



Fernando Alfonso González Lozano

Profesor Titular

fagonzalez@unal.edu.co

Universidad Nacional de Colombia -Manizales-

Facultad de Ingeniería y Arquitectura

Departamento de Ingeniería Civil

Manizales, 2014

ISBN: 978-958-775-102-4

Contenido

	p.
1. Prefacio	6
2. Breve recuento histórico de la climatología e hidrología en Caldas .	12
3. Condicionamiento macroclimático	17
3.1 Ubicación geográfica y macroclimática del Departamento de Caldas ...	17
3.2 La Zona de Confluencia Intertropical –ZCIT-	19
3.3 La Corriente Superficial del Chocó	21
3.4 La convergencia de los Alisios del noreste y sureste sobre el Departamento de Caldas	30
3.5 El Niño – Oscilación del Sur –ENSO-	39
3.6 Complejos convectivos de mesoescala (CCM)	50
3.7 El clima de montaña	51
3.8 Otros fenómenos macroclimáticos	53
4. Temperatura	58
4.1 Variación altitudinal de la temperatura	58
4.2 Disimetría espacial	65
4.3 Mapa de temperatura promedio del Departamento 1990-1991	66
4.4 La condición isotérmica ecuatorial – disimetría temporal	69
4.5 El ciclo diario de la temperatura	71
4.6 Efecto del ENSO en la temperatura	72
5. Precipitación	75
5.1 La red de estaciones pluviométricas	75
5.2 Depuración información pluviométrica mensual	77
5.3 Mapa de precipitación promedio multianual	80
5.4 Mapas precipitaciones mensuales	87
5.5 Los regímenes departamentales de precipitación	93
5.6 Caracterización y cuantificación del efecto del ENSO en la precipitación	106
5.7 El ciclo diario de la precipitación; ladera – áreas bajas	118
5.8 Intensidad de las lluvias, curvas de intensidad-duración-frecuencia ...	133
5.9 Lluvias diarias máximas anuales asociadas a períodos de retorno	139

	p.
6. Brillo solar	143
6.1 La radiación solar y el brillo solar	143
6.2 Mapa de brillo solar promedio anual	143
6.3 Régimen del brillo solar	148
7. Evapotranspiración potencial	149
7.1 Variación altitudinal de la evapotranspiración potencial – mapa	149
7.2 Mapas mensuales de evapotranspiración potencial, ETP	155
7.3 Mapas mensuales de evapotranspiración potencial, bajo “El Niño” y “La Niña”	157
8. Balance hídrico en el suelo	160
8.1 Conceptualización modelo de balance hídrico tipo agronómico	160
8.2 Ecuaciones del modelo de balance hídrico tipo agronómico	161
8.3 Capacidad de campo de los suelos – mapa	163
8.4 Mapas del modelo de simulación del balance hídrico, condición neutra	167
8.5 Mapas del modelo de simulación del balance hídrico, condiciones anómalas del Pacífico	169
9. Potencial de receptividad / transmisividad hídrica del sustrato litológico	
9.1 Conceptualización potencial de receptividad / transmisividad hídrica a nivel subterráneo	177
9.2 Clasificación del sustrato litológico según su potencial de permeabilidad / transmisividad hídrica – mapa	179
9.3 Potencial acuífero	181
10. Caudales	182
10.1 Recolección, depuración y crítica de la información hidrométrica	182
10.2 Curvas de acumulación	186
10.3 Caudales promedios y regímenes hidrométricos	191
10.4 Escurrimiento inferido por balance hídrico de largo plazo	194
10.5 Acumulación del flujo por escurrimiento en los cauces	197
10.6 Validación del modelo de acumulación de flujo	200
10.7 Caudales mínimos asociados a períodos de retorno	205

	p.
10.8 Regionalización del cálculo de caudales mínimos y extensión del método a cuencas no instrumentadas	210
10.9 Caudales máximos asociados a períodos de retorno	215
10.10 Regionalización del cálculo de caudales máximos, extensión del método a cuencas no instrumentadas	221
10.11 Dimensionamiento de una creciente extraordinaria del río Chinchiná	226
10.12 Efectos del ENSO en los caudales, en su fase cálida y en fase fría..	234
11. Cambio climático	237
11.1 Breves apuntes sobre el pasado climático de la tierra	238
11.2 El calentamiento global	241
11.3 Historia del cambio climático en Caldas y su vecindario	244
11.4 El actual cambio climático global en Caldas	249
11.5 Cambios hidroclimáticos locales	255
12. Consideraciones finales	261
12.1 Aportes	261
12.2 Faltantes a superar	262
12.3 Hacia la gestión integral del recurso hídrico	264
Bibliografía	266
Bibliografía referenciada	266
Bibliografía no referenciada	274
Cuadros anexos	276

Agradecimiento

El autor agradece al ingeniero y maestro Alejandro Dávila Arias (Universidad Nacional de Colombia, Manizales), hoy en uso de buen retiro sin alejarse de la academia, por sus correcciones sintácticas y comentarios.

Dedicatoria

A mis permanentes compañeros de viaje: Grecia mi esposa, Javier Ernesto y Natalia, mis hijos.

1. Prefacio

Agua, barro en el camino,
agua que esculpes paisajes,
agua que mueves molinos.
¡Ay agua! que me das en nombrarte,
agua que le puedes al fuego,
agua que agujereas la piedra,
agua que estás en los cielos
como en la tierra...

El agua y el hombre, Joan Manuel Serrat

El agua es de importancia vital en la conservación de bosques, humedales, páramos y demás ecosistemas naturales, para el crecimiento y mantenimiento de cultivos, así como para la satisfacción de las necesidades de la población humana y como insumo para muchas de sus actividades. Por tanto; la determinación de su cantidad y de sus variaciones temporales y espaciales es indispensable para la planificación agrícola, el diseño y mantenimiento de acueductos, la prevención de catástrofes naturales, el diseño y manejo de hidroeléctricas, la planificación energética, la operación y diseño de distritos de riego. En síntesis, la cuantificación del agua de que dispone un territorio a través del tiempo y de su espacio es un conocimiento “sine qua non” para la planificación regional.

Con este libro los interesados en el aprovechamiento racional del recurso hídrico en el Departamento de Caldas contarán con cuantificaciones del agua en el tiempo y en el espacio, ya sea almacenada en el suelo y disponible para las plantas cultivadas o naturales o de los caudales que discurren por los cursos de agua. Fuente de consulta de utilidad para el agrónomo, para el agricultor, para el ingeniero constructor, para el ecólogo, para las entidades que de alguna manera hacen uso del recurso hídrico o propenden por su conservación y

aprovechamiento y para quienes tienen como oficio la planificación del territorio o la prevención de catástrofes.

El método empleado en este libro se aleja del esquema habitual de los libros de hidrología, al contextualizar en el condicionamiento climático la oferta hídrica. Se deslinda la influencia de los grandes fenómenos planetarios, de la confluencia de las masas de aire sobre el territorio departamental a través del año y aún de la dinámica meteorológica del ciclo diario en las variables climáticas, en especial en la temperatura y la lluvia. Con lo cual se provee un marco comprensivo y explicativo de los montos de la oferta hídrica y de su variabilidad temporal y espacial. Porque si algo debe quedar claro en el lector al hojear estas páginas es que la alta variabilidad temporal y espacial le es consustancial al recurso hídrico en el Departamento. Los meses poseen muy distintas precipitaciones promedios multianuales, las lluvias bajo la fase cálida del fenómeno ENSO (El Niño – Oscilación de Sur) disminuyen, verbigracia año de 1997, y durante la fase fría conocida como “La Niña” aumentan significativamente, verbigracia año 2010. La variabilidad espacial de las lluvias es muy alta y por ende de la escorrentía. En tan sólo 38 km que distan de Honda a Samaná se pasa de 1.690 mm/año a 7.960 mm/año de precipitación promedio multianual. Se va de un ecosistema de bosque seco tropical, de características xerófitas a una selva pluvial ecuatorial.

Algo distintivo del presente tratado de hidroclimatología de Caldas, es la espacialización de las diferentes variables representativas de las distintas características de la oferta hídrica. Con base en los datos meteorológicos y fluviométricos de una extensa base de datos acopiada por el autor a través de más de quince años de trabajos y análisis climáticos e hidrológicos, se construyeron modelos matemáticos que con el uso de procedimientos del sistema de información geográfica ArcGIS fue posible desplegar sobre el espacio departamental. El método empleado usa profusamente la cartografía como elemento de análisis y de presentación de resultados, por lo que además de contener cuantificaciones del agua en distintos escenarios, este libro provee un conocimiento básico del medio geográfico departamental y una visión integrada

e integral de la oferta hídrica, constituyéndose en un elemento valioso para quienes quieran conocer buena parte de los condicionantes ambientales del Departamento de Caldas. En pocas palabras, aquí yace una primera aproximación a la geografía del agua, una mirada a la geografía caldense desde la óptica del agua.

Tanto el ávido lector experto en las temáticas del agua, como aquel más desprevenido pero inquieto en conocer su territorio, encontrarán en estas páginas el condicionamiento macroclimático de las lluvias del Departamento asociado a su posición ecuatorial y el doble paso de la Zona de Confluencia Intertropical –ZCIT-; como convergen sobre el Departamento los Alisios del noreste, del sureste “amazónicos”, y los que avanzan por el Pacífico desde la Antártida acompañando la Corriente de Humboldt, la influencia de la Corriente de Humboldt y su imbricación con el fenómeno de “El Niño”; la variación altitudinal de la temperatura y sus diferencias entre las vertientes cordilleranas y mapas inéditos de temperatura promedio y de brillo solar.

Respecto a la cuantificación de la oferta hídrica, se encuentran mapas de lluvias anuales y mensuales promedio multianual en condición “neutra” y bajo la influencia de “El Niño” y “La Niña”. Al ciclo diario de la lluvia, a su entendimiento, condicionamientos geográficos y cuantificación, se le han dedicado algunas páginas. También, el lector hallará en el libro una caracterización de las lluvias máximas, las llamadas curvas de intensidad-duración-frecuencia. Se describe la estrecha relación entre la altitud y la evapotranspiración potencial promedio anual, se publican mapas de evapotranspiración mensuales y bajo la influencia de ambas fases del ENSO. Las cuantificaciones de la precipitación y la evapotranspiración potencial alimentan un modelo de balance hídrico tipo agronómico que contempla la capacidad de campo o almacenaje máximo de agua a nivel subsuperficial y con el cual se determina el índice de aridez o suficiencia hídrica y el escurrimiento para cada mes en condición normal y bajo la influencia del evento cálido del Pacífico tropical y, también, del evento frío. En estas páginas hallarán la calificación del potencial de recepción o transmisión

hídrica por el sustrato litológico y el consecuente mapa construido con base en esta calificación del potencial acuífero del Departamento.

En lo atinente a las mediciones hidrométricas, se presenta una crítica a las curvas de calibración con las que se infieren los caudales diarios de las corrientes en los sitios de aforo. Se calcularon caudales mínimos con base en las curvas de acumulación de aforos puntuales de las principales estaciones hidrométricas. Mediante una rutina hidrológica del sistema de información geográfica que acumula flujos, se infirieron el caudal promedio multianual y caudales mínimos en cualquier sitio de la red hídrica del Departamento. Modelo de acumulación de flujo al cual se le hizo una validación que resultó exitosa. Se exponen métodos estadísticos que aplicados sobre los datos hidrométricos, como las funciones doble exponencial de Gumbel y la Log-normal, que permiten inferir caudales mínimos o caudales máximos asociados a períodos de retorno, y también la espacialización o “regionalización” de estos métodos a cualquier punto de la red hídrica. Para los caudales mínimos extremos se tiene la certeza de la veracidad de la inferencia, no así para los caudales máximos, pues se dimensionó una creciente del río Chinchiná que invalida los resultados del método estadístico aplicado para inferir caudales máximos asociados a períodos de retorno.

El último capítulo, antes de las consideraciones finales, es una reflexión sobre las implicaciones en la oferta hídrica departamental del cambio climático global y de las transformaciones del uso del suelo y de la cobertura vegetal contextualizadas en la historia de los cambios climáticos de la tierra.

No sobra destacar que el método de esta caracterización hidroclimática del Departamento de Caldas, además de geográfico es cuantitativo, pues para cada lugar del Departamento se infirieron valores de las principales variables involucradas en el balance hídrico en cada uno de los meses y en distintos escenarios macroclimáticos. Es decir, este libro provee una minuciosa descripción cuantitativa de la oferta hídrica a todo lo largo y ancho del territorio

departamental. Así pues, se prescinde de recurrir a clasificaciones climáticas como las de Köeppen o Holdridge, que terminan siendo generalizaciones del clima imperante en un lugar.

Los cálculos, tablas y mapas son un referente muy valioso para las cuantificaciones de la oferta hídrica, lo que es de suma utilidad a quien necesite, en su oficio o práctica profesional, información climática o hidrológica; pero no exime a quien así lo requiera de hacer los análisis hidrológicos pertinentes. En otras palabras, la responsabilidad del uso en un problema concreto de las cuantificaciones aportadas por este tratado de hidroclimatología es de quien lo realice y su aplicación específica requiere la crítica, precisiones y ajustes necesarios.

El amplio panorama de temáticas tratadas en torno al agua, unidas a los mapas y tablas de datos, hace de este libro un complemento ideal a los libros habituales en las cátedras universitarias de hidrología y climatología. Aquí se provee al profesor universitario de datos y de mapas reales de su entorno inmediato, contando así con un instrumento didáctico de valía. Aún para el docente de educación media le es útil en su quehacer pedagógico, cuando aborde en su enseñanza la geografía del Departamento de Caldas. Con un propósito educativo, se recurre a numerosas explicaciones en pies de página, en algunas de ellas se adentra en las connotaciones sociales, geográficas, históricas o ambientales del clima y del agua, en otras se precisan aspectos técnicos de métodos y modelos matemáticos.

La escala de los mapas es de 1:250.000, pues mapas fuente como el mapa de suelos de Caldas y el mapa geológico departamental se encuentran a esta escala: escala regional, propia para mapas climáticos de una región. Los mapas climáticos e hidrológicos tienen una resolución o tamaño de celda de 30 m x 30 m, lo que equivaldría a una escala, “sensu lato”, de 1:30.000. Se trabajaron los

mapas *raster* o teselares¹ con la resolución anotada para efectos de una mejor edición, pero su escala real es de 1:250.000.



Fotografía 1.1. El Mohán, espíritu de las aguas, estatua a la entrada de la Villa de San Bartolomé de Honda. Foto: F. González.²

¹ En la jerga de los sistemas de información geográfica un mapa *raster* o *grid*, que es lo mismo, es un mapa de cuadrícula conformado por celdas o píxeles. La palabra española, teselar, lamentablemente no ha sido aún incorporada al vocabulario técnico.

² Deidad tutelar de los cuerpos de agua, medra en los pozos oscuros de los ríos, quebradas y lagos, conocido por los pueblos indígenas y sus descendientes criollos desde el Alto Magdalena hasta el Caribe Colombiano. Es travieso, algo sátiro, andariego, guarachero y libertino, pues con las mancebas es enamorado, a las que persigue y con las que se muestra obsequioso y serenatero. Fumador empedernido de tabaco. Como vive en los ríos, es proclive a atisbar el baño de las muchachas hermosas. ¡Ay!, de la que cae atrapada en su atarraya, pues el mítico truhan es de un vigor indeclinable.

2. Breve recuento histórico de la climatología e hidrología en Caldas

Navegando en un río silencioso dijo un hermano:

“Si los ríos pudieran hablar cuanta historia contarían...”

Y alguien habló desde lo profundo de esa selva misteriosa:

“La Historia es tan miserable que los ríos prefieren callar”.

De los ríos. Fredy Chikangana, poeta de la Nación Yanacóna.

El inicio en el Departamento de Caldas de las mediciones sistemáticas del clima y del análisis de los datos meteorológicos recolectados, coincide con la instauración por la Federación Nacional de Cafeteros del Centro Nacional de Investigaciones del Café –Cenicafé–, pues en dicho centro se instaló en 1941 una estación meteorológica.³

En el año de 1945, el Congreso Nacional Cafetero aprobó la creación de un servicio especializado en la medición de los elementos del clima en las principales zonas cafeteras del país. Bajo la dirección del Dr. R. Shroeder se instalaron cuatro estaciones de primer orden y algunos puestos de segundo orden. Con equipos importados en 1949 se amplió la estación de Cenicafé, la que fungió como observatorio meteorológico. En 1950 se publica el primer Anuario Meteorológico. En 1951, el célebre climatólogo Hans Trojer organiza la red de estaciones climatológicas y pluviométricas ampliándola a 53 puestos de observación, se toman datos de manera continua y permanente, dando inicio a la publicación “*Resumen del Tiempo*” en el “*Boletín Informativo de Cenicafé*”. Con base en la data recolectada, complementada en ocasiones con información de otras fuentes, Trojer realizó varios análisis climáticos básicos.

³ En el temprano año de 1908 los Hermanos Maristas, precursores de la incipiente ciencia nacional, montaron en su Colegio de Cristo, en el centro de la ciudad de Manizales, un puesto pluviométrico y algún termómetro. Cuyos datos, perdidos en los anaqueles del olvido, no han llegado hasta nosotros.

Desde 1950 en forma ininterrumpida Cenicafé ha publicado su *Anuario Meteorológico Cafetero*, fuente inestimable para el investigador. Caldas tiene la fortuna que un alto porcentaje de los puestos de observación operados por la Federación Nacional de Cafeteros están en su territorio o en sus vecindades en los departamentos de Risaralda, Tolima y Antioquia, en la denominada Región del Eje Cafetero. En la actualidad existen más de 90 estaciones entre climáticas, pluviográficas y pluviométricas. Hasta el presente los datos recolectados, en la vasta red, son sometidos a una cuidadosa labor de depuración y crítica (Cenicafé, 1983).

Además de su anuario, Cenicafé ha publicado un buen número de artículos científicos sobre el clima, en su revista "*Cenicafé*", varios de ellos reseñados en la bibliografía. Una recopilación sintética de esos rigurosos trabajos se halla en el libro *Clima andino y café en Colombia* (Álvaro Jaramillo, 2005), obra valiosa, a la vez profunda y de lectura amena. Encomiable ha sido la labor de publicación, tanto de datos como de análisis climáticos, de ese centro de investigación científica. Entre sus publicaciones se encuentra una en que se describe de manera detallada la forma y manera como se hacen mediciones de las variables meteorológicas (Jaramillo A. y Gómez L., 1975), se remite a esta publicación al lector interesado en el tema.

Otra institución con asiento en el Departamento que ha contribuido al conocimiento hidrológico y climático de la Región del Eje Cafetero es la Central Hidroeléctrica de Caldas –CHEC-. En el inicio de la década de los años 60, con el loable propósito de un desarrollo hidroeléctrico regional, la CHEC desplegó una red de estaciones pluviométricas e hidrométricas que cubría desde el oriente de Caldas hasta la cuenca alta del río San Juan, en los límites de los departamentos de Risaralda y Chocó, unos 50 puestos pluviométricos y unos 45 puestos hidrométricos.

La CHEC, en virtud de sus propósitos de generación hidroeléctrica, mide caudales, aporte de suma importancia. Las mediciones de lluvias y caudales en

el oriente de Caldas, donde la red climatológica de Cenicafé tiene bajo cubrimiento, es otro aporte significativo hecho por la CHEC. Mediciones sobre las cuales se diseñó el proyecto hidroeléctrico de La Miel. Esta base de datos hidroclimática fue cedida a Hidromiel Ltda. S.A., que recibió el proyecto hidroeléctrico de manos de la CHEC. Hidromiel prosiguió la labor de toma de datos e incrementó el número de puestos de observación. La información pluviométrica e hidrométrica con que se cuenta en el Departamento de Caldas sobre la cuencas de los ríos La Miel y Samaná es la data recabada por estas dos instituciones, CHEC e Hidromiel, cuando esta última entidad cedió el proyecto hidroeléctrico de La Miel, las mediciones se suspendieron y no hay quien sepa si se continúan realizando mediciones en la red que otrora fuera de la CHEC. ⁴

Complementan la red hidrometeorológica del Departamento, las estaciones operadas por el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales – IDEAM-, red que fuera del Instituto Colombiano de Hidrología, Meteorología y Adecuación de Tierra –HIMAT-, y que poco o nada se ha expandido desde aquel entonces. Cuando el HIMAT tuvo a su cargo la meteorología colombiana, los estudiosos del clima y de la hidrología podíamos acceder con facilidad a los datos y sin costo. Hoy, los estudios básicos del medio como los análisis climatológicos, encuentran una seria limitante en los costos y aún en el acceso a los datos de la red meteorológica nacional.

Tiene su importancia la red meteorológica operada por el IDEAM, puesto que posee puestos de observación de gran altitud y en la planicie del Magdalena Medio, zonas sin otro cubrimiento y porque posee también limnógrafos que miden caudales instantáneos.

⁴ Gestión Energética -GENSA S. A-. recaba datos horarios del caudal del río La Miel, en el sitio donde posiblemente se construirá la presa del proyecto hidroeléctrico Miel II.

Aguas de Manizales posee una docena de puestos de aforos en las pequeñas corrientes que surten el acueducto de la ciudad y media docena de puestos pluviométricos. La red opera desde 1997.

La Corporación Regional Autónoma de Caldas –CORPOCALDAS-, por intermedio de consultores, ha realizado varios estudios de importancia, antecedentes del presente libro. Lamentablemente el no haber sido publicados ha limitado en mucho su difusión. Tan sólo algunos expertos en la temática los conocen en profundidad.

La Empresa de Acueductos de Caldas –EMPOCALDAS- realiza aforos de los caudales de las fuentes abastecedoras de sus acueductos y posee información de la morfometría y usos del suelo de las áreas aferentes a esos acueductos.

La Universidad Nacional de Colombia, mediante el Postgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos de la Facultad de Minas de la sede Medellín, ha hecho desde 1993 aportes sustanciales al entendimiento de la influencia del ENSO (El Niño – Oscilación de Sur) y otros fenómenos macroclimáticos y mesoclimáticos en la climatología e hidrología colombianas, en particular a la climatología del centro del país.

Actualmente el Grupo de Trabajo Académico en Ingeniería Hidráulica y Ambiental de la Universidad Nacional sede Manizales ha realizado y realiza algunos proyectos de grado en hidrología y temáticas afines. Además, con el patrocinio de la oficina de atención de desastres del Municipio de Manizales, dicho Grupo montó y opera una red telemétrica conformada por 13 estaciones meteorológicas y una estación hidrométrica dentro de la ciudad de Manizales, en la que se toman datos cada 5 minutos.

Desde el año 1997 funciona de manera continuada la primera estación que se instaló de esa red, pero la mayoría de estaciones no llegan a cinco años de datos recolectados. Este Grupo también ha hecho algunas mediciones a gran altitud

en el parque Natural los Nevados y ha instalado canaletas para el montaje de estaciones hidrométricas telemétricas en algunos ríos de Caldas. Esta pequeña historia tiene más futuro que pasado.

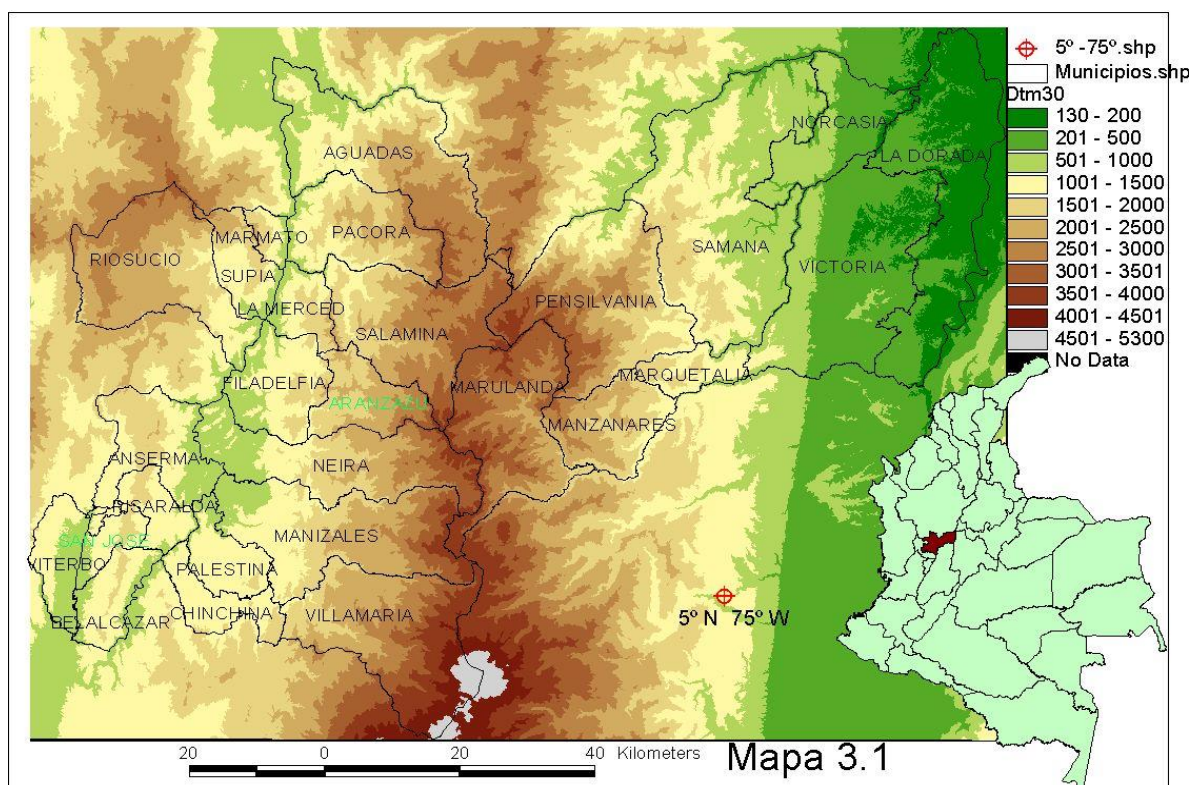
Los estudios, artículos y libros precedentes forman parte importante de la historia de la climatología y la hidrología caldense, ellos son una fuente valiosa tanto en métodos como en datos y en observaciones para el entendimiento climático e hidrológico del Departamento, muchos de ellos reseñados en la bibliografía referenciada. Algunos estudios que no fueron relacionados en dicha bibliografía, pero que tienen su importancia histórica o como base de datos, se incluyen en una lista denominada bibliografía no referenciada.

3. Condicionamiento Macroclimático

3.1 Ubicación geográfica y macroclimática del Departamento

...En aquel Imperio, el Arte de la Cartografía logró tal perfección que el Mapa de una sola Provincia ocupaba toda una Ciudad, y el Mapa del Imperio toda una Provincia... *Del rigor de la Ciencia*, J. L. Borges.

El Departamento de Caldas se encuentra ubicado entre los 4°48' y los 5°48' latitud norte y entre los 74°39' y los 75°57' longitud oeste y se despliega en un rango altitudinal que va de los 160 m, sobre el río Magdalena cerca de la población de Buenavista, a los 5.310 m, en la cima del Nevado de Kumanday (Ruiz), lo que determina su clima ecuatorial de montaña. Su extensión aproximada es de 7.600 km². El mapa muestra la ubicación del Departamento en la Colombia continental, sus municipios, topografía y el hito 5° latitud norte 75° longitud oeste.



Los Alisios del norte-este y los Alisios del sureste corren hacia el ecuador donde se encuentran la mayor parte de las selvas pluviales de la tierra, a una zona de baja presión desde las zonas de alta presión de los trópicos, ubicadas más o menos en los 25° a 30° grados latitud norte y sur, donde se ubican la mayoría de desiertos del planeta, conformando las denominadas celdas de Hadley (Figura 3.1).

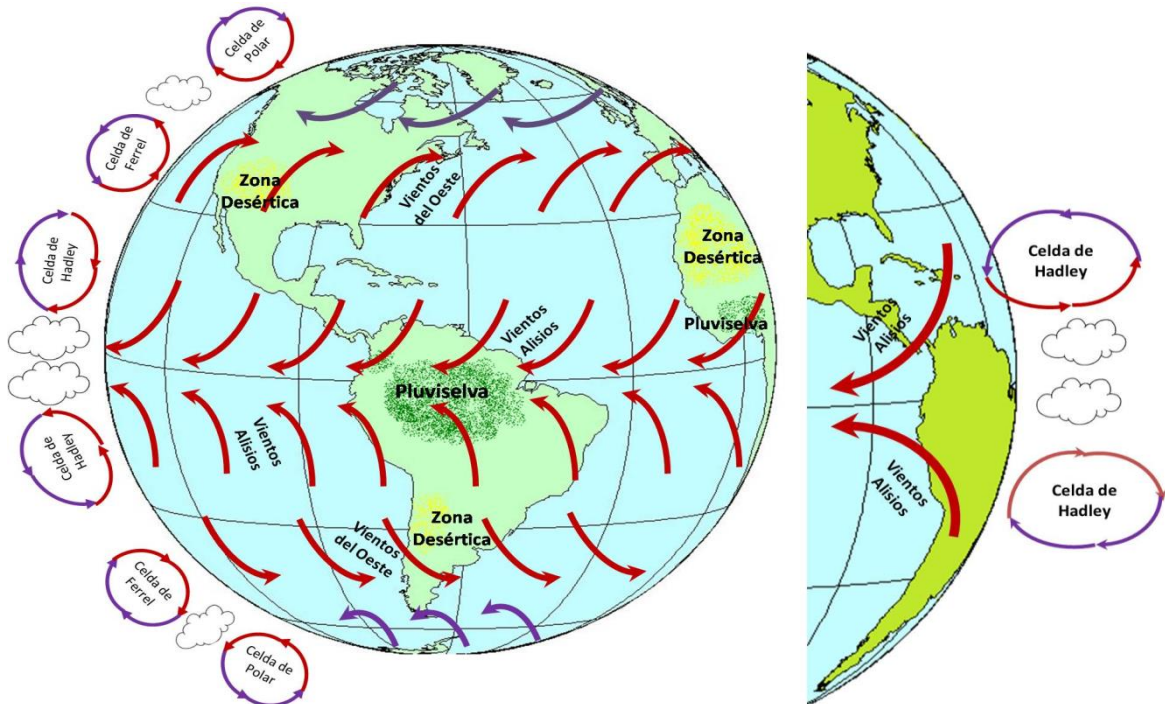


Figura 3.1. Circulación planetaria de los vientos y celdas de Hadley

Los Alisios del norte-este y del sureste no confluyen exactamente sobre el ecuador geográfico, por efecto de que la mayor parte de los continentes se sitúan en el hemisferio norte y, les es más expedito el tránsito sobre la superficie oceánica a los Alisios del sur, que a los Alisios del norte discurrir sobre tierra. El encuentro de ambos Alisios se sucede desplazado 5° hacia el norte, en el llamado ecuador climático. Siendo así, el Departamento de Caldas se sitúa exactamente a caballo sobre el ecuador climático, en la franja de las calmas ecuatoriales que sobre el océano se conoce como la franja de las calmas chichas, donde por semanas y aun meses puede no correr ningún viento y la

nubosidad es permanente, hecho que podía ser fatal en los tiempos de la navegación a vela ⁵.

La Figura 3.2, muestra una gráfica global del vapor de agua el día 11 de septiembre de 2007, hecha por el *Global Hydrology and Climate Center* de la *National Aeronautics and Space Administration* –NASA- con base en una composición de imágenes satelitales, donde se aprecia el cinturón de nubes localizado al norte del ecuador.

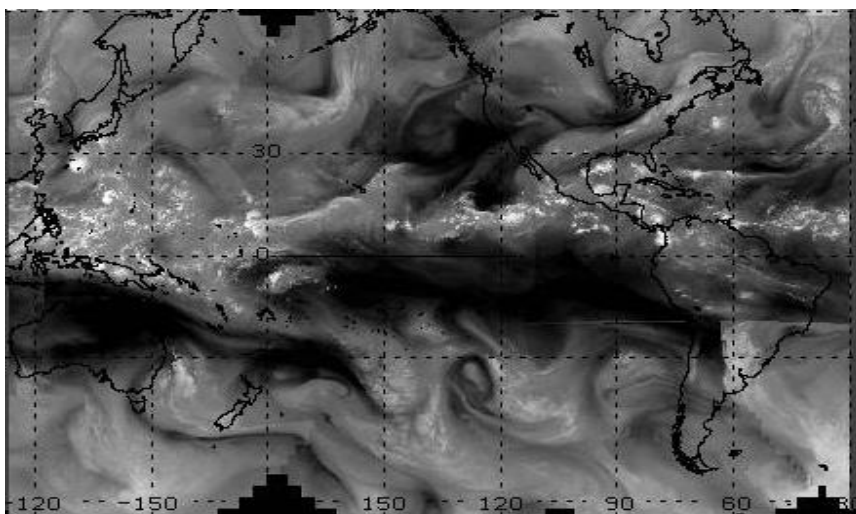


Figura 3.2. Cinturón de alta nubosidad o de las calmas ecuatoriales. Fuente: <http://weather.msfc.nasa.gov/GOES>.

3.2 La Zona de Confluencia Intertropical –ZCIT-

Los Alisios del norte y del sur no confluyen durante todo el año en el ecuador climático. El lugar de encuentro se desplaza hacia el norte en el verano boreal y hacia el sur en el verano austral, barriando un cinturón ecuatorial conocido como la Zona de Confluencia Intertropical –ZCIT-. Cinturón de baja presión, conformado como su nombre lo indica por la convergencia de masas de aire cálido y húmedo provenientes tanto del norte como del sur. Las masas de aire son empujadas por las diferencias de presión en las celdas de Hadley, rasgo

⁵ Joseph Conrad, en su breve y afamada novela *La Línea de Sombra*, describe ese sopor y abulia mortales en que se sumía la tripulación de un velero atrapado en el espejo de un mar sin movimiento.

atmosférico de mesoescala que forma parte del sistema planetario de distribución de calor y humedad, a ese cinturón donde se presenta una alta actividad convectiva. Debido a las altas temperaturas las masas de aire son forzadas a ascender originando abundante nubosidad, fuertes precipitaciones y divergencia en la alta atmósfera. El mecanismo de transporte de calor desde la superficie a la alta troposfera en la ZCIT es el ascenso pseudo-adiabático en los núcleos de los grandes cumulonimbus (Mesa, Poveda y Carvajal, 1997, p76).

La posición de la ZCIT varía con el ciclo estacional anual siguiendo la posición cenital del sol. En Colombia alcanza su posición más al norte, 10° N, durante el verano del hemisferio boreal, y su posición más al sur, 1° S, durante el verano del hemisferio austral. Sin embargo, la ZCIT es menos móvil en las longitudes oceánicas, donde mantiene una posición cuasi estática al norte del ecuador. En estas áreas, la lluvia simplemente se intensifica con el aumento de la insolación solar y disminuye a medida que el sol ilumina otras latitudes.

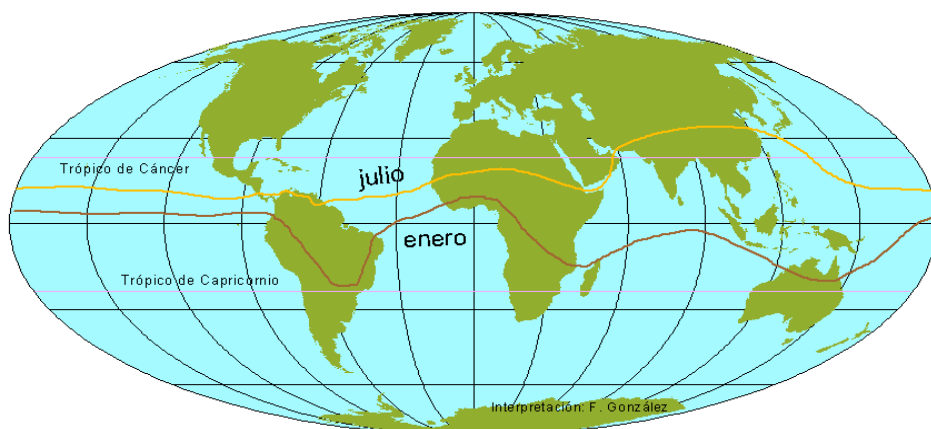


Figura 3.3. Banda de dominio de la ZCIT. Dibujo y adaptación: F. González. Fuentes: Frere, Rijk y Rea (1978), Álvaro Jaramillo (2005).

El lugar geográfico donde la ZCIT se posiciona en los días posteriores a los equinoccios de primavera y otoño, es decir al 21 de marzo y al 23 de septiembre, en su doble paso anual, es el llamado ecuador climático, que se sitúa alrededor de los 5° latitud norte. Lugar geográfico caracterizado por su perfecta bimodalidad ⁶

⁶ Me hicieron la observación; que la palabra “bimodal” en términos estrictos hace referencia a la ocurrencia de dos modas en una función de densidad probabilística o en

de su régimen pluviométrico, entendida la palabra "régimen" en su sentido estricto, es decir; la distribución de las lluvias en el transcurso de los doce meses del año, cualquiera que sea el volumen total de la precipitación anual y su condición isomegatérmica, es decir alta temperatura sin variaciones significativas en el transcurso del año.

La Figura 3.4 ilustra el régimen "bimodal" perfecto de la lluvia imperante en la estación climatológica de Cenicafé, situada a los 5° 0' latitud norte, en el ecuador climático. Las máximas precipitaciones se suceden en los meses posteriores a la posición cenital del sol sobre el ecuador, abril, mayo, octubre, noviembre y los montos y forma de la precipitación del segundo semestre es una cuasi réplica de las precipitaciones del primer semestre.

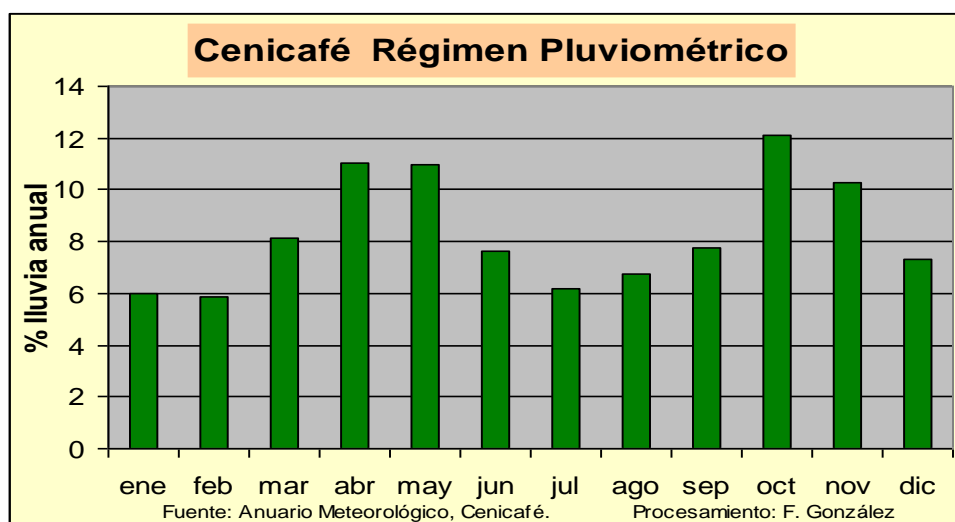


Figura 3.4. Régimen Pluviométrico Ecuatorial Perfecto

3.3 La Corriente Superficial del Chocó

La Corriente de Humboldt es una corriente superficial oceánica proveniente de latitudes cercanas al océano antártico, corre paralela a la costa oeste de

su histograma de frecuencias relativas. No cabría aplicarla a la distribución de la lluvia a lo largo del año o histograma anual de precipitación. Este dislate viene desde los clásicos, por ejemplo, Remy Oster (1997, p.108) en su célebre libro "*Las Precipitaciones en Colombia*" la utiliza. Aquí, en este libro, se utilizará el término, a fuer de la costumbre o su sustituto: "doble onda".

Suramérica y es acompañada por los vientos Alisios del sur que también corren en la misma dirección (Figura 3.5). A esta corriente se debe la existencia de una franja de afloramiento de unos 100 km de ancho a lo largo de las costas del norte de Chile y del Perú, que llega hasta las costas ecuatorianas, franja donde la surgencia de aguas profundas y frías transporta grandes cantidades de nutrimentos, haciendo que esa área pesquera sea muy productiva; la más productiva del mundo ⁷.

Llegada al ecuador la Corriente de Humboldt, esa corriente fría y de surgencia que corre paralela a la costa suramericana, ya sin efecto la fuerza de Coriolis, se transforma en una lengua fría que corre en dirección oeste sobre el ecuador que se transforma en la Corriente Ecuatorial del Pacífico (Figura 3.6) y produce algunas áreas de surgencia de alta productividad biológica, como en las Islas Galápagos.

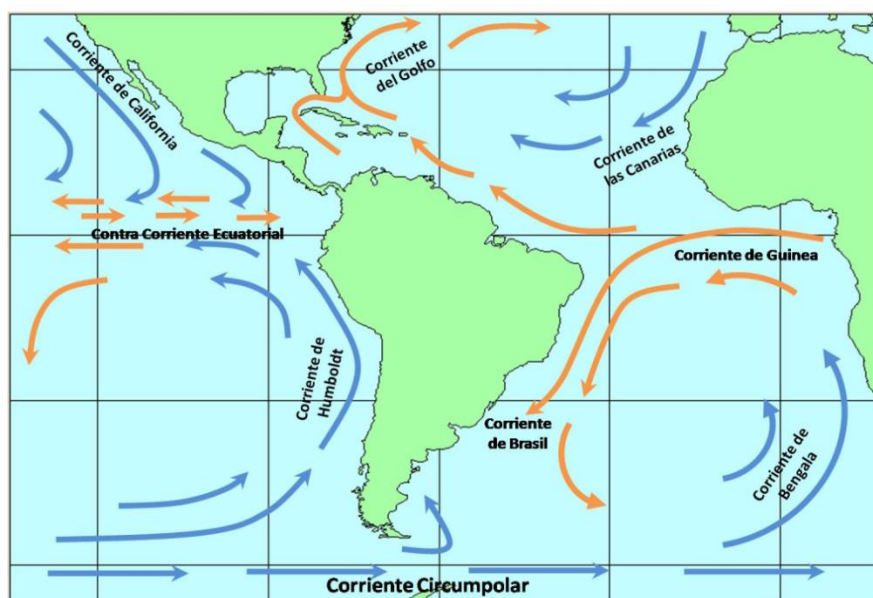


Figura 3.5. Corrientes marítimas que circundan Suramérica.

⁷ La Figura 3.5 muestra las principales corrientes marinas del continente americano. Azul corrientes frías, naranja cálidas. Además de la corriente de Humboldt, se aprecia la corriente cálida del Golfo que atempera Europa, las contracorrientes ecuatoriales, la corriente Ecuatorial del Sur que calienta a todas las costas del Brasil, y aún Punta del Este y Buenos Aires. Por los efectos térmicos de las corrientes oceánicas, muchos soñamos con broncearnos, siquiera una vez, en la playa de Copacabana, poblada de garotas y de garotos y muy pocos añoran con bañarse en el balneario de Huascar, abundante en pingüinos y focas, aunque Río de Janeiro y Antofagasta (Chile) se encuentren en la misma latitud, sobre el trópico de Capricornio.

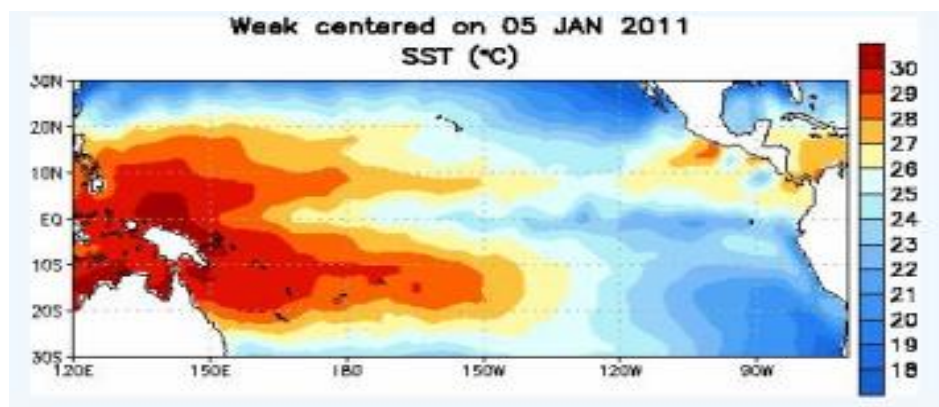


Figura 3.6. Corrientes frías de Humboldt y Ecuatorial Pacífica. Fuente: NOAA, <http://www.elnino.noaa.gov>.⁸

Una vez los Alisios del sur, que acompañan la Corriente de Humboldt, superan el ecuador se recurvan y toman una dirección oeste-este. A su vez, los Alisios del noreste, al cruzar el istmo de Panamá, también se recurvan y adquieren una dirección oeste-este. La Figura 3.7 exhibe esos recurvamientos tanto de los Alisios del noreste como del sureste. Aunque el recurvamiento se sucede en todos los meses del año, es más pronunciado para los Alisios del sureste de junio a noviembre y para los Alisios del noreste de diciembre a marzo, siguiendo los desplazamientos de la ZCIT.

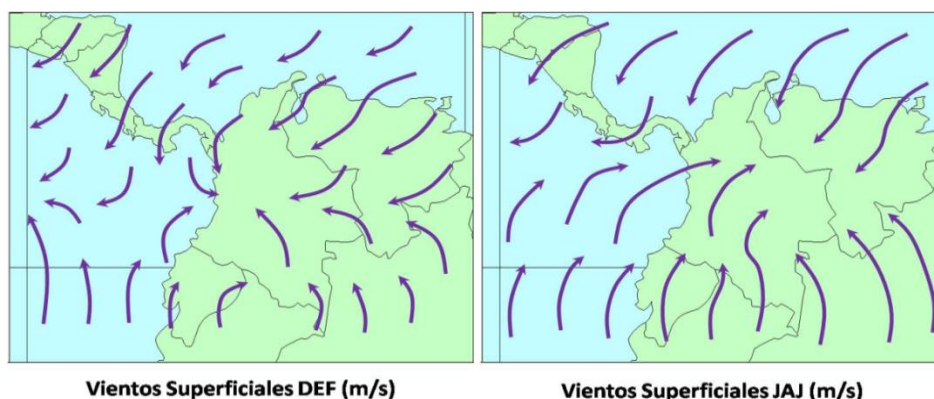


Figura 3.7. Mapogramas medios mensuales de la dirección viento y su velocidad. Adaptado de: J. D. Pabón et al (2010) y de Mesa, Poveda y Carvajal (1997).

La convergencia de ambos sistemas eólicos propicia un centro de baja presión en el Golfo de Panamá, frente a las costas del pacífico colombiano (G. Poveda y O.

⁸ NOAA: *National Oceanic and Atmospheric Administration, United States Department of Commerce.*

Mesa, 1998). Centro de baja presión, caracterizado por una cubierta casi permanente de nubes que se alcanza a apreciar en la Figura 3.2 y la Figura 3.8 muestra en toda su magnitud.

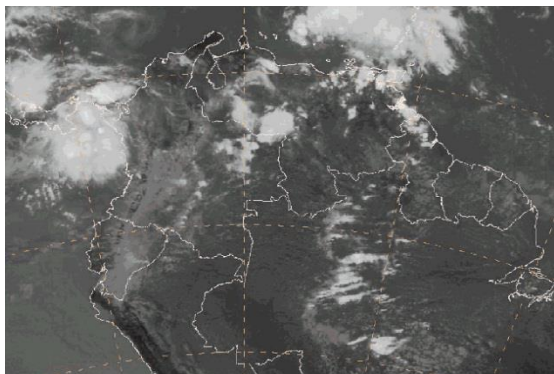


Figura 3.8. Centro de baja presión semipermanente del Golfo de Panamá. Fuente: NASA, <http://weather.msfc.nasa.gov/GOES>

De este centro de baja presión cuasi-permanente parte hacia el este, hacia el territorio continental colombiano la denominada Corriente Superficial del Chocó⁹. Gracias a la circulación atmosférica que se establece por los diferenciales de temperatura del aire y por ende de presión entre el mar y tierra, desde el centro de baja presión se desplazan masas de aire húmedas hacia el continente, las que transportan grandes cantidades de humedad desde el océano hacia tierra. Al toparse estas masas húmedas con el obstáculo que representa la cordillera Occidental y quedar subsumidas por los alisios del este, atrapadas descargan gran parte de su contenido de humedad sobre del territorio chocoano, haciendo del Chocó central una de las zonas de mayor precipitación en el mundo, con lugares que superan los 10.000 mm/año (Figura 3.9).

⁹ Discrepo, de manera cordial, de mi caro amigo G. Poveda en nominar a esta corriente como de “chorro”. Las corrientes de chorro, en inglés denominadas “*jet stream*” y en francés “*courent de jet*”, como lo evoca su nombre en los tres idiomas, son corrientes de altas velocidades, por lo regular de 250 km/h, frecuentemente de 300 a 350 km/h y excepcionalmente de más de 500 km/h. Circulan a una altitud entre 8 km y 20 km, son estrechas respecto a su longitud, pues su grosor es de 5 km a 7 km, su anchura de 100 km a 200 km y su longitud se cifra en miles de kilómetros. Todo un jet de propulsión a chorro. He visto en Pueblo Rico, Risaralda, cómo nuestra corriente del Chocó trasmonta la Cordillera Occidental pegada a tierra a velocidades de unos 5 m/s, es decir, al paso cansino de un caballo. Más que una “*jet stream*” lo que se tiene es una “*donkey stream*”. Algunos autores como Pabón (2010), prefieren hablar de una circulación monzónica.

Sin embargo, las masas de aire húmedas y relativamente frías provenientes del Pacífico penetran en los valles interandinos por los boquetes o boquerones de la Cordillera Occidental y cuando se acumulan en demasía, aun superando las cimas de la cordillera, así es cuando se establece en su magnitud la Corriente Superficial del Chocó. Con preferencia, la Corriente Superficial del Chocó se cuela al interior del país por el boquerón existente entre el cerro del Tatamá y el paramillo de Caramanta, pues la cuenca alta del río San Juan, con su forma de embudo, encamina los vientos provenientes del Pacífico y que transitan por el Chocó central hacia ese boquerón, constituyendo un verdadero “callejón” por donde masas nubosas se introducen en la cuenca del río Cauca. (Figura 3.9).

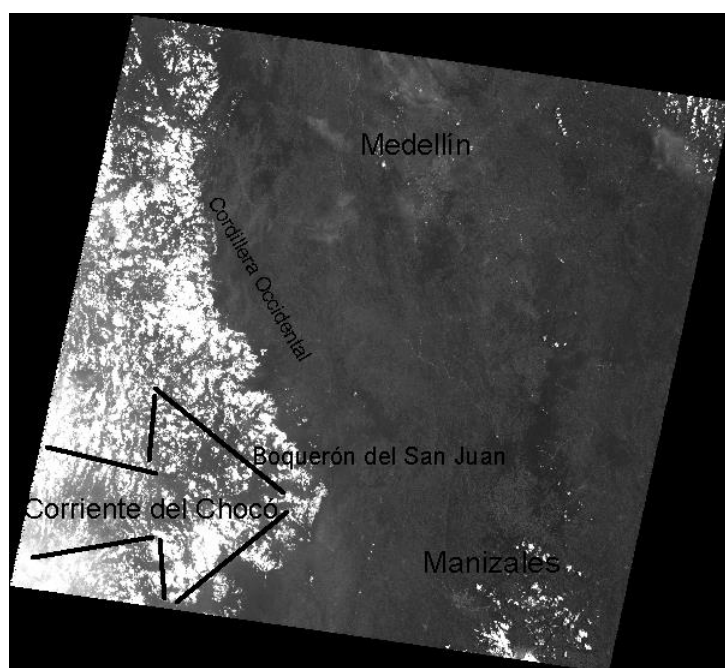


Figura 3.9. Imagen Landsat del 21.08.2000. Un agosto bajo “El Niño”.

La dinámica de la Corriente Superficial del Chocó exhibe un marcado ciclo anual, siendo casi imperceptible en los meses de febrero, marzo y abril; intensificándose desde mayo, con una velocidad de 2 m/s en el núcleo y hasta una altitud correspondiente a 850 mb, alcanzando un máximo en octubre-noviembre, más de 6 m/s en el centro del núcleo hacia los 950 hPa, altitud baja dada en términos de la presión atmosférica, y decreciendo hasta volver a su mínimo en el mes de febrero (G. Poveda y O. Mesa, 1998). La Figura 3.10 advierte de este ciclo anual.

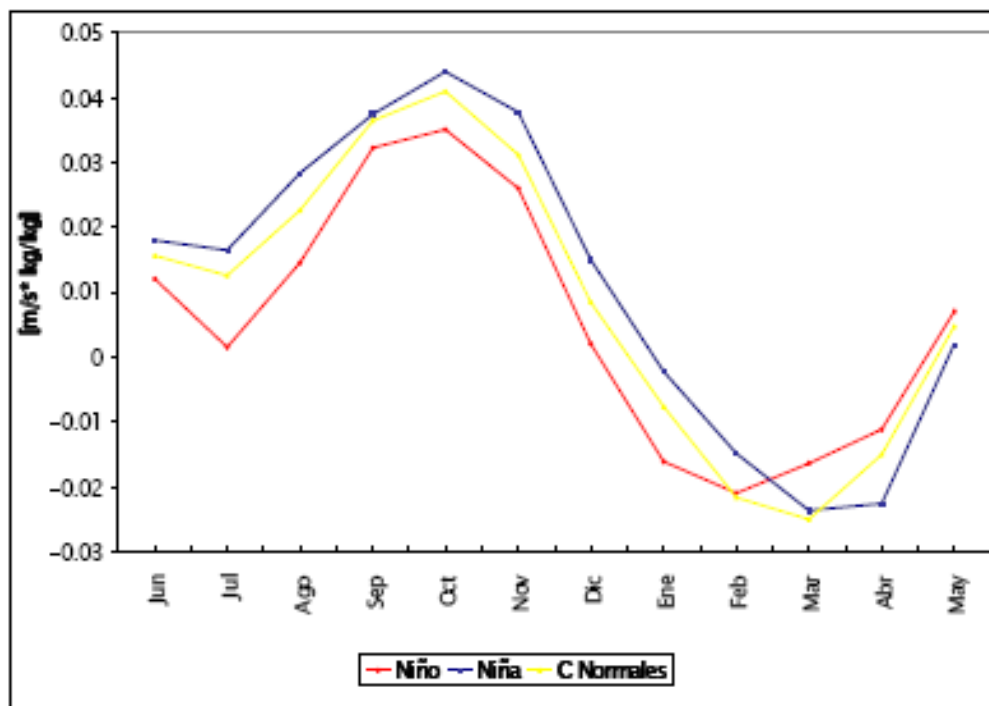


Figura 3.10. Ciclo anual del transporte de humedad por la Corriente Superficial del Chocó y su comportamiento durante El Niño y La Niña. Fuente: Germán Poveda (2004).

La Corriente Superficial del Chocó obtiene su energía del gradiente de temperaturas superficiales que existe entre la zona de temperaturas más frías de la llamada “lengua fría” de las aguas del océano Pacífico en Ecuador y Perú, y las temperaturas más cálidas del Pacífico al frente de las costas de Colombia. La Corriente Superficial del Chocó está ligada de manera inextricable con la Corriente de Humboldt, la primera sigue la dinámica de la segunda. Cuando la Corriente de Humboldt se presenta más fuerte y poderosa, es decir, cuando las aguas frías australes avanzan hasta superar el ecuador en el trimestre septiembre-octubre-noviembre, es cuando las masas nubosas de la Corriente Superficial del Chocó aportan más humedad por advección al interior del país. Adviértase la relación inversa entre las variables graficadas en la Figura 3.10 y la Figura 3.11.¹⁰

¹⁰ Los ciclos de las figuras 3.10 y 3.11 empiezan en junio, puesto que en ese mes comienza el año hidrológico colombiano. En la mayoría de series pluviométricas e hidrométricas colombianas, los meses consecutivos, con menor correlación son mayo y

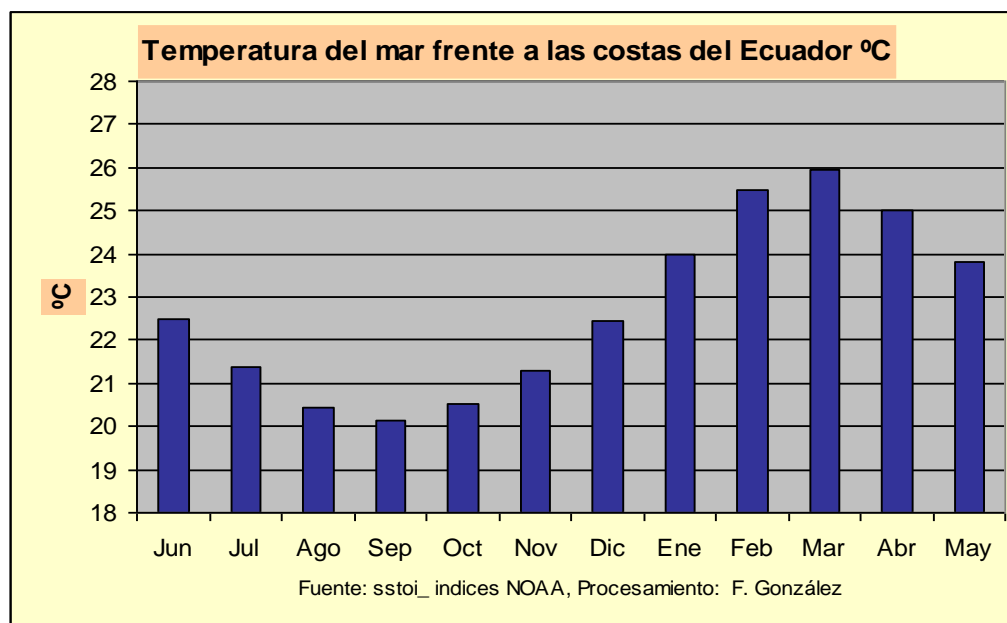


Figura 3.11. Temperatura superficial promedio del mar en el bloque Niño1+2, frente a Guayaquil.

El núcleo de la Corriente Superficial del Chocó presenta su máxima intensidad en la latitud 5° N durante todo el año (Poveda y Mesa, 1998). Dicho núcleo tiene en realidad su ubicación geográfica exacta entre los 5° 10' y los 5° 30' latitud norte en el boquerón del Tatamá. La fotografía, tomada desde la ciudad de Manizales, muestra como los vientos de la Corriente Superficial del Chocó rebasan la Cordillera Occidental, justo al costado norte de la serranía del San Juan y adquieren una fisonomía de vientos katabáticos.

Una vez rebasan la cordillera occidental, que en el boquerón del Tatamá posee una altitud entre 2.000 y 2.500 m, los vientos adquieren velocidad, descienden en forma de vientos katabáticos que generan una zona de pocas precipitaciones, menores que 1.500 mm/año, en algunos sitios apenas 1.250 mm/año, y alta nubosidad sobre los municipios de Mistrató y Belén de Umbría (Departamento de Risaralda).

junio, lo que indica un cambio en el comportamiento hidrológico entre estos dos meses, más que entre otros dos cualesquiera.



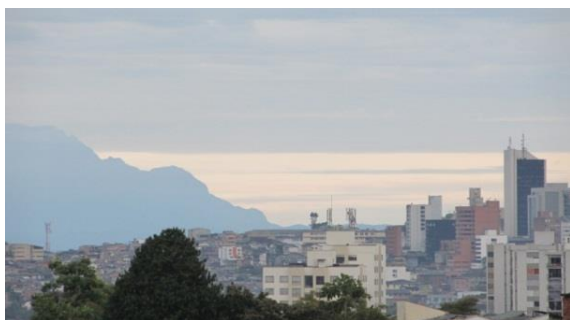
Fotografía 3.1. 18.04.2011, 6:30 h, Cerro del Tatamá (a la izquierda), Paramillo de Caramanta (a la derecha), entre ellos el boquerón y por el penetra la Corriente Superficial del Chocó tomando la fisonomía de vientos katabáticos sobre el norte de la Cuchilla de San Juan. En la parte baja de la fotografía, manto de nubes cubriendo el valle del Risaralda y el cañón del Cauca. Foto: F. González.

Luego prosiguen a una misma altitud por sobre el valle del Cauca hasta encontrar la Cordillera Central en distintos lugares que van desde Pereira hasta Pácora (Caldas). Esas nubes que han sobrepasado la cordillera occidental y que luego discurren a una misma altitud sobre el valle, en particular, generan un núcleo de altas precipitaciones entre Chinchiná y Pereira a altitudes que van desde 1.600 m a 2.000 m en las faldas de la cordillera, justo arriba de estas ciudades (Fotografía 3.2). Este es el tránsito del núcleo de la corriente del oeste o Corriente Superficial del Chocó que provee de gran cantidad de humedad a la región del Eje Cafetero, en general, y por supuesto al Departamento de Caldas. La Corriente Superficial del Chocó, en muchas ocasiones, no sólo penetra hacia los valles interandinos por el boquerón del Tatamá sino que supera la Cordillera Occidental en muchos otros sitios que van desde los 4° N hasta los 7° N, proveyendo de humedad a gran parte del occidente colombiano.

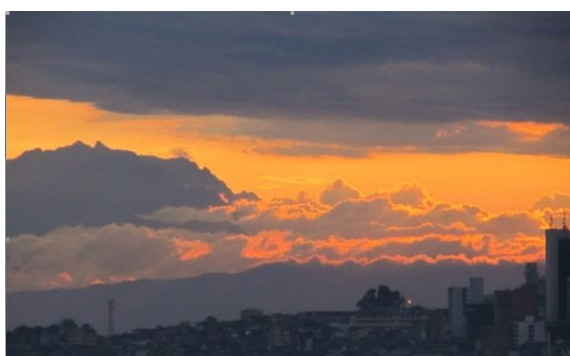


Fotografía 3.2. 06.12.2011 01:30 h, nubes a una misma altitud, vistas desde Manizales, que avanzan desde el boquerón del Tatamá hacia el sureste para estrellarse de preferencia en el Alto Español, un contrafuerte de la Cordillera Central entre Chinchiná y Santa Rosa de Cabal. Foto: F. González.

La Corriente Superficial del Chocó también posee un marcado ciclo diario. Sobre el boquerón del Tatamá entre las 6:00 h y las 7:00 h prácticamente es inexistente, en las horas vespertinas, adquiere sobre ese boquerón su máxima potencia, fenómeno que se explica de manera pormenorizada en el numeral 5.7 Ciclo diario de las precipitaciones. Las fotografías a continuación dan fe de ello.



Fotografía 3.3. 21.10.2011 6:30 h, Cerro del Tatamá, no se evidencia la Corriente Superficial del Chocó sobre el boquerón. Foto: F. González.



Fotografía 3.4. 5.08.2011 18:30 h, Cerro del Tatamá, la Corriente Superficial del Chocó penetra con fuerza hacia el interior de los Andes. Foto: F. González.

La Figura 3.12 ilustra de manera esquemática cómo las masas de aire húmedo provenientes del océano Pacífico interactúan con las cordilleras, producen precipitaciones sobre el occidente colombiano y avanzan sobre el valle amplio del río Cauca. Adviértase como los Alisios del este discurren a altitudes

superiores a los 4.000 m y alcanzan los 10.000 m y también contribuyen a aportar humedad.¹¹

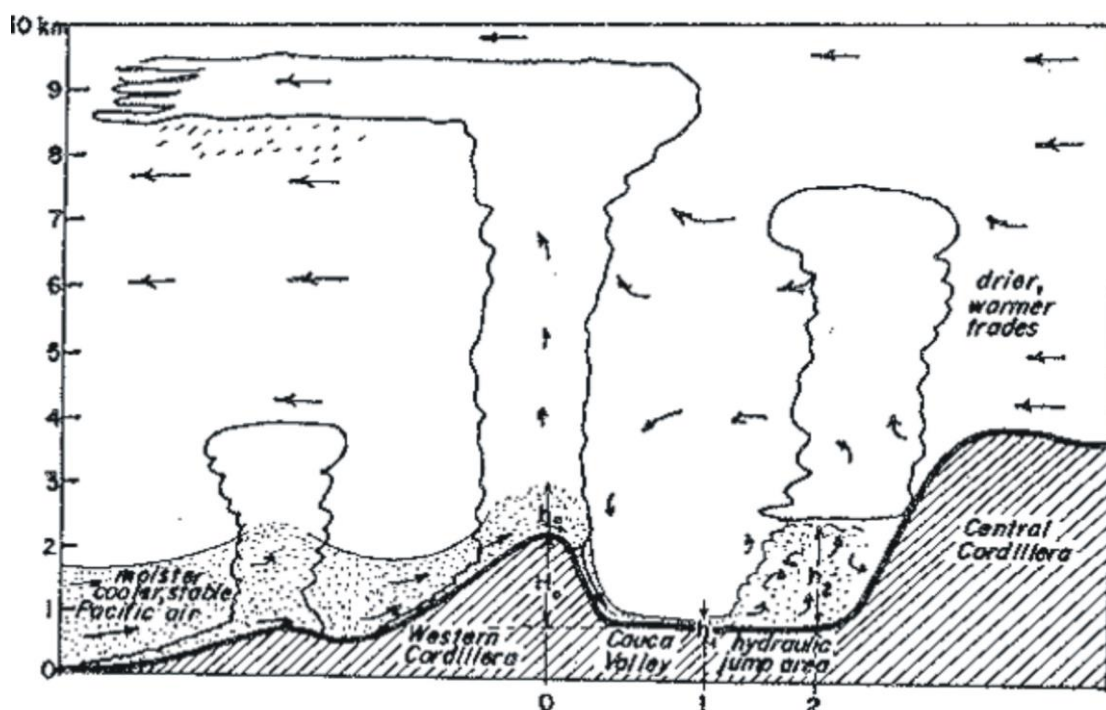


Figura 3.12. Interacción de los vientos provenientes del Pacífico, los Alisios del este y las cordilleras. Fuente: López y Howell (1967).

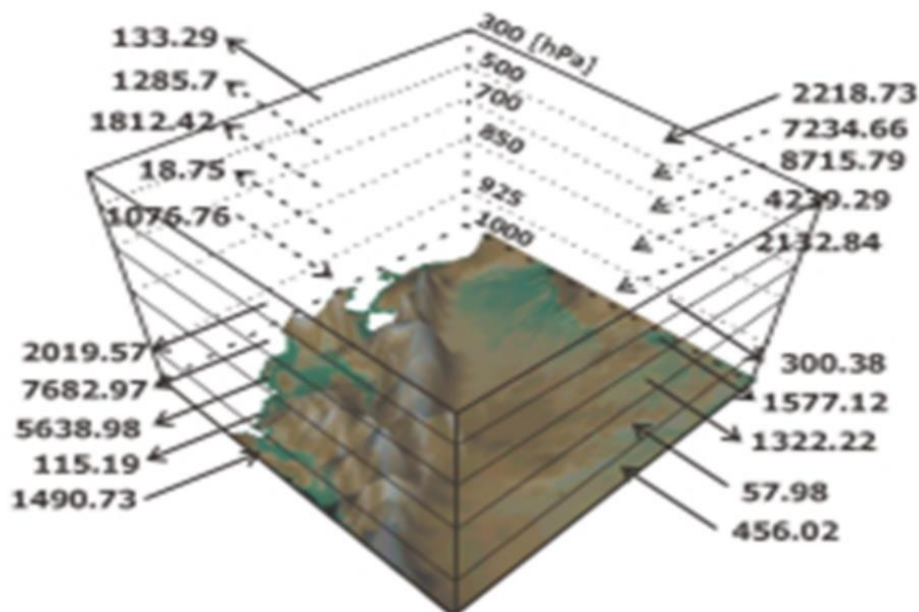
3.4 La convergencia de los Alisios del noreste y sureste sobre el Departamento de Caldas

Soy como el viento que corre, alrededor de este mundo,
 ando entre muchos placeres, ando entre muchos placeres,
 pero no es tuyo ninguno. Ranchera, Cuco Sánchez.

Montado sobre el ecuador climático, el Departamento recibe la influencia de los Alisios del este y de la Corriente Superficial del Chocó descrita en detalle en el numeral anterior. Alrededor del ecuador climático los Alisios del noreste y sureste se han conjugado para constituir una sola corriente dominante sobre Colombia, como lo indica la Figura 3.12, en la que también se muestra cómo las masas de

¹¹ Este esquema gráfico, de gran exactitud por cierto, es citado por varios autores en la literatura climatológica colombiana, fue realizado en el año 1967 por M. E. López y W. E. Howell.

aire provenientes del Este de gran altitud, por encima de los 5.000 m, producen lloviznas al interactuar con los cumulonimbos de amplio desarrollo vertical propiciados por las cordilleras.



La Figura 3.13 contiene una muy interesante e instructiva cuantificación de los aportes de humedad en la columna atmosférica que entran y salen del territorio continental colombiano. En ella se advierte el claro influjo de los Alisios del este. Estos, al chocar con la Cordillera Oriental en su vertiente del este producen las grandes precipitaciones orográficas y preorográficas del pie de monte llanero, que en no pocos lugares superan los 5.000 mm/año. Parte de las masas húmedas de los Alisios del este, situadas por encima de los 700 hPa o los 3.000 m de altitud¹³, superan la barrera de la Cordillera Oriental, descienden algo a sotavento y

¹² Un valiosísimo aporte más, de este autor y del Postgrado de Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos de la Universidad Nacional de Colombia sede Medellín, a la climatología colombiana.

¹³ hPa; hecto pascales. Álvaro Jaramillo (2005) presenta una relación exponencial entre la presión atmosférica y la altitud para Colombia, construida por Jesús Eslava;

$$\ln P(hPa) = 6,91745 - 0,00012 * ALT(m),$$

con un coeficiente de correlación $R^2=99\%$. 1hPa = 1 mb (milibar).

continuando su rumbo se encuentran con la Cordillera Central algo más alta que la oriental, en su vertiente oriental, provocando en esta vertiente, entre los 5° N y 6° N, precipitaciones que superan los 3.000 mm/año. El influjo de los Alisios del este se deja sentir en cualquier época del año.

Mas como la ZCIT tiene su ciclo anual, al inicio del año se coloca al sur del Departamento (diciembre-enero-febrero), en las fechas equinocciales y post-equinocciales se posiciona sobre el ecuador climático, es decir, sobre el Departamento (marzo-abril-mayo y septiembre-octubre-noviembre) y a mitad del año la ZCIT se encuentra al norte (junio-julio-agosto), la influencia de los Alisios del este es diferenciada y diferenciable en los distintos períodos del año.

En el primer trimestre, diciembre-enero-febrero, principalmente los Alisios del noreste soplan desde el norte “barriendo” de nubes el territorio departamental, al encontrarse los centros de baja presión de la ZCIT al sur. Sin embargo, el efecto de barrido de las masas de aire húmedas y su consiguiente estiaje no tiene la misma intensidad en todo el Departamento. Los Alisios del noreste de baja altitud, por debajo de los 925 hPa (Figura 3.14), avanzan hacia el sur en esa época del año por la planicie del Magdalena, luego de haberse introducido al continente desde la Guajira y transcurrido por la garganta del Cesar entre el macizo nevado de Santa Marta y el ramal cordillerano de Perijá, transitan hacia el sur por la planicie del llamado Magdalena Medio. En este transcurso se han secado y calentado, elevándose, impactan la vertiente oriental de la Cordillera Central en el Departamento y aún mucho más al sur en el Departamento de Tolima -en Roncivalles al sur de Ibagué se siente su influencia- a altitudes superiores a los 1.800 m o a los 2.200 m. Su efecto es que la zona donde impacta con mayor fuerza tenga su período de estiaje¹⁴ más pronunciado en el trimestre DEF, al “barrer” las nubes y trasladarlas hacia el sur. (Figura 3.14 y Figura 3.15).¹⁵

¹⁴ Menos lluvias, menos humedad ambiental, menos escurrimiento “in situ”.

¹⁵ En las Figuras 3.14 y 3.15 en azul se denotan las corrientes relativamente frías, en carmín las corrientes cálidas, en verde corrientes intermedias, en fucsia las corrientes de gran altitud.

La Figura 3.14, también, muestra el ramal de los Alisios del este que conforman la llamada por Germán Poveda y Oscar Mesa (1998) “Corriente de San Andrés”, y que alimenta o contribuye a mantener el centro de baja presión del Golfo de Panamá. Núcleo al cual confluyen también los vientos Alisios acompañantes de la Corriente de Humboldt luego de recurvarse hacia el este al traspasar el ecuador. De allí su cuasi permanencia de este centro de baja presión.

Por su parte, los Alisios del sureste soplan desde el sur principalmente en el trimestre JJA, en dos frentes bien diferenciados de relativa baja altitud, por debajo de los 825 hPa, el uno proveniente del Pacífico y el otro proveniente de la Amazonía (Figuras 3.14 y 3.15).

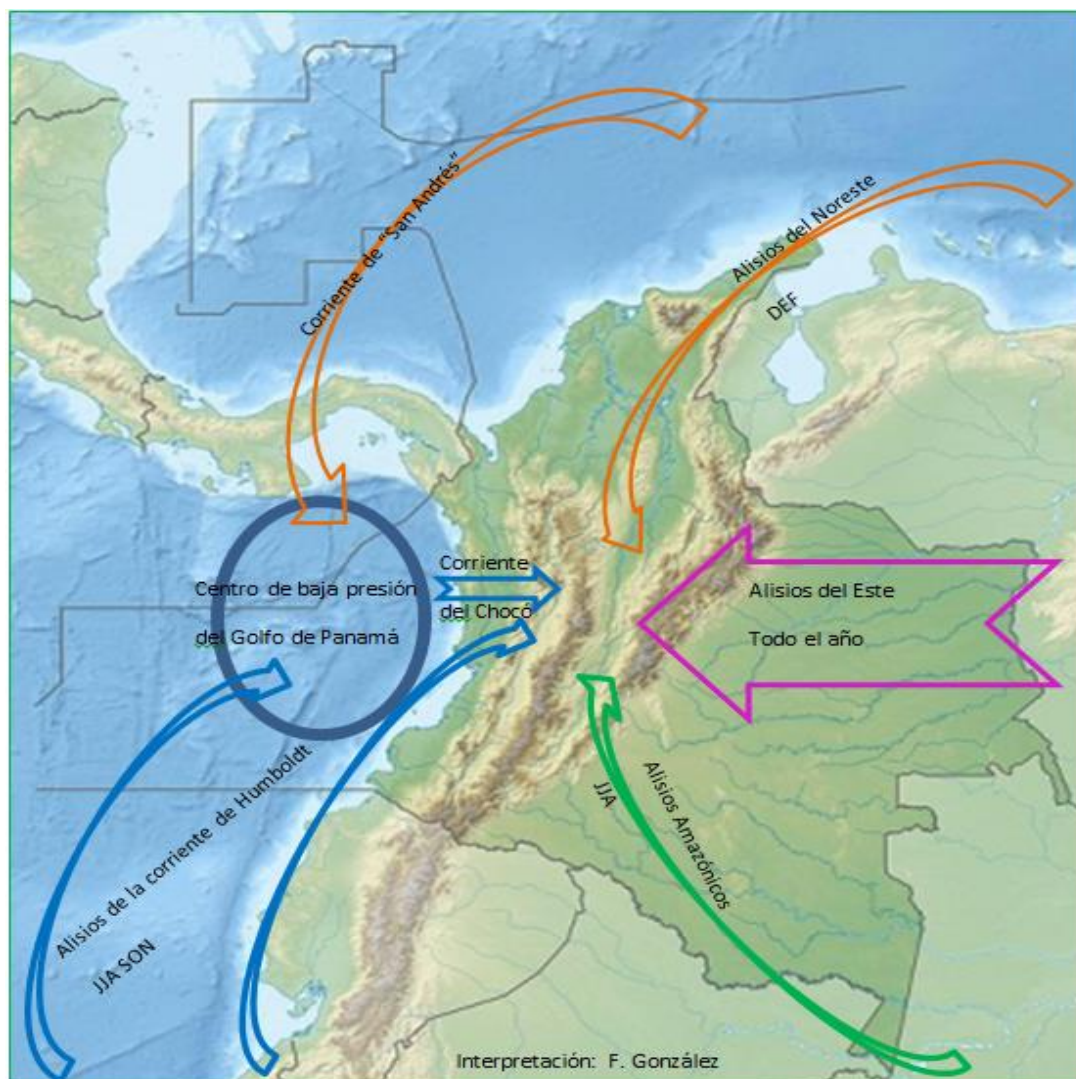


Figura 3.14. Transcurso de los vientos que impactan el centro de Colombia

El frente que proviene de la Amazonía¹⁶ se cuela dentro de la cuenca alta del río Grande de la Magdalena al superar la cordillera oriental en el sector huilense del Municipio de Colombia, con altitudes que apenas alcanzan los 2.200 m, sector al que se encuentran constreñidos por la barrera del Cerro Nevado del Sumapaz ¹⁷, con altitudes que superan los 4.000 m. Estos vientos, al rebasar la cordillera, adquieren el carácter de vientos katabáticos con su efecto secante, que en su periplo por la Planicie del Tolima Grande se calientan y causan la sequedad de ésta, en la que se localiza una de las áreas desérticas más notorias del interior de los andes colombianos; el llamado Desierto de la Tatacoa. En su avance, luego de dejar la planicie tolimese, al entrar en el estrechamiento que sufre el valle del Magdalena entre Ambalema y Honda, adquieren nuevamente algo de velocidad secando esta zona que apenas alcanza una precipitación de 1.400 mm/año. Su periplo termina afectando el oriente de Caldas, con preferencia por debajo de los 2.200 m de altitud, en algunos lugares por debajo de los 1.800 m, y su efecto es un período de lluvias bajas con respecto al promedio anual en el trimestre JJA, al “barrer” la nubes y trasladarlas hacia el norte (Figuras 3.14 y 3.15).

El otro frente de los Alisios del sur proviene del océano Pacífico, que una vez ha traspasado el ecuador se recurva hacia el este, dando un viraje de unos 90° y tomando la dirección SW-NE, entra al continente en los alrededores de Buenaventura. Son masas de aire recargadas de humedad y frescas que al haber transitado acompañando la Corriente de Humboldt, originan altas precipitaciones orográficas y preorográficas al chocar con la barrera montañosa de la Cordillera Occidental (Remy Oster, 1979). Superan esta cordillera que en largos trechos no alcanza los 2.000 m de altitud, en especial en el Municipio El

¹⁶ Se trata del máximo avance septentrional de los alisios amazónicos, también denominados Arú o Frijaje, viento que es el causante de las heladas en el Brasil, y que puede llegar a ocasionar, en conjugación con las masas de aire frío que descienden de la cordillera Oriental durante la noche, mínimas absolutas por debajo de los 10 °C en Villavicencio (Mejía Mario, 1982).

¹⁷ En realidad no es un cerro sino un macizo. Hasta 1917 el “Cerro Nevado del Sumapaz” fue nevado (Guhl Ernesto, 1976).

Dovio, y descargados en buena parte de su humedad, a sotavento descienden y causan un efecto secante de Foehn, o de vientos katabáticos, en la planicie del valle del Cauca, en la que se calientan y prosiguiendo en dirección SW-NE, progresivamente se van elevando hasta que se topan con la Cordillera Central, e impactan en Manizales y al norte de esta ciudad de preferencia arriba de los 2.000 m. Su efecto es producir el mayor estiaje en la zona donde mayor es su influencia en el trimestre JJA, al despejar de nubes esta zona, pues las traslada más al norte (Figuras 3.14 y 3.15).



Fotografía 3.5. 28.08.2011 15:38 h, Festival de las Cometas. En agosto en la ciudad de Manizales se celebra el festival de las cometas, las que se elevan, casi sin excepción, con dirección NE. Foto: F. González.

Un frente local de penetración de los Alisios del noreste proviene del valle del río Cauca antioqueño, desde Santa Fe de Antioquia y La Pintada, avanza por los cañones del Cauca y el Arma, pero su avance no es profundo en el Departamento y sólo se suscribe a los municipios norteños de Aguadas y Pácora. En esos municipios se presenta mayor estiaje en el trimestre DEF (Figura 3.15).

Finalmente, en esta convergencia sobre el Departamento de vientos, cabe mencionar los que componen la Corriente Superficial del Chocó que ejercen su influencia principalmente en los trimestres JJA y SON, tratada en detalle en el numeral anterior. Baste con destacar en la Figura 3.13, el aporte de humedad al territorio continental colombiano de esta corriente relativamente fría por debajo de los 925 hPa.

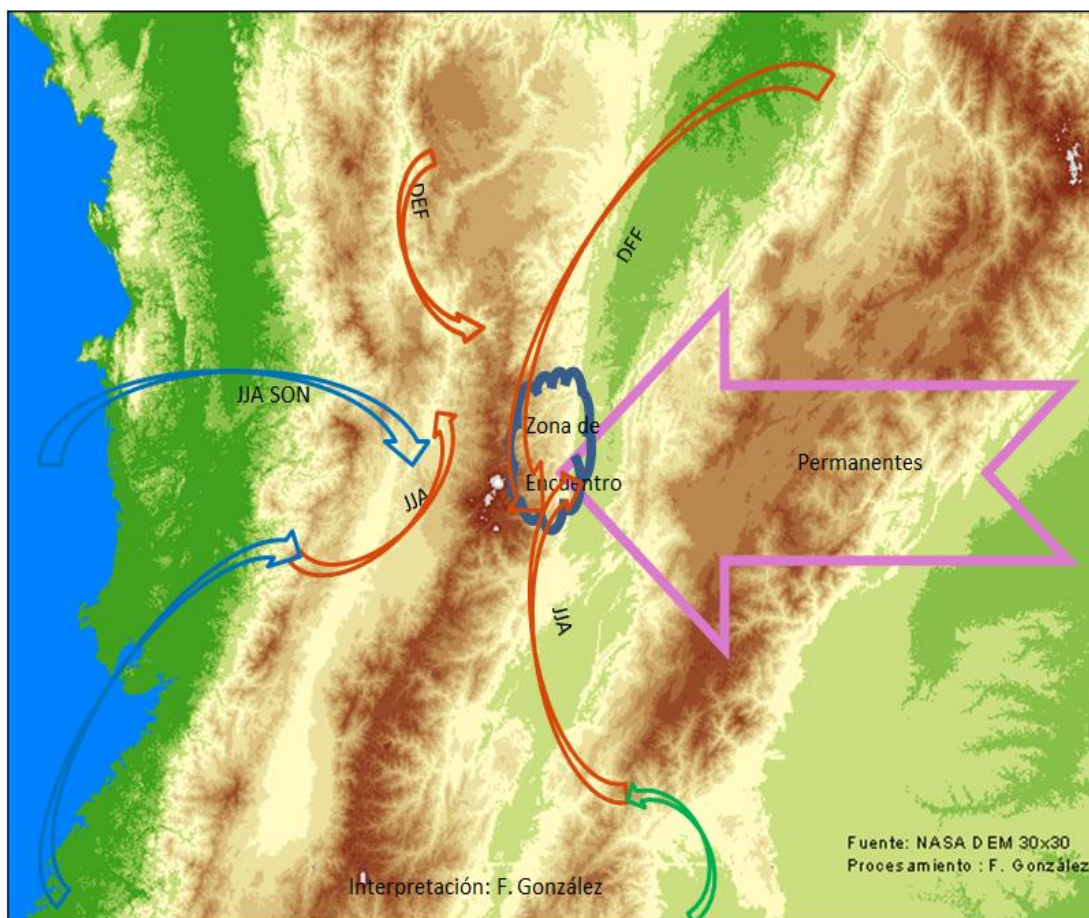


Figura 3.15. Zonas de Impacto de los Alisios en el Departamento de Caldas. ¹⁸

Un resultado de esta convergencia es la zona de muy alta precipitación del Oriente de Caldas, con un foco por encima de los 7.500 mm/año. Allí convergen Alisios del este, detenidos por las grandes alturas de la Cordillera Central, que sobrepasan los 4.000 m y llegan a los 5.310 m en la cima del Nevado de Kumanday; los Alisios del sur amazónicos que han transitado por la planicie del Tolima y los Alisios del noreste una vez han transcurrido por la planicie del Magdalena Medio. Los vientos provenientes de la planicie del Tolima y de la planicie del Magdalena Medio, allí se chocan e impedidos en ascender por los Alisios del este, hacen que las masas de aire adquieran mayor densidad y se propicien altas precipitaciones sobre esa zona de encuentro, la que se muestra en la Figura 3.15. La zona de más alto nivel

¹⁸ Las corrientes provenientes del sur al traspasar las cordilleras Occidental y Oriental adquieren el carácter de vientos katabáticos y se calientan sobre los valles del Cauca y Magdalena, lo que se denota en la figura con el cambio de color.

ceráuneo de Colombia, según mapa del Instituto Colombiano de la Energía Eléctrica –ICEL-. Es continuo allí el relampaguear lo que demuestra el choque de masas de aire en el lugar.¹⁹

No sobra advertir que lo relatado en este numeral se refiere a los vientos predominantes en lugares y trimestres descritos, pero no obsta para que ocasionalmente los vientos tomen otras direcciones.

Una estación anemológica, enteramente gratuita y por demás telemétrica, se tiene en el volcán nevado de Kumanday -nariz humeante- a 5.310 m de altitud, lugar en la práctica inaccesible, con el penacho de la fumarola. Difícil hallar mejor lugar para ubicar un anemógrafo. Ver fotografías subsiguientes.^{20 21}

¹⁹ Recientemente, C. Younes y O. G. Duarte (2010) destacan esa zona de prevalencia de tormentas eléctricas.

²⁰ Desde las oficinas de CORPOCALDAS se tiene una excelente panorámica de el “nariz humeante”. Sólo falta un técnico diligente que se tome la tarea de anotar, cuando se vislumbre la cumbre, en cuál dirección apunta el penacho, en qué fecha y la hora. A la vuelta de dos o tres años se tendría una información harto valiosa. Cenizas de la erupción volcánica del 13 de noviembre de 1985 fueron llevadas por los vientos a la cima de la Cordillera de Agatá en Santander, en los municipios de Sucre y Bolívar, a 200 km en dirección NE. Suelos derivados de ceniza volcánica se tienen en una amplia zona de los departamentos de Caldas y Risaralda al oeste del Nevado, pero también en Riosucio, Caldas, a 70 km en dirección NW. En Viotá, Cundinamarca, se tienen los mismos suelos a 100 km en dirección SE, lo que da idea de la cambiante dirección del viento sobre esa cima. En Viotá se ha desarrollado una caficultura tan productiva y tecnificada como la de Chinchiná, al tenor de los suelos ligeramente ácidos ideales para el café. Es más, ese municipio atrajo migrantes “paisas” de la colonización antioqueña que se dedicaron, por supuesto, al cultivo del café. Jesús Eslava (1994, p173) muestra la dirección noreste que tomó la nube de cenizas volcánicas, alcanzando sitios tan lejanos como Cúcuta y San Antonio del Táchira. Por supuesto, la dirección que toma el penacho de la fumarola con mayor prevalencia es la dirección oeste.

²¹ Gracias a tres “mámus”, hombres sabios de la Sierra Nevada de Santa Marta que a principios de los años noventa visitaron el volcán nevado y entablaron con este ser al



Fotografía 3.6. 21.11.2011 6:41 h, penacho en dirección NE.

Fotografía 3.7. 21.08.2011 7:12 h, penacho en dirección NW.

Fotografía 3.8. 5.08.2011 7:28 h, penacho en dirección S.

parecer inanimado, mediados los debidos “pagamentos”, profundas pláticas esotéricas, nos enteramos nosotros los hermanitos menores, del disgusto que el formidable Vulcano tenía por no ser nombrado con su verdadero nombre; Kumanday, o “nariz humeante”.

Fotografía 3.9. 23.10.2011 7:36 h, penacho en dirección SW.

Fotografía 3.10. 26.01.2012 6:39 h, penacho en dirección W, leve.

Fotografía 3.11. 22.02.2012 6:10 h, vientos en dirección W.

Fotografía 3.12. 2.03.2012 6:07 h, penacho en dirección NE.

Fotografía 3.13. 13.02.2012 6:01 h, penacho en dirección W, emisión de ceniza.

Fotografías: F. González.

3.5 El Niño - Oscilación del Sur (ENSO)

El fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) es un evento natural que se da como resultado de la interacción entre el océano y la atmósfera en el Océano Pacífico tropical. Pescadores peruanos y ecuatorianos fueron quienes bautizaron con el nombre “El Niño”, al calentamiento superficial del océano, el cual a lo largo de las costas ecuatorianas y peruanas comienza cada año alrededor de la navidad y se prolonga, generalmente, hasta marzo y abril, lo que corresponde a la estación lluviosa sobre ese litoral. En determinados años ocurre que este evento adquiere una amplitud inusitada y el aumento de temperaturas superficiales oceánicas y de las lluvias en ese litoral es más acentuado y prolongado. Hoy en día, el término “EL Niño” no se refiere al fenómeno anual, está referido a los eventos anómalos positivos, es decir; cuando las aguas superficiales del océano pacífico ecuatorial registran una temperatura mayor que la temperatura promedio (Frédéric Rossel, 1995).

La dinámica del sistema acoplado océano-atmósfera del Pacífico tropical involucra toda su extensión que abarca casi media circunferencia terrestre. En condiciones “normales”, mejor llamadas condiciones “neutrales”, los vientos Alisios, que soplan de este a oeste, acumulan una gran cantidad de agua y calor en la parte occidental de este vasto océano. En consecuencia, el nivel superficial del mar es aproximadamente medio metro más alto en Indonesia que frente a las costas del Perú, Ecuador y norte de Chile. Además, la diferencia en la temperatura superficial del mar es de alrededor de 8°C entre ambos extremos del Pacífico ecuatorial. Las temperaturas “frías” se presentan en el litoral de América del Sur gracias a la surgencia de las aguas profundas a causa de la acción de la Corriente de Humboldt (ver numeral 3.3). Se produce un corredor de aguas frías ricas en nutrientes que mantienen el ecosistema marino más

productivo del mundo. En el oeste del Pacífico ecuatorial, norte de Australia y sureste de Asia, convergen los Alisios del este ecuatoriales cargados de humedad en una zona donde la superficie del mar está caliente, temperaturas por encima de 28°C, lo que provoca que se dé en esa zona una intensa convección, con sus lluvias consecuentes. Parte del aire que se eleva vuelve seco por la troposfera superior hacia el este, donde se produce la subsidencia, zona seca, que cierra la celda. Esta es la llamada celda Walker.

Cuando en esa dinámica se produce un calentamiento anómalo de las aguas superficiales, es decir; por encima, de manera ostensible, del promedio de la temperatura superficial del mar del centro y del este del Océano Pacífico tropical, provocado por una superposición de aguas cálidas procedentes de la zona del hemisferio norte inmediatamente al norte del ecuador sobre las aguas de emersión muy frías que caracterizan la Corriente de Humboldt, lo cual propicia una profundización de la termoclina oceánica,²² y de manera concurrente se produce el debilitamiento de los vientos Alisios del este y el desplazamiento del centro de convección del oeste al centro del Océano Pacífico tropical, cuando estas condiciones se dan, se dice que se asiste a “El Niño” en su connotación actual.

La componente atmosférica del ENSO, conocida con el nombre de la Oscilación del Sur -SO- es una onda estacionaria en la masa atmosférica que produce un gradiente de presiones entre el oeste y el este del Pacífico ecuatorial. Generalmente un centro de alta presión se localiza cerca de Tahití (18°S, 150°O)

²² La temperatura de las aguas oceánicas disminuye con la profundidad, debido a que la luz solar calienta las aguas superficiales. Entonces, la zona iluminada de los océanos, llamada zona fótica, es más cálida que la zona oscura, zona afótica. Desde la superficie hasta los 200 metros de profundidad, máxima profundidad a donde penetra la luz, la temperatura desciende lentamente. A partir de los 200 metros se produce un descenso pronunciado de la temperatura. Aquella faja en la que la temperatura desciende bruscamente se denomina “termoclina”. Por debajo de esta faja el agua del mar presenta una temperatura baja, en la práctica, constante.

mientras que un centro de baja presión se localiza en Indonesia y el norte de Australia cerca de Darwin (12°S, 131°E). Este gradiente de presiones atmosféricas es comúnmente representado por el Índice de Oscilación del Sur -SOI, por sus iniciales en idioma inglés-, definido como la diferencia estandarizada entre las presiones atmosféricas superficiales de ambos lugares. La Figura 3.16 exhibe la relación inversa entre el índice de la anomalía de la temperatura superficial del mar en el Pacífico oriental, índice Niño3, y el índice de la oscilación de sur –SOI-. En la figura la condición de El Niño, evento cálido del Pacífico ecuatorial, se presenta coloreada con el color escarlata, y la condición de La Niña, evento frío del Pacífico ecuatorial, con el color azulado. ²³

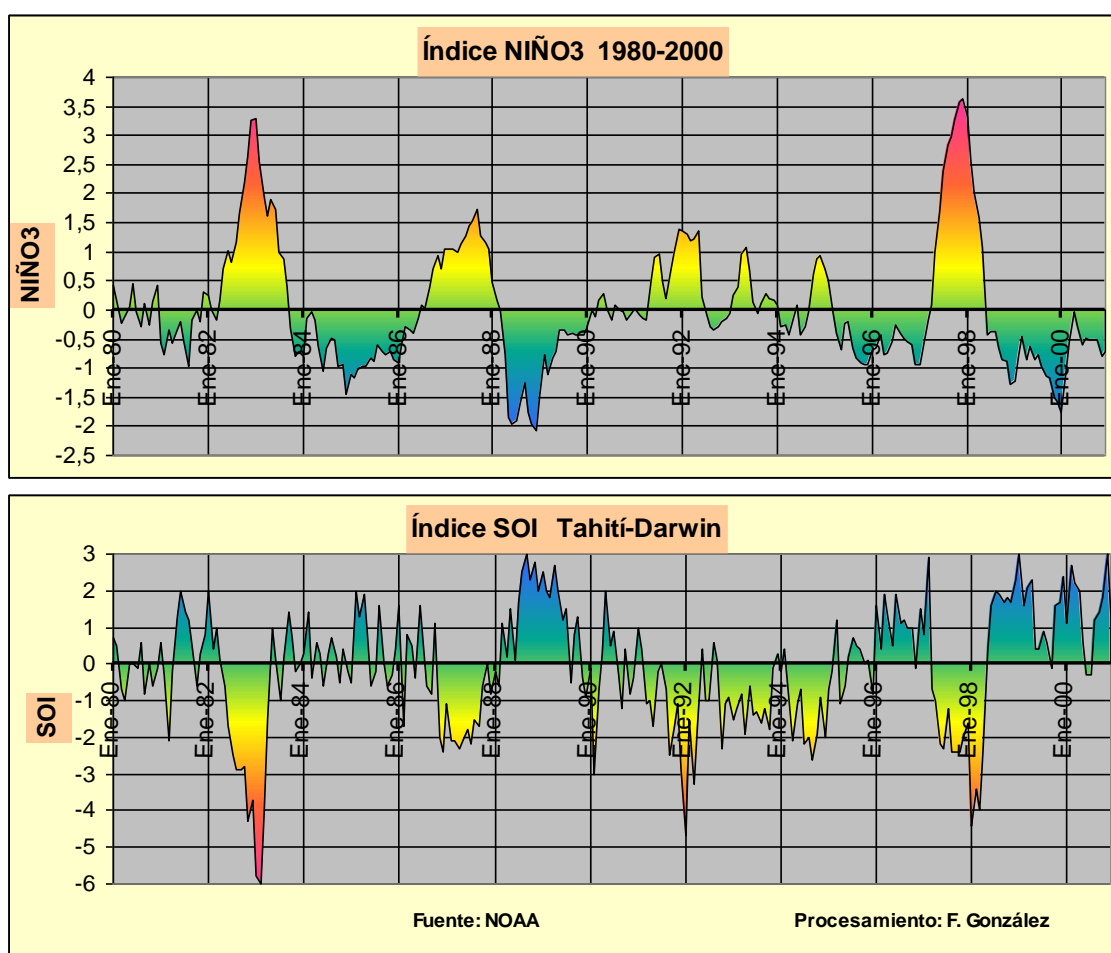


Figura 3.16. Relación inversa entre los índices de El Niño y la Oscilación del Sur

²³ A pesar de la clara relación inversa entre los dos índices, observando con detenimiento la Figura 3.16 se aprecia que en el año 1985, según el índice de “El Niño”, se asistía a un evento frío del Pacífico y según el SOI la condición era neutral. Es decir; la relación entre los índices no es una relación mecánica.

Cuando comienza una situación de “El Niño”, el evento cálido del Pacífico ecuatorial, los Alisios se debilitan, cesa el afloramiento de aguas profundas, las temperaturas del agua del mar empiezan a subir en el este del Pacífico tropical y aparecen las primeras anomalías positivas, temperaturas por encima de la media oceánica. Por otra parte, se da una advección de aguas cálidas desde el oeste hacia el este. Como consecuencia, la zona convectiva del oeste del Pacífico empieza a trasladarse hacia el este y los vientos del oeste a extenderse hacia el Pacífico tropical central. Las condiciones de la atmósfera y el océano actúan de manera concomitante ²⁴, dándose como resultado que la circulación de la celda de Walker se detiene.

La Niña, contraparte fría del ENSO, se puede caracterizar como un fortalecimiento de las condiciones neutrales, siendo la Corriente de Humboldt más fuerte y por ende la Corriente Ecuatorial del Pacífico se muestra más poderosa y sus aguas más frías, y los vientos acompañantes soplan hacia el oeste con mayor fuerza, trayendo como consecuencia un enfriamiento general del clima del Pacífico ecuatorial. En la figura se puede apreciar la fortaleza de estas dos corrientes en las condiciones de La Niña imperantes a finales del 2010.

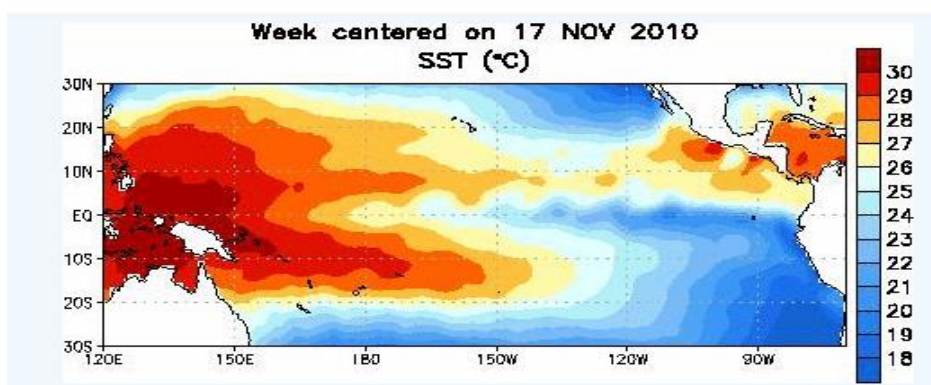


Figura 3.17. Corriente Ecuatorial del Pacífico bajo “La Niña”. Fuente: NOAA <http://www.elnino.noaa.gov>.

²⁴ Aún no se ha desentrañado la compleja imbricación de los sucesos del sistema acoplado atmósfera-océano, e identificar cuál es la causa y cuál el efecto. Valga traer a colación un símil sociológico; es infructuoso tratar de desentrañar qué fue primero la politiquería o la corrupción en nuestra querida Colombia. Son fenómenos concomitantes imposibles de separar.

La Figura 3.18 presenta el contraste claro de la temperatura superficial del mar en el Pacífico ecuatorial, entre un evento frío del Pacífico, La Niña, y un evento cálido, El Niño, al mostrar las anomalías de esa temperatura, es decir, su disminución o aumento en las dos fases extremas frente a las condiciones neutrales o medias.

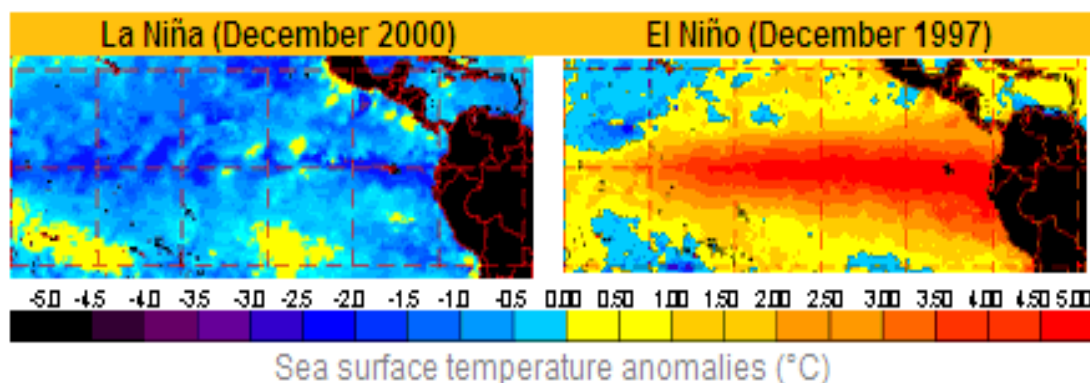


Figura 3.18. Anomalías de la temperatura superficial del Océano Pacífico Ecuatorial en condiciones de La Niña y El Niño. Fuente: NOAA, <http://www.elnino.noaa.gov>.

Con las siguientes figuras que muestran el Pacífico Tropical en volumen y perfil, Figura 3.19 y Figura 3.20, se explica las condiciones oceánicas y atmosféricas imperantes en las distintas fases del ENSO y sus interrelaciones o conexiones causales, en las que se destaca el comportamiento de la celda de Walker, la posición en profundidad de la termoclina y el desplazamiento de la zona caliente en la temperatura superficial del mar ²⁵. En la Figura 3.20, es de destacar la diferencia del nivel del mar entre Suramérica (80° O) e Indonesia (120° E), 40 cm en condiciones neutrales. Diferencia debida al soplo de los Alisios del este que amontonan agua en las costas de Indonesia y el norte de Australia, lo que se acentúa durante La Niña y desaparece durante El Niño. ²⁶

²⁵ Arntz y Fahrbae (1996) dan una explicación detallada del ENSO que recurre a la interacción de las ondas Rossby y Kelvin.

²⁶ Esos 20 cm de aumento en el nivel del mar en condiciones “El Niño”, en coincidencia con una marea alta extrema, causan inundaciones en poblaciones de la costa Pacífica colombiana, como Tumaco o Buenaventura, apenas ubicados algunos de sus sectores por encima del nivel de marea alta.

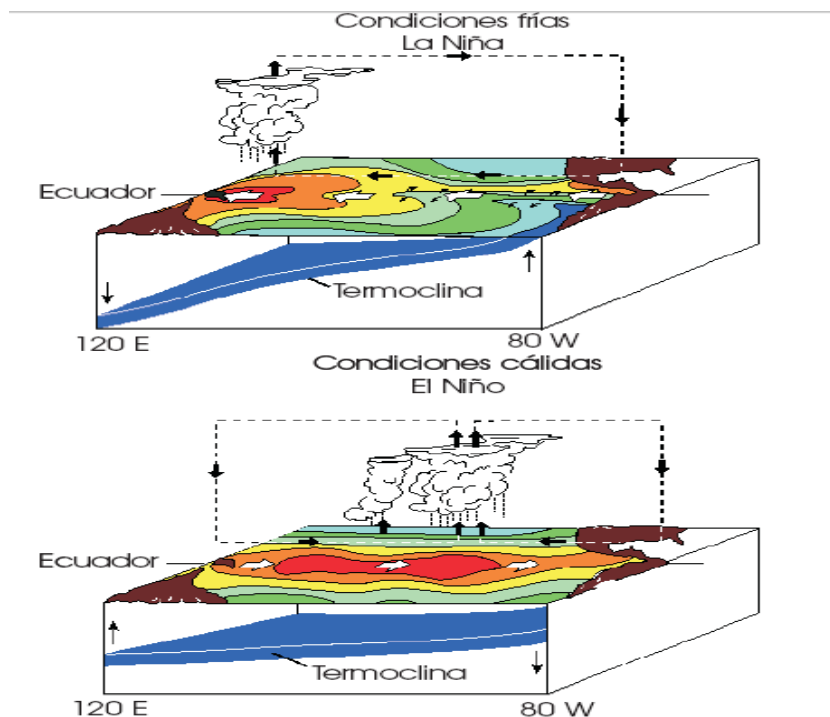


Figura 3.19. Esquema de convección, temperatura del mar y surgencia, del Pacífico Ecuatorial bajo distintas condiciones ENSO. Fuente: Óscar Mesa (2006). Adaptada de <http://www.pmel.noaa.gov/tao/elnino/ninohome.html>

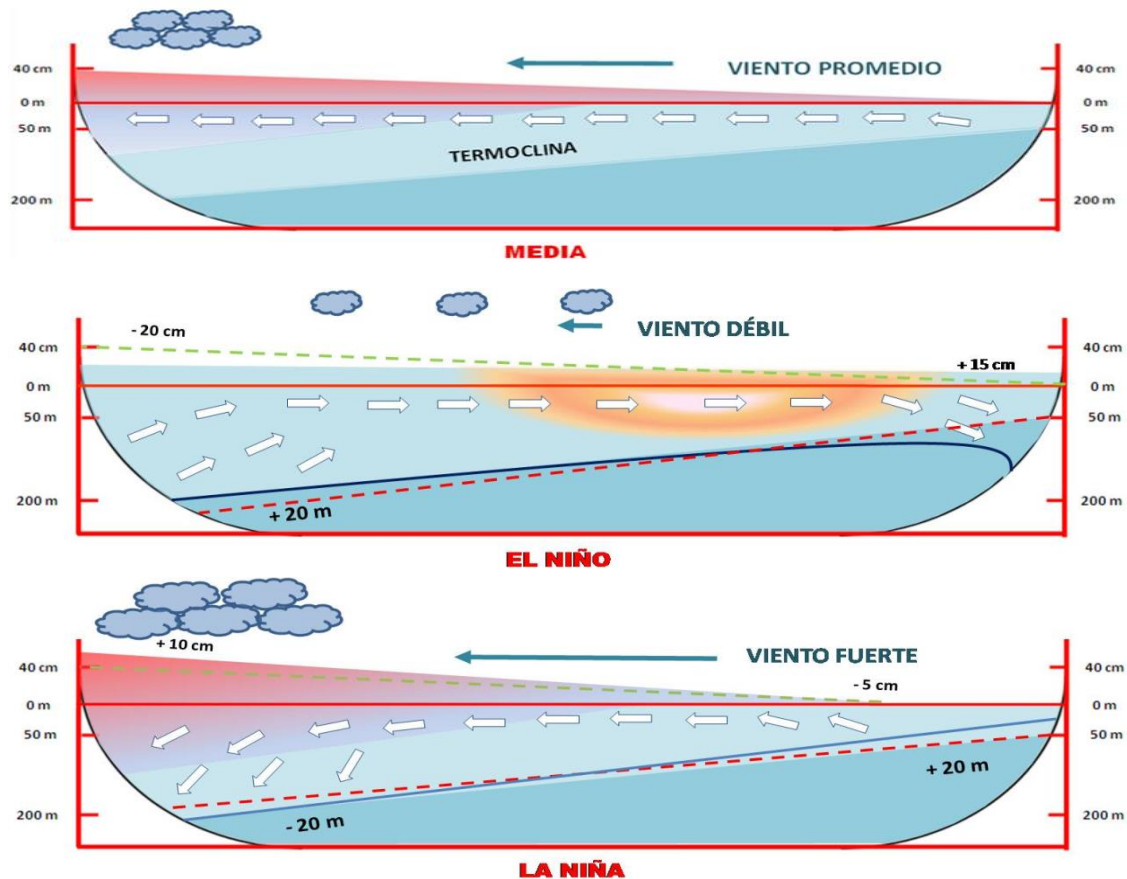


Figura 3.20. Esquema de anomalías en la termoclina y el nivel del mar, bajo distintas condiciones ENSO. Adaptación F. González, fuente: Maturana, Bello y Manley (2004).

Como el ENSO tiene distintas consecuencias climáticas alrededor del globo terráqueo y es un fenómeno de grandes dimensiones que abarca la vasta extensión del océano Pacífico y no existe perfecta simultaneidad entre los diferentes eventos que lo componen, ni en su manifestación espacial en ese inmenso espacio geográfico, se han estandarizado o normalizado criterios o índices para caracterizar y cuantificar las distintas fases del fenómeno. Unos índices, aceptados por la comunidad científica internacional, son los referidos a la desviación estándar de la temperatura superficial del mar promedio mensual del océano Pacífico en los bloques Niño1+2 (0° - 10° S, 90° O - 80° O), Niño3 (5° N - 5° S, 150° O - 90° O) y Niño4 (5° N - 5° S, 160° E - 150° O) publicados por el *Climate Analysis Center* de la NOAA.



Figura 3.21. Localización espacial bloques: Niño4, Niño3, Niño1+2

Se dice que se asiste a una situación de “El Niño” si el índice, por ejemplo el índice Niño3, presenta un valor superior a 0,5 durante seis meses consecutivos o más, y se asiste a la fase “La Niña” si se presenta un valor inferior a $-0,5$ durante seis meses consecutivos o más. La selección de uno de los cuatro índices; Niño4, Niño3.4, Niño3, Niño1+2 depende de cuál de los cuatro índices posee una correlación más estrecha con las variables climáticas de la región que se quiera estudiar. Por ejemplo, para la república del Ecuador, el índice Niño1+2 tiene una correlación positiva muy alta con las lluvias sobre ese país. Para Colombia, los cuatro índices tienen correlación negativa estadísticamente significativa con las lluvias. Sin embargo, el que mayores correlaciones negativas presenta es el índice Niño3 (F. González, 1999), el que se presenta en la siguiente figura.

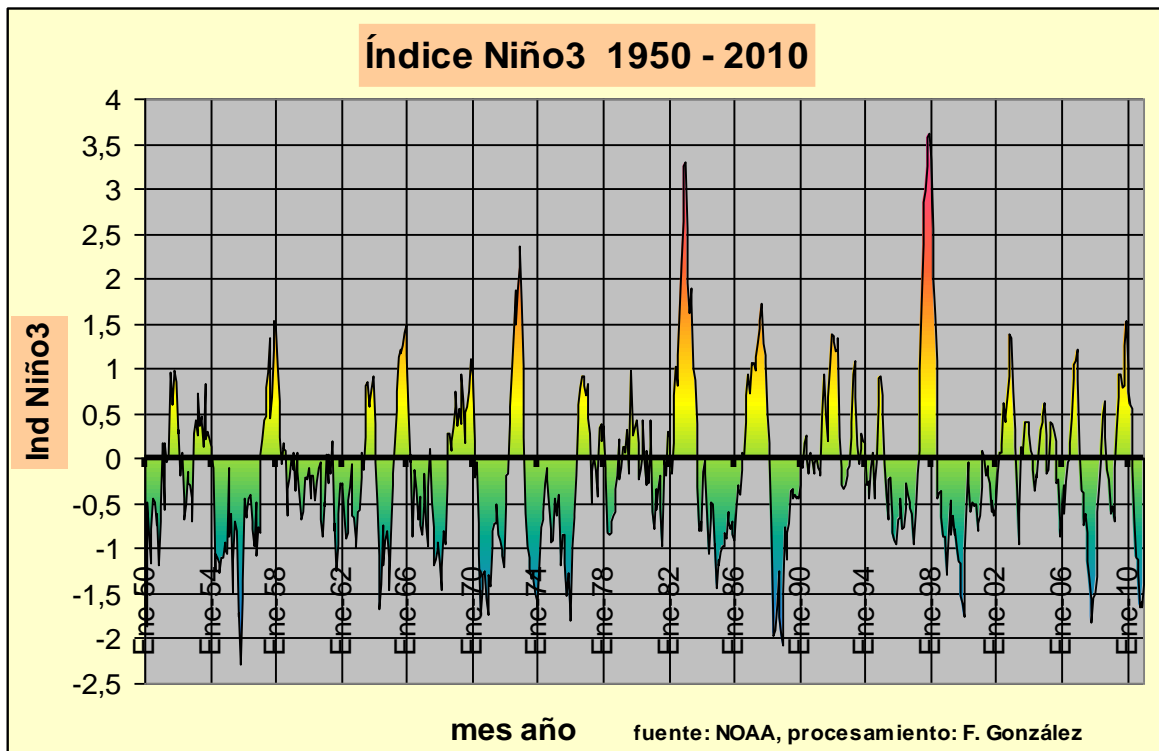


Figura 3.22. Índice Niño3 1950 – 2010.

En la figura se advierten los superniños de 1983 y 1997 y otros niños importantes en 1957, 1965, 1972, 1987, 1992, 2002, 2009 y las superniñas de 1955 y 1988 y otras niñas importantes en 1950, 1971, 1973-1975, 1985, 1999-2000, 2007, 2010. En la figura también se aprecia la recurrencia de los fenómenos. Estemos seguros que vendrán más niños y niñas con sus consecuencias. Pero esa recurrencia es errática; no se puede asegurar cuándo se asistirá a una condición cálida o fría del Pacífico Ecuatorial. En otras palabras, el fenómeno tiene un comportamiento caótico, obedece a un patrón que hasta ahora no se ha podido desentrañar, en caso de que haya tal patrón.

Las figuras 3.23 y 3.24 ilustran las consecuencias de un evento cálido del Pacífico y de un evento frío en todo el globo terrestre. En ellas se aprecia que ambos eventos coinciden con lluvias en unos lugares del mundo y con sequía en otros. En general, cuando se da la ocurrencia de un evento cálido se asiste a un calentamiento en varias partes del planeta. Cuando las condiciones del Pacífico ecuatorial son frías, la tendencia es que se asiste a un enfriamiento planetario, excepción de algunas zonas.

Eventos Climáticos Coincidentes con El Niño

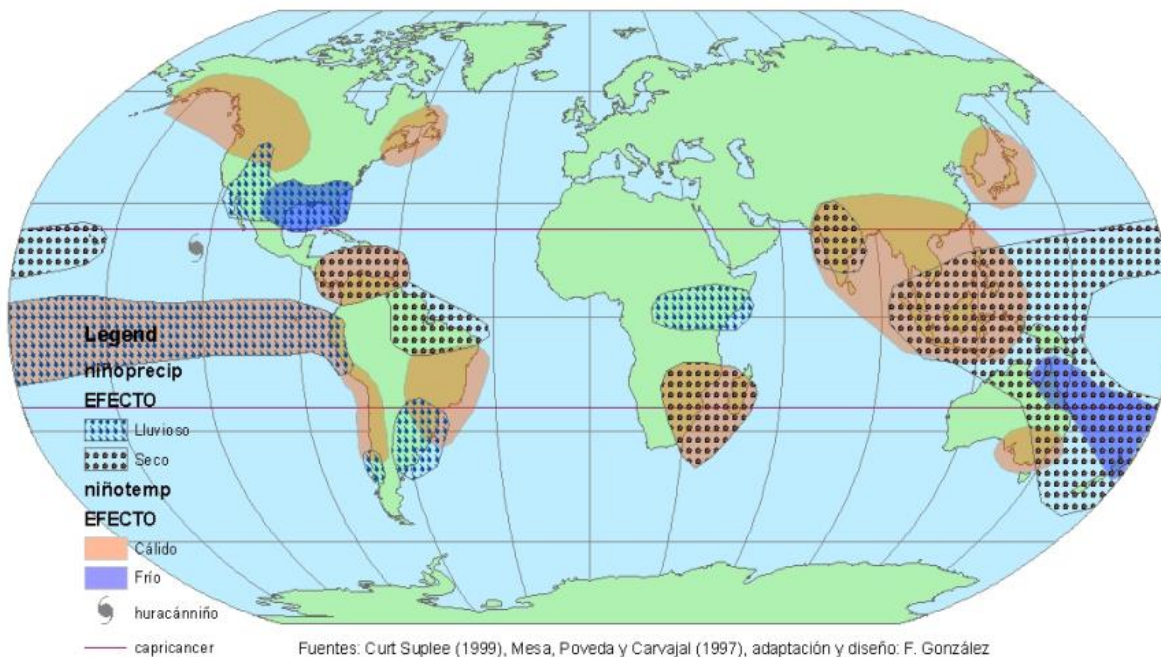


Figura 3.23. Eventos climáticos coincidentes con “El Niño”.²⁷

Eventos Climáticos Coincidentes con La Niña

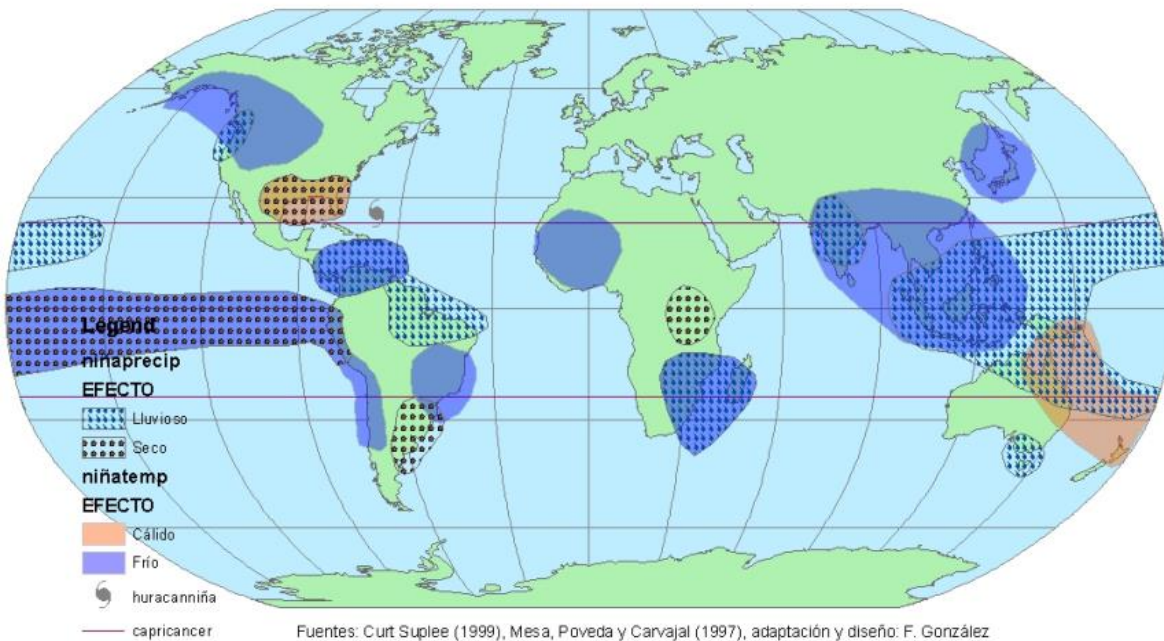


Figura 3.24. Eventos climáticos coincidentes con “La Niña”.

²⁷ Se habla de una coincidencia o de eventos relacionados, no de una relación causal de los eventos climáticos graficados con el ENSO. Pero en ciertos eventos como los dibujados sobre el territorio colombiano y el litoral del Pacífico del continente suramericano sí existe una relación causal, donde las diferentes fases del ENSO causan los trastornos climáticos.

Para Colombia, el evento cálido del Pacífico trae como consecuencia sequía y calentamiento y un evento frío, como al que se asiste a principios de 2011, trae consigo lluvias y enfriamiento, como se aprecia en las figuras 3.23 y 3.24. Esto está estrechamente ligado a que cuando acaece el fenómeno cálido del Pacífico, la Corriente de Humboldt queda constreñida en su avance, así mismo los vientos acompañantes de esta corriente se debilitan y su aporte húmedo al territorio colombiano, que se canaliza por la Corriente Superficial del Chocó, se reduce de manera drástica. Al debilitarse los vientos fríos coadyuvantes de la Corriente de Humboldt, su encuentro con los Alisios del norte se desplaza hacia el sur y como consecuencia la ZCIT también se desplaza del territorio colombiano hacia el sur, al ecuador geográfico. El resultado es una merma notoria en las precipitaciones y un calentamiento atmosférico. La Figura 3.25, ilustra de manera esquemática el efecto del calentamiento del Pacífico, la inhibición de los Alisios acompañantes de la Corriente de Humboldt y el desplazamiento de la ZCIT hacia el sur.

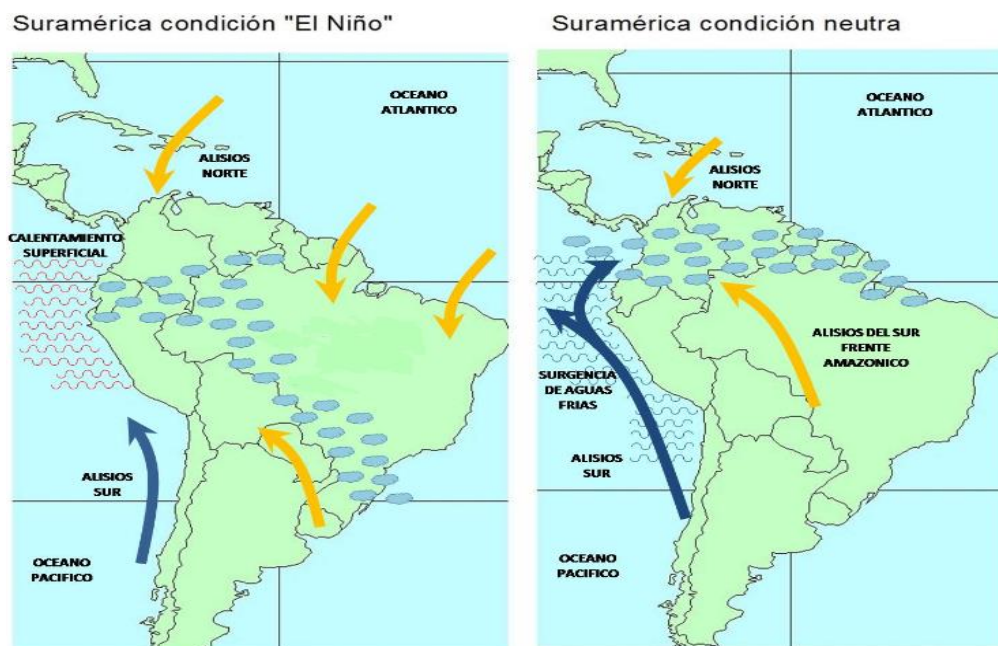


Figura 3.25. La Corriente de Humboldt y la ZCIT, bajo el evento cálido del Pacífico. Adaptado de CORPOCALDAS.

La Figura 3.26 muestra las correlaciones que hay entre el índice Niño3, con su señal con rezagos de 0, 2, 4 y 6 meses y las precipitaciones de la estación climatológica de Cenicafé, en los distintos meses del año. Se advierte que en los meses de lluvias bajas: diciembre, enero, febrero, marzo, junio, julio y agosto las correlaciones negativas son altas para los rezagos de orden 0 y 2, y que las correlaciones

negativas altas persisten para los rezagos de orden 4 y 6 para los meses que van de diciembre a marzo ²⁸. También, que los meses lluviosos no presentan correlaciones altas ni negativas ni positivas.

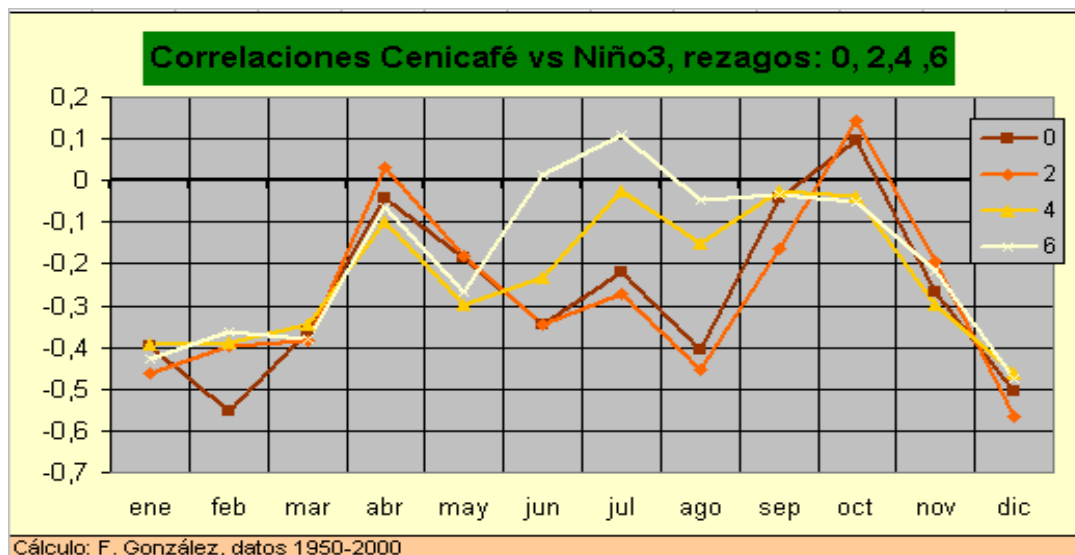


Figura 3.26. Correlaciones entre el índice Niño3 con rezagos de orden 0, 2, 4 y 6 y la serie de precipitación de Cenicafé (Chinchiná) ²⁹

Una cuantificación pormenorizada del efecto del ENSO en las precipitaciones regionales se presentará en el Capítulo 5. Por lo pronto, queda claro que el evento cálido del Pacífico ocasiona una disminución de las lluvias en el Departamento, sobremanera en los meses de lluvias bajas y que el evento frío causa lo contrario. Pero el efecto de los eventos extremos del Pacífico ecuatorial no se circunscribe a las precipitaciones, también incide en la temperatura y por ende en la evaporación. En “El Niño” es mayor la temperatura ambiente que en condiciones neutras, aumentándose la evaporación potencial, y en “La Niña” ocurre al contrario.

²⁸ La correlación negativa indica que cuando el ENSO es positivo, es decir, cuando hay un calentamiento en el Pacífico Ecuatorial las lluvias disminuyen, y cuando hay un enfriamiento, las lluvias se incrementan. Unas correlaciones negativas altas con rezagos de 4 y 6 meses, indican que para esos meses los efectos del ENSO se hacen sentir en las lluvias aún 4 y 6 meses después de la ocurrencia del fenómeno del Pacífico.

²⁹ La estación de Cenicafé en realidad está ubicada en jurisdicción del municipio de Manizales, pero por cercanía al casco urbano de Chinchiná, apenas algo más de 1 km en línea recta, Cenicafé siempre le ha dado como ubicación este último municipio.

3.6 Complejos convectivos de mesoescala (CCM)

Los complejos convectivos de mesoescala (MCC, sigla en inglés) son estructuras convectivas de grandes dimensiones. Una característica importante de la convección es que está organizada en diversas escalas de tiempo y espacio. Desde células aisladas del orden de pocas centenas de metros hasta grandes conglomerados convectivos del orden de miles de kilómetros con ciclos de vida del orden de días y compuestos de diferentes tipos de nubes, denominados complejos convectivos de mesoescala (CCM). La mesoescala está caracterizada por dimensiones de decenas a unos 2.500 km y lapsos de vida desde unas pocas horas hasta dos o tres días.

La migración latitudinal de la Zona de Confluencia Intertropical dentro del ciclo anual determina la distribución espacial y frecuencia de aparición de los CCM, sobre el territorio colombiano. Es más, se puede decir que estos son una manifestación de la ZCIT. El aporte de los CCM a las precipitaciones en el año de 1998 en el oeste de Colombia fue cuantificado por Poveda como el 44% sobre la parte oceánica y como el 38% sobre la continental, quienes reportan más de 75.000 eventos de lluvia identificados con base en información satelital de la misión TRMM ("*Tropical rainfall measuring mision*"), con un porcentaje de ocurrencia del 53,1% sobre el océano y 46,9% sobre tierra. De ese cuantioso número de eventos se desarrollaron como CCM el 7,1% de los marinos y el 5,9% de los terrestres, pero su aporte a la precipitación anual es voluminoso pues ronda el 40% (Germán Poveda, 2004).

Los CCM, son fácilmente identificables en imágenes infrarrojas, como las del satélite GOES, con una resolución temporal de 3 horas y espacial de 8 km del Departamento de Física Atmosférica, Oceánica y Planetaria de la Universidad de Costa Rica. El seguimiento de los CCM permite anticipar la ocurrencia de eventos hidrometeorológicos extremos, tanto de lluvias como de caudales, por lo tanto es importante realizar un monitoreo permanente de su ocurrencia y evolución (Gloria E. Marín, 2004).

Los CCM que se desarrollan al este de la cordillera de los Andes tienen un desplazamiento hacia el oeste, en la gran mayoría de los casos, determinado por la dirección de los Alisios. Por el contrario los CCM que se originan directamente sobre los Andes, adquieren un movimiento acorde con la circulación local y con la configuración orográfica donde se ven atrapados. Otros CCM se producen por la interacción de la Corriente Superficial del Chocó con la cordillera Occidental. Los CCM que se originan lejos de la influencia de los Andes, al este de estos, se desplazan a una velocidad mucho mayor que aquellos que se originan directamente sobre los Andes o de los que tienen su origen en el Pacífico o en la Corriente Superficial del Chocó.

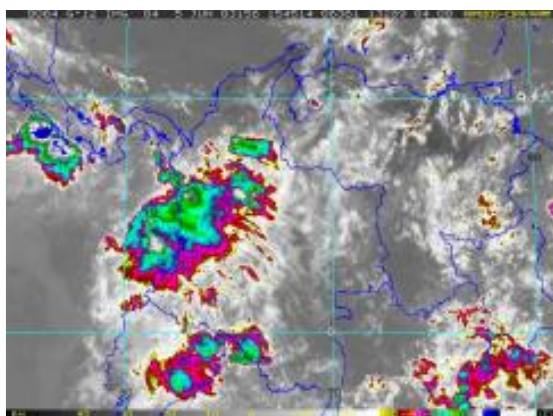


Figura 3.27. CCM sobre el occidente de Colombia, 5.06.2003 15:45 h, imagen del satélite geoestacionario GOES. Fuente: Germán Poveda (2004).

3.7 El clima de montaña

La primera y evidente manifestación climática de las grandes diferencias altitudinales del Departamento, que van de los 160 m a los 5.310 m, son las distintas temperaturas reinantes en cada lugar debido a su posición altitudinal. La temperatura en la troposfera disminuye con la altitud, a razón de aproximadamente 0,6 °C cada 100 m en las condiciones húmedas ecuatoriales del Departamento. La temperatura imperante del aire es debida principalmente a la radiación calorífica del suelo. Durante el día las capas inferiores del aire, en contacto con el suelo, se calientan dilatándose, al dilatarse el aire disminuye su densidad y se produce un movimiento generalizado de ascenso del aire caliente, el cual se enfría a medida que se eleva. Cuando un volumen de aire asciende, la presión sobre él disminuye y, por tanto, se expande y se enfría. Si desciende, la

presión sobre él es mayor, se comprime y aumenta su temperatura (Teresa Ayllón, 2004).

Como consecuencia de lo anterior, sobre la montaña caldense se despliega una variación altitudinal negativa de la temperatura que se manifiesta en lo que se ha dado a llamar pisos térmicos, con una honda repercusión en los tipos de formaciones vegetales naturales y los cultivos que se asientan sobre ellos. La temperatura promedio va desde 28,2 °C en la Dorada hasta aproximadamente los – 3 °C en la cima del Kumanday.^{30 31}

La diferencia entre la temperatura máxima y la temperatura mínima dentro del ciclo diurno –amplitud térmica diaria- también varía con la altitud, siendo en general más alta en las zonas bajas y disminuyendo a medida que se asciende por la vertiente. En la cuenca del río Chinchiná la variación promedio diaria es de 12,1 °C a los 1.000 m de altitud en Santágueda –Palestina- y de 7,1 °C a los 2.700 m de altitud en las Palomas -Manizales-. (Álvaro Jaramillo, 2005, p68).

La relación entre la altitud y la precipitación es más compleja³². La topografía incide para que haya núcleos de alta precipitación o de baja precipitación. Existe una tendencia en el Departamento sobre que a medida que se avanza en altitud, las precipitaciones disminuyen: arriba de los 3.000 m la precipitación no supera los 1.800 mm/año. Empero, en el fondo de los valles no se hallan las máximas precipitaciones, estas se encuentran alrededor de los 1.500 m.

La posición altitudinal también tiene una marcada influencia en el ciclo diurno de la precipitación: en los fondos de los valles predomina la precipitación nocturna,

³⁰ Datos válidos para 1990. Hoy estas temperaturas pueden ser en algo mayores debido al cambio climático.

³¹ En el Capítulo 4 se presenta una cuantificación pormenorizada de las características espaciales de la temperatura en el territorio departamental.

³² En el Capítulo 5 se presenta una cuantificación pormenorizada de las características espaciales de la precipitación en el territorio departamental.

mientras que en las laderas, a partir de los 1.800 o 2.000 m de altitud, se encuentra más o menos repartida la precipitación entre diurna y nocturna en dos mitades. En la Fotografía 3.14 se muestran mantos de nubes sobre los valles del Cauca y del Risaralda al frente de Manizales, a las 6:30 h. Masas nubosas que ocasionan precipitaciones nocturnas sobre el fondo de los valles y que con el calentamiento solar se expanden, detienen las lluvias que han propiciado y ascienden por las laderas cuesta arriba.



Fotografía 3.14. 18.04.2011, 6:30 h, manto de nubes cubriendo el Valle del Risaralda y el Cañón del Cauca. Foto: F. González.

La topografía, en especial el grado y longitud de las pendientes, y las características de los suelos de montaña determinan el comportamiento hidráulico de los ríos, propiciando escurrimientos rápidos que traen como consecuencia la ocurrencia de avenidas torrenciales.

3.8 Otros fenómenos macroclimáticos

- Oscilación de Atlántico Norte (NAO)

La Oscilación del Atlántico Norte, comúnmente conocida como NAO por sus iniciales inglés, es la alternación de las masas atmosféricas entre las zonas subtropical y subpolar del Océano Atlántico norte. Se caracteriza por variaciones en el gradiente de presiones a nivel del mar en escalas mensual y estacional, en la magnitud de los vientos del oeste en las latitudes medias, en las temperaturas superficiales del mar y en las condiciones climáticas de las regiones continentales adyacentes: Europa, el este de los Estados Unidos y los países de la cuenca del Mediterráneo occidental (Mesa, Poveda y Carvajal, 1997, p47) A la NAO se le define en términos de la variabilidad de las diferencias de la presión

entre dos lugares adoptados por convención: Ponta Delgada y Aukeri. El primero se encuentra en las Azores, bajo el influjo de la alta presión subtropical, y el segundo en Islandia, donde predominan bajas presiones atmosféricas a nivel del mar durante todo el año, determinando el clima lluvioso y nuboso de la isla.

Mesa, Poveda y Carvajal (1997) no hallaron correlaciones estadísticamente significativas de la NAO con las series de caudales o precipitación de la región de Antioquia y el Viejo Caldas. Para la Región del Caribe encuentran correlaciones relativamente bajas pero con significación estadística. Para estos autores se requieren series hidrométricas colombianas mucho más largas para un veredicto conclusivo sobre la posible influencia de la NAO en la climatología de la Región Andina colombiana.

- Oscilación Cuasi-Bienal (QBO)

La Oscilación Cuasi-Bienal, conocida como QBO por sus siglas en inglés, es un fenómeno atmosférico que presenta un ciclo con periodicidad cuasi perfecta de entre 26 y 30 meses. Se trata de una oscilación en la dirección de los vientos zonales y en la temperatura de la estratosfera ecuatorial. En la Figura 3.28 se presenta el índice QBO a los 50 mb, aproximadamente a los 25 km de altitud. Cuando el viento es del este se tiene un índice negativo y del oeste al contrario.

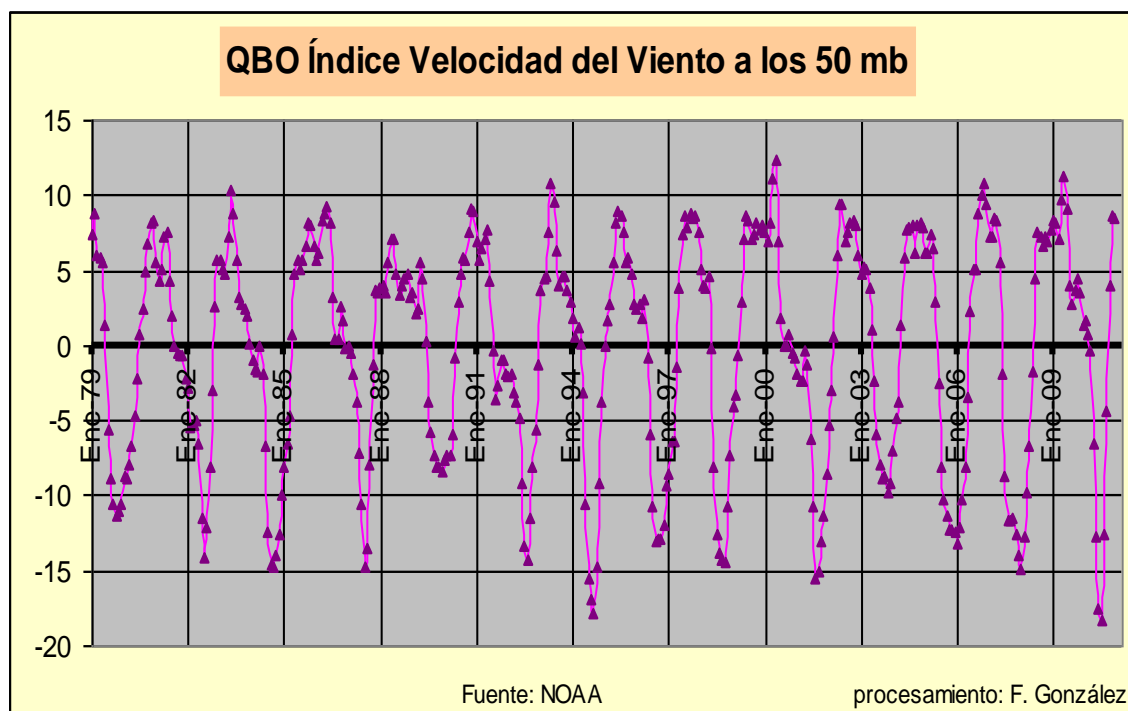


Figura 3.28. Índice QBO a los 50 mb en Singapur.

La QBO incide en las precipitaciones de Colombia, en general, y en el Departamento de Caldas, en particular, principalmente en los dos primeros meses del año. La Figura 3.29 presenta las correlaciones entre la precipitación de la estación de la facultad de Agronomía³³ y el índice QBO de la NOAA. Se aprecia la alta correlación negativa en los dos primeros meses del año. Solamente la correlación negativa de enero, con valor de -0,34, es estadísticamente significativa a un nivel de confianza que se acerca al 95%, con un valor P-value de 0,06, en el test de significancia. Los demás meses no presentan correlaciones estadísticamente significativas.

³³ Datos pluviométricos mensuales de la estación climatológica de Agronomía (Cenicafé) ubicada en la ciudad Manizales en el Jardín Botánico de la Universidad de Caldas, completados con datos de la estación de Posgrados (Universidad Nacional) situada a unos 400 m, cuando la primera estación estuvo fuera de operación.

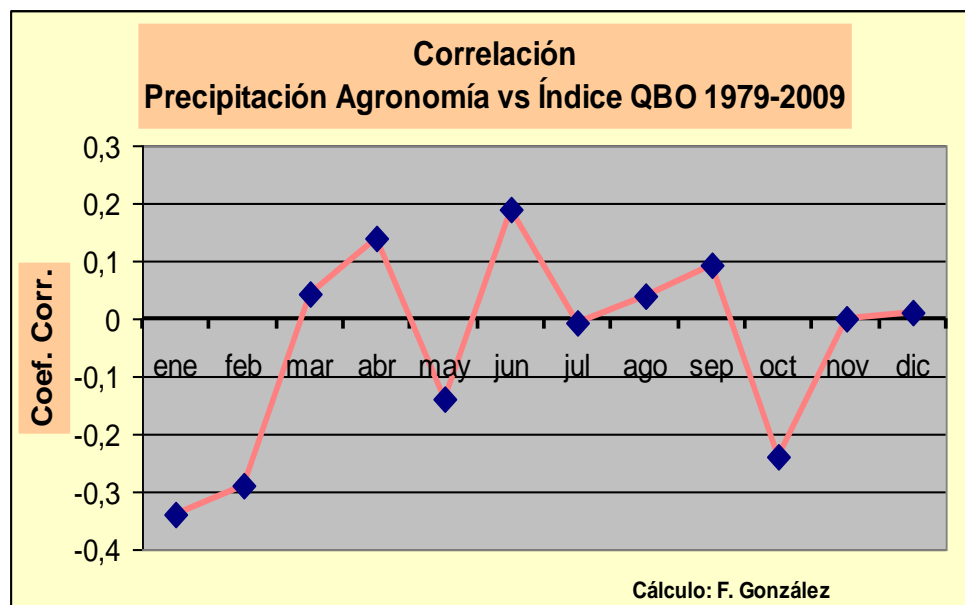


Figura 3.29. Correlaciones por mes entre la serie de lluvias de Agronomía e índice QBO.

La QBO incide en el mes de enero principalmente, y un tanto en el de febrero, lo que aunado al efecto determinante del ENSO en sus dos fases, cálida y fría en esos meses, compele a la alta variabilidad en las precipitaciones de comienzos del año.^{34 35}

Vélez, Poveda y Mesa (2000, p16) detectaron mediante análisis funciones ortogonales empíricas y series de Fourier una señal importante en la banda de los 26 meses al estudiar las lluvias mensuales en Colombia.³⁶

³⁴ Lo que nos trae a los aficionados de los toros en Manizales, llevados del capirote, pues a una temporada taurina con todas sus tardes brillando el sol espléndido sobre la arena, le puede y suele suceder otra pasada por agua. ¡Con lo costosas que están la boletas!

³⁵ En Venezuela existe una profusión de estudios y noticias sobre la incidencia de la QBO en las temporadas más secas de lo habitual, que advierten de una mayor influencia de la QBO en la pluviometría del hermano país. Aquí en Colombia, salvo por el puñado de expertos en las temáticas del clima y del agua, la QBO es desconocida.

³⁶ La cuasi bi-anualidad de las precipitaciones a principios del año cuya causa probable es la oscilación cuasi-bienal QBO, ocasiona el ciclo de tendencia bianual de la cosecha cafetera colombiana. Pues para que la floración del cafeto sea prolija es necesario que

- Ondas del Este

Son un tipo de ondas tropicales que se generan en la costa occidental del África ecuatorial y que viajan hacia el oeste, transitando por el Atlántico tropical y el Mar Caribe entre los 15° N y 20° N. Sus perturbaciones ondulatorias poseen longitudes de onda entre 3.000 km y 4.000 km y una velocidad de propagación entre 8 m/s y 10 m/s.

Se ha encontrado que las ondas del este no tienen una influencia significativa en el monto de las lluvias, ni en su ciclo diario, en los Andes centrales colombianos, por ende en la Región del Eje Cafetero (G. Poveda et al, 2002)³⁷. Si la tienen en el Caribe colombiano, sobremanera en el Archipiélago de San Andrés y Providencia y en la península de la Guajira, (León, Zea y Eslava, 2001).

ocurran períodos de estrés hídrico y alto brillo solar. Cuando el período seco de principios del año es menos profundo por la incidencia de lluvias, la floración de marzo-abril, causante de la mayor cosecha cafetera colombiana la que se da entre septiembre y noviembre, se afecta de manera significativa.

³⁷ Este estudio también detecta que las fases del ciclo de la luna no tienen influencia significativa en las lluvias de los Andes centrales colombianos. Si la tienen las ondas Madden–Julia del Pacífico.

4. Temperatura

La temperatura es uno de los principales elementos meteorológicos que afectan la evapotranspiración y mediante esta, el balance hídrico. Por lo anterior y porque ella, en sí misma, es una de las principales características climáticas de un lugar, se le han dedicado unas cuantas páginas de este libro en procura de su cuantificación y espacialización.

4.1 Variación altitudinal de la temperatura

El rasgo espacial más característico de la temperatura en una zona de montaña ecuatorial, como lo es el departamento de Caldas, es la estrecha relación inversa de esta variable climática con la altitud. Cuando un volumen de aire asciende, disminuye su presión, se expande y enfría. Si desciende, se comprime y se calienta. Para comprobar lo determinante de esta relación y la existencia de importantes disimetrías de orden espacial y temporal que es preciso identificar, se levantó una tabla de datos con las temperaturas promedio mensuales del aire de doce estaciones climatológicas de Cenicafé, ubicadas en el Departamento o en sus inmediaciones, con la cual se realizaron varios análisis estadísticos. Los datos provenientes de los Anuarios Meteorológicos Cafeteros, años 1971 – 2010, se presentan en la Tabla 4.1.

Estación Climatológica	Municipio	Altitud m	años registro	Temperatura promedio °C	Temperatura mínima diaria promedio °C	Temperatura máxima diaria promedio °C	Amplitud térmica diaria °C
Rafael Escobar	Supía	1.310	1971-200	21,71	17,17	26,99	9,82
Santa Helena	Marquetalia	1.400	1981-201	20,23	17,03	24,03	6,99
Llanadas	Manzanares	1.420	1971-199	20,04	15,87	25,72	9,85
Agronomía	Manizales	2.090	1971-201	16,86	13,20	21,64	8,44
Santágueda	Palestina	1.030	1971-201	23,02	17,87	29,47	11,60
Cenicafé	Chinchiná	1.310	1971-201	21,24	16,93	27,66	10,73
Naranjal	Chinchiná	1.380	1971-201	21,05	16,78	26,81	10,03
Almacafé Letras	Manizales	3.680	2003-201	7,06	4,29	10,76	6,48
Ingenio Risaralda	Balboa	910	1977-200	23,76	18,61	30,76	12,15
Ospirma	Guática	1.660	1996-201	19,25	15,37	25,39	10,01
El Jazmín	Santa Rosa	1.640	1975-201	19,41	15,51	24,59	9,08
La Trinidad	Líbano	1.460	1976-201	20,16	16,44	24,58	8,14

Fuente: Cenicafé, procesamiento: F. González

Se aprecia en la tabla que no todas las estaciones tienen un cubrimiento del año 1971 al año 2010, teniéndose como año medio 1990-1991, y como existe una tendencia al calentamiento, hecho comprobado con estas series de temperatura, a las estaciones que no tenían pleno cubrimiento en el período analizado y que su año medio se alejaba más de dos años de 1990-1991; se les ajustó sus datos de temperatura promedio, temperatura mínima diaria promedio y temperatura máxima diaria promedio a ese año medio con el incremento tendencial de la estación Cenicafé, que es de 0,0122 °C por año para la temperatura promedio, de 0,0143 °C para la temperatura mínima diaria promedio y de 0,0216 °C para la temperatura máxima diaria promedio ³⁸. Se hizo este ajuste con base en la estación Cenicafé porque se cuenta con registros completos de la estación en el período 1971-2010 y porque en sus inmediaciones no ha habido un cambio drástico en el uso del suelo. Las estaciones Santágueda y Naranjal, que poseen registros completos en el período, presentan incrementos aún mayores en sus

³⁸ La tendencia al aumento de la temperatura con el cambio climático será analizada en el último capítulo del libro. La tendencia local al calentamiento se analizará, en ese mismo capítulo, con las series de temperatura de la estación Cenicafé. Indicadores biológicos locales de este aumento térmico es el ascenso altitudinal de la caficultura que abandonó los 1.200 m y se trepa sobre los 1.900 m y la presencia reciente de especímenes de ofidios en las goteras de Manizales a los 2.100 m de altitud.

series de temperatura, pero sus alrededores han sufrido cambios en el uso del suelo: en Santágueda por un proceso de urbanización con fines recreativos y en Naranjal con el cambio de la caficultora tradicional bajo sombra al café tecnificado sin sombrero. Así por ejemplo, el periodo de la estación Almacafé Letras es de 2003-2010, teniendo como año medio 2006-2007 una diferencia de 16 años con 1900-1991, por tanto se ajustaron los datos de sus tres temperaturas presentadas en la Tabla 4.1, para la temperatura promedio el ajuste es de $-0,20$ °C, para la temperatura mínima diaria promedio es de $-0,23$ °C y para la temperatura máxima diaria promedio es de $-0,35$ °C. A las estaciones Santa Helena, Rafael Escobar, Llanadas, Almacafé Letras y Ospirma se les ajustó sus datos al año 1990-1991. La Tabla 4.2 muestra las temperaturas ajustadas al año 1990-1991.

Estación Climatológica	Municipio	Altitud m	Temperatura promedio °C	Temperatura mínima diaria promedio °C	Temperatura máxima diaria promedio °C	Amplitud térmica diaria °C
Rafael Escobar	Supía	1.310	21,75	17,21	27,05	9,84
Santa Helena	Marquetalia	1.400	20,17	16,95	23,92	6,96
Llanadas	Manzanares	1.420	20,13	15,97	25,88	9,91
Agronomía	Manizales	2.090	16,86	13,17	21,64	8,47
Santágueda	Palestina	1.030	23,02	17,82	29,47	11,65
Cenicafé	Chinchiná	1.310	21,24	16,91	27,66	10,75
Naranjal	Chinchiná	1.380	21,05	16,75	26,81	10,05
Almacafé Letras	Manizales	3.680	6,86	4,00	10,41	6,41
Ingenio Risaralda	Balboa	910	23,76	17,60	30,76	13,16
Ospirma	Guática	1.660	19,10	15,17	25,12	9,95
El Jazmín	Santa Rosa	1.640	19,41	15,48	24,59	9,11
La Trinidad	Líbano	1.460	20,16	16,41	24,58	8,16

Fuente: Cenicafé, procesamiento: F. González

Con los datos de la tabla anterior se estableció la relación entre la altitud (m) y la temperatura promedio (°C) que se ilustra en la Figura 4.1, donde se aprecia que la temperatura promedio de un lugar en el Departamento está fuertemente determinada por su ubicación altitudinal, y que hay una disminución de $0,61$ °C por cada 100 m que se asciende.

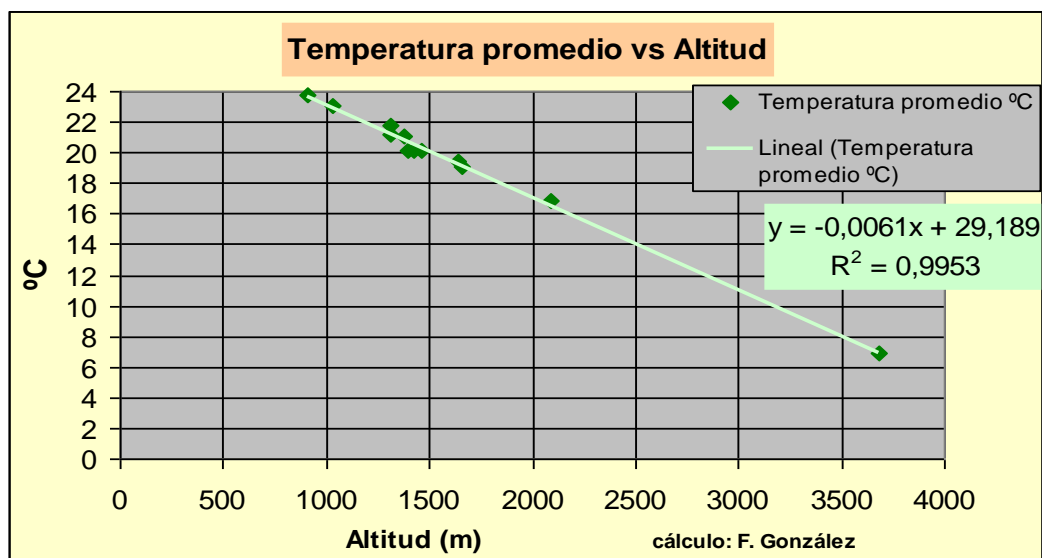


Figura 4.1. Temperatura promedio (°C) vs Altitud (m).³⁹

La temperatura promedio en la cima del Nevado Kumanday, a los 5.310 m de altitud, según la relación de la Figura 4.1, sería de -3,2 °C en el año de 1990-1991. También, la temperatura mínima diaria promedio y la temperatura máxima diaria promedio están fuertemente determinadas por la altitud como ilustran la Figura 4.2 y la Figura 4.3.⁴⁰

³⁹ Las figuras, expuestas a lo largo del libro, que muestran relaciones entre variables y los modelos de regresión en ellas presentados fueron construidas con Excel (2008).

⁴⁰ Álvaro Jaramillo (2005) presenta para la región Andina colombiana las siguientes relaciones:

$$Tm = 29,42 - 0,0061 ALT \quad (R^2 = 0,99)$$

$$Tmin = 23,97 - 0,0059 ALT \quad (R^2 = 0,92)$$

$$Tmax = 33,97 - 0,0058 ALT \quad (R^2 = 0,86)$$

con mucha similitud con las aquí expuestas. Los coeficientes de determinación son menores que los presentados en la figuras, pues se trata de una zona mucho más amplia que el Departamento de Caldas.

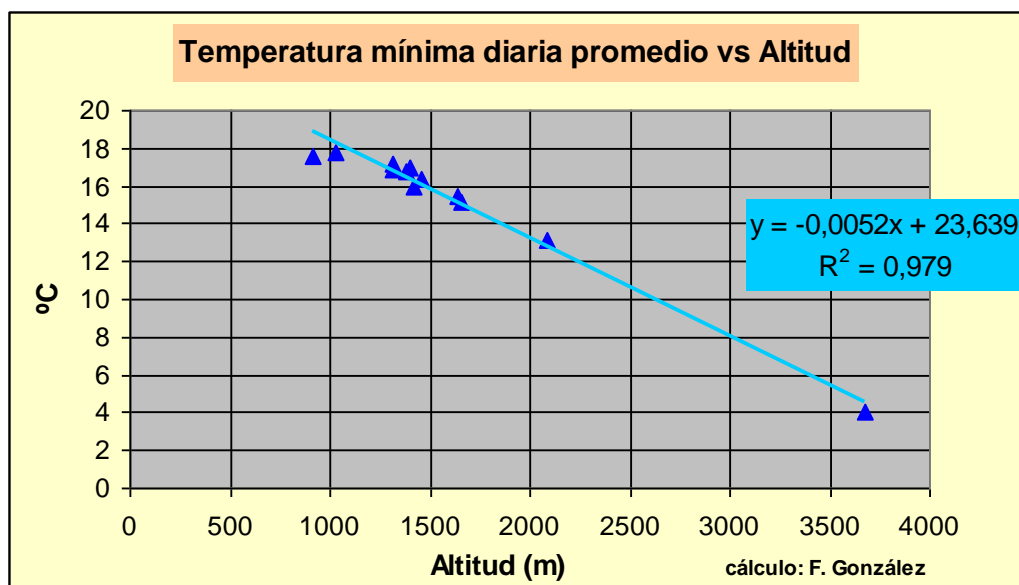


Figura 4.2. Temperatura mínima diaria promedio (°C) vs Altitud (m).

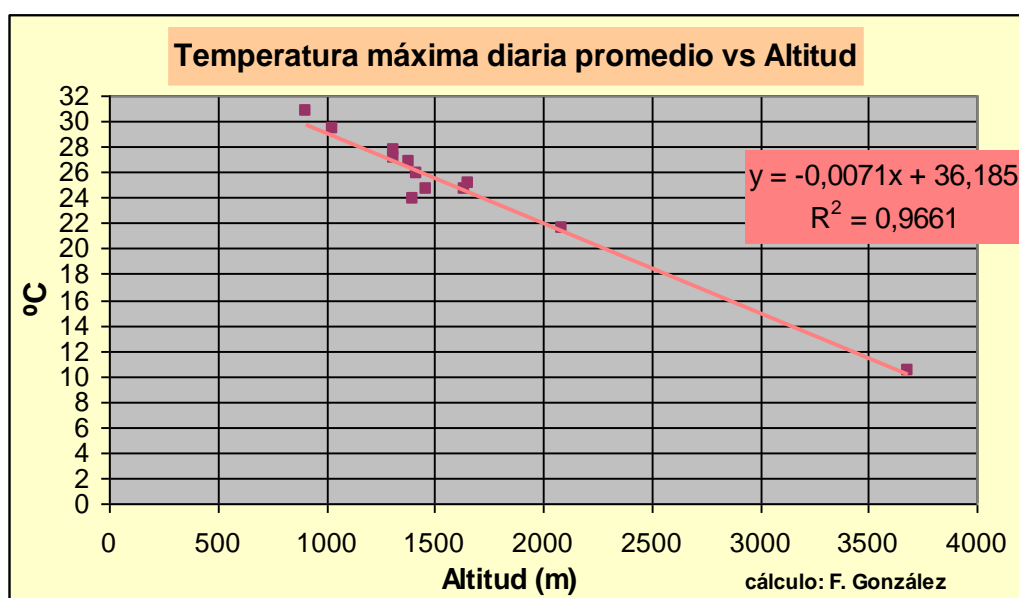


Figura 4.3. Temperatura máxima diaria promedio (°C) vs Altitud (m).

La amplitud térmica diaria también tiene en Caldas una relación inversa con la altitud, aunque con un ajuste (R^2) menor que al exhibido en las tres figuras anteriores y con una relación tipo no-lineal (Figura 4.4).

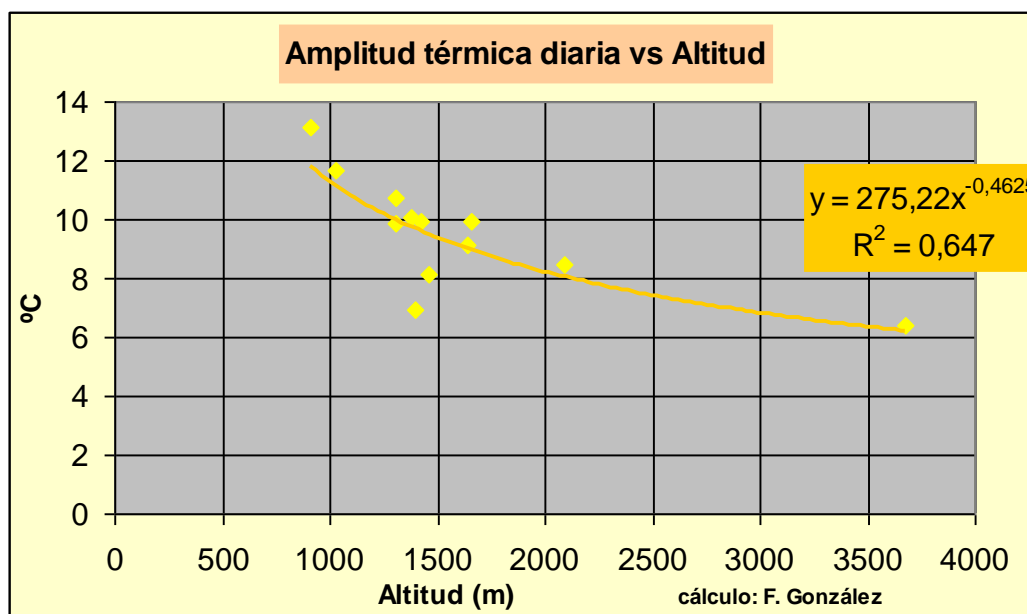


Figura 4.4. Amplitud térmica diaria (°C) vs. Altitud (m).

En la figura de la amplitud térmica diaria vs. altitud se alcanzan a advertir fenómenos locales. La mayor amplitud térmica en las estaciones climatológicas estudiadas que sobresale por encima del comportamiento regional, la del Ingenio Risaralda, es debida a que la estación se encuentra en un valle amplio, el del río Risaralda, donde las nubes son barridas debido al calentamiento del aire sobre el fondo del valle y su posterior ascenso por las laderas de las cordilleras. La amplitud térmica en la estación Santa Helena se aleja por debajo del comportamiento regional, lo que se debe, por lo menos en parte, a la alta nubosidad del lugar para su posición altitudinal, la precipitación está por encima de los 4.020 mm/año en su promedio multianual y el brillo solar es de apenas 1.610 h/año en su promedio multianual.⁴¹

Una explicación de por qué la amplitud térmica diaria decrece con la altitud, es que a medida que se asciende en altitud la nubosidad crece, manteniéndose por el manto de nubes el calor generado durante el día en las horas de la noche. La

⁴¹ En los desiertos cálidos, sin cobertura de nubes que mantenga el calor durante la noche, la amplitud térmica diaria suele acercarse y aún sobrepasar los 20 °C. En el día puede llegar la temperatura ambiente a traspasar los 40 °C y caer, en las horas de la madrugada, a cerca de 20 °C o menos.

Figura 4.5 ilustra la relación entre la amplitud térmica diaria y el brillo solar para las estaciones referenciadas en la Tabla 4.2, donde se advierte que la bondad del ajuste es mayor en esta relación, que en la relación amplitud térmica versus altitud. El mayor brillo solar se encuentra en el Ingenio Risaralda (2.078 h/año) y el menor en Almacafé Letras (1.366 h/año).

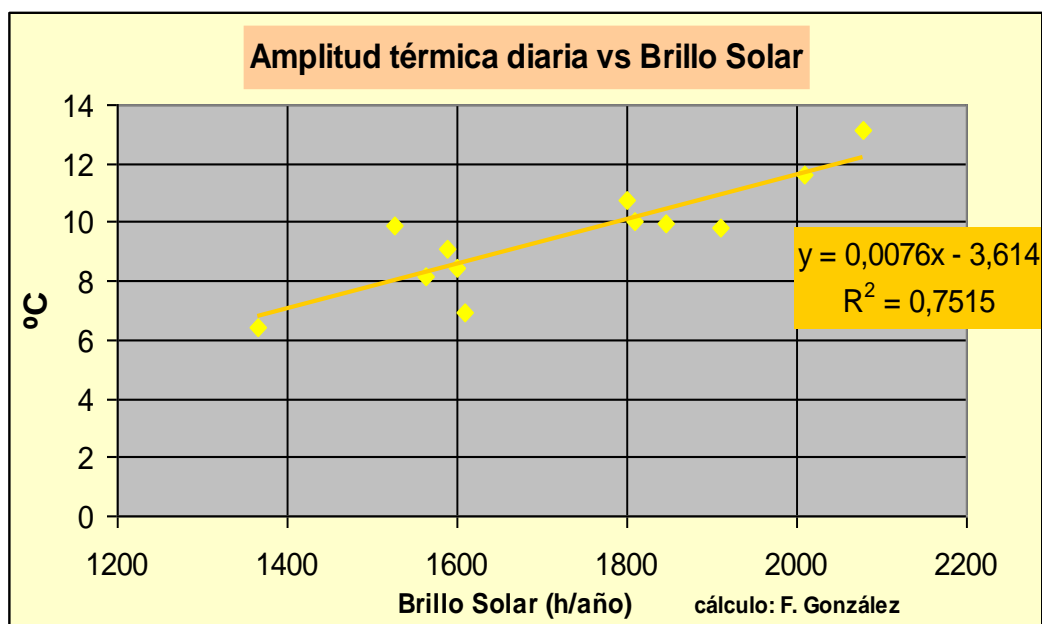


Figura 4.5. Amplitud térmica diaria (°C) vs Brillo Solar (h/año)

A. Jaramillo (2005, p68) presenta una relación entre la amplitud térmica (A_{ter}) y la altitud (ALT) en la cuenca del río Chinchiná, hecha con base en datos de cinco estaciones que van de los 1.000 m a los 2.700 m de altitud, con un ajuste excelente:

$$A_{ter} (°C) = 14,0 - 0,0029 * ALT (m) \quad (R^2 = 0,99)$$

Sin embargo, para Letras a los 3.680 m de altitud en el límite superior de la cuenca, esta relación inferiría una amplitud térmica de 3,33 °C, cuando las mediciones en ese lugar dan una amplitud térmica de 6,41 °C. Es decir, que la relación es válida para lugares de la cuenca del río Chinchiná ubicados por debajo de los 3.000 m de altitud.

4.2 Disimetría espacial

Entre las diferentes vertientes de las dos cordilleras que cruzan el Departamento existen diferencias térmicas de cierta importancia, siendo la Vertiente Este de la Cordillera Central la de menor temperatura con respecto a la Vertiente Oeste de esa misma cordillera y a la Vertiente Este de la Cordillera Occidental. Confrontando, en la Tabla 4.2, las temperaturas de estaciones ubicadas a una altitud similar, la estación Santa Helena (Marquetalia) ubicada a 1.400 m de altitud, sobre la Vertiente Este de la Cordillera Central con una temperatura promedio de 20,17 °C y la estación Naranjal (Chinchiná) ubicada 1.380 m de altitud, sobre el flanco Oeste de la Cordillera Central con temperatura promedio de 21,03, se advierte que a una altitud de 1.400 m la Vertiente Oeste es más caliente en 0,74 °C que la Vertiente Este (descontando a Naranjal 0,12 °C por los 20 m de diferencia altitudinal). Se puede colegir, que para altitudes del piso térmico cafetero, un lugar ubicado 120 m arriba en la Vertiente Oeste posee similar temperatura a un lugar 120 m abajo en la Vertiente Este.

Las diferencias térmicas altitudinales entre la Vertiente Este de la Cordillera Occidental y la Vertiente Oeste de la Cordillera Central, no son tan claras. La estación Rafael Escobar (Supía), ubicada a los 1.310 m de altitud en la Cordillera Occidental es más caliente en 0,51 °C que Cenicafé ubicada a la misma altitud en la Vertiente Oeste de la Cordillera Central. Sin embargo, comparando Ospirma (Guática) a los 1.460 m de altitud en la Cordillera Occidental, con una temperatura promedio de 19,10 °C y El Jazmín (Santa Rosa) a los 1.440 m de altitud en la Cordillera Central, con una temperatura de 19,41 °C, si se descuenta a esta última los 0,12 °C por los 20 m de diferencia altitudinal, se tiene que un lugar en los 1.460 m de altitud en Cordillera Central flanco oeste es más caliente en 0,19 °C que un lugar a esa misma altitud en la Cordillera Occidental flanco oeste. En síntesis, no es claro cuál de estas dos vertientes es la más caliente. En la práctica, la temperatura de las dos vertientes es similar.

Lo que es incontrovertible es que la vertiente más fría del Departamento es la Vertiente Este de la Cordillera Central, lo que se explica por ser el lugar de

convergencia de masas de aire provenientes tanto del este, como del norte y del sur (ver numeral 3.4: La convergencia de los Alisios sobre el Departamento de Caldas), que hacen que esta subregión del Departamento, donde se ubican los municipios de Samaná, Pensilvania, Marulanda, Manzanares, Marquetalia, Norcasia y Victoria, tenga una cubierta semipermanente de nubes, la que merma la insolación y propicia condiciones térmicas algo más frías.⁴²

4.3 Mapa de temperatura promedio del Departamento 1990-1991

El mapa de temperatura se construye con base en la altitud, dada la muy estrecha relación de estas dos variables. Haciendo acopio de las consideraciones del numeral anterior, en el que se explica la diferencia de temperatura entre las vertientes, se establecieron dos relaciones altitudinales: una para las estaciones climatológicas ubicadas en la Cordillera Occidental y en la Vertiente Oeste de la Cordillera Central y otra para las ubicadas en la Cordillera Central Vertiente Este. La estación Almacafé Letras como se encuentra en el lomo de la Cordillera Central se le incluyó en ambas relaciones. Las relaciones obtenidas son las siguientes:

1. Cordillera Occidental y Cordillera Central vertiente oeste

$$T (^{\circ}C) = 29,4 - 0,0061 * ALT (m) \quad (4.1)$$

2. Cordillera Central Vertiente Este

$$T (^{\circ}C) = 28,6 - 0,0059 * ALT (m) \quad (4.2)$$

⁴² Antonio Flórez (1986, p23) ha planteado las siguientes relaciones altitudinales de la temperatura promedio del aire (T) con la altitud (ALT) en la zona central de los Andes, entre los 3° 30' y los 5° 30' latitud norte:

Cordillera Occidental Vertiente Este	$T(^{\circ}C) = 29,40 - 0,0064 * ALT$
--------------------------------------	---------------------------------------

Cordillera Central Vertiente Oeste	$T(^{\circ}C) = 30,63 - 0,0067 * ALT$
------------------------------------	---------------------------------------

Cordillera Central Vertiente Este	$T(^{\circ}C) = 29,24 - 0,0065 * ALT$
-----------------------------------	---------------------------------------

Lo que indicaría que para tres lugares localizados en cada una de las vertientes en la misma posición altitudinal el ubicado en la Cordillera Central Vertiente Oeste es más caliente en alrededor de 1°C. Pero, como ya se indicó, para el Departamento de Caldas la diferencia entre las dos primeras vertientes no es clara.

Queda por determinar cuál de las dos relaciones se le asigna a la planicie del Magdalena Medio caldense. Para ello se cuenta con el dato de temperatura promedio multianual en La Dorada a los 180 m de altitud, que es de 28,2 °C. Con la primera relación, la de la Cordillera Occidental y Cordillera Central flanco oeste, se infiere para los 180 m de altitud una temperatura promedio de 28,3 °C. Con la segunda relación, la de la Cordillera Central flanco este, se infiere para los 180 m de altitud una temperatura promedio de 27,5 °C. Por tanto, la primera relación infiere con mayor exactitud la temperatura de la planicie del Magdalena Medio.

Por consiguiente, la construcción del mapa de temperatura promedio referida a la fecha de 1990-1991 para el sector del Departamento comprendido en la Vertiente Oriental de la Cordillera Central se hizo con la relación (4.2). Y para el resto del Departamento que incluye la Vertiente Oriental de la Cordillera Occidental, la Vertiente Occidental de la Cordillera Central y la planicie del Magdalena Medio, el mapa de temperatura promedio se construyó con la relación (4.1). El resultado es el mapa que se expone a continuación, que está referido a la fecha de 1990-1991. Puesto que la temperatura tiene una tendencia comprobada al calentamiento, el mapa de temperatura del 2010 bien puede presentar diferencias de una cierta magnitud con el de 1990, estimada en 0,24 °C para esos 20 años transcurridos, según el comportamiento de esta variable en la estación climatológica de Cenicafé.

El mapa va desde los -2,8 °C en la cima del Kumanday hasta los 28,6 °C en la localidad de Buenavista donde el río Magdalena se despide del territorio caldense. La Figura 4.6 es el histograma del mapa, donde en el eje de la Y se muestra el número de celdas por cada uno de los treinta y dos rangos en los que se ha clasificado la variable. Los dos valores modales del histograma corresponden a los intervalos, el primero, entre 23,0 y 24,0 °C, y el segundo, entre los 28,0 y 28,6 °C. Estos dos valores modales son consecuencia de las grandes zonas planas del Departamento, el primero a causa del Valle del río Risaralda unido a los Planes de

Neira, y el segundo a la planicie del Magdalena Medio, que hacen que grandes áreas se encuentren en estos rangos térmicos.

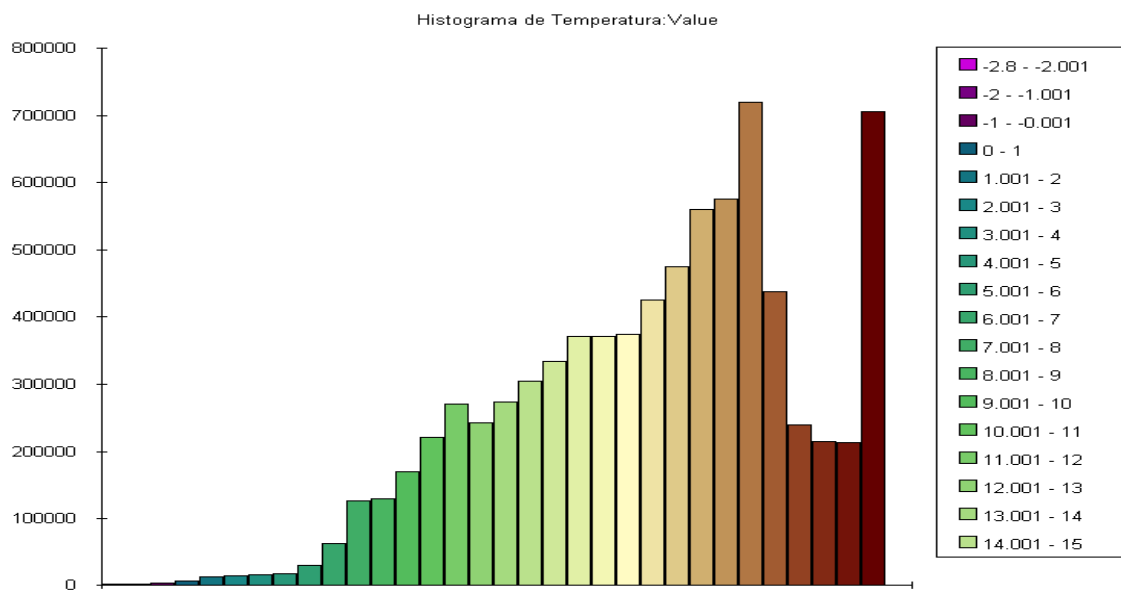
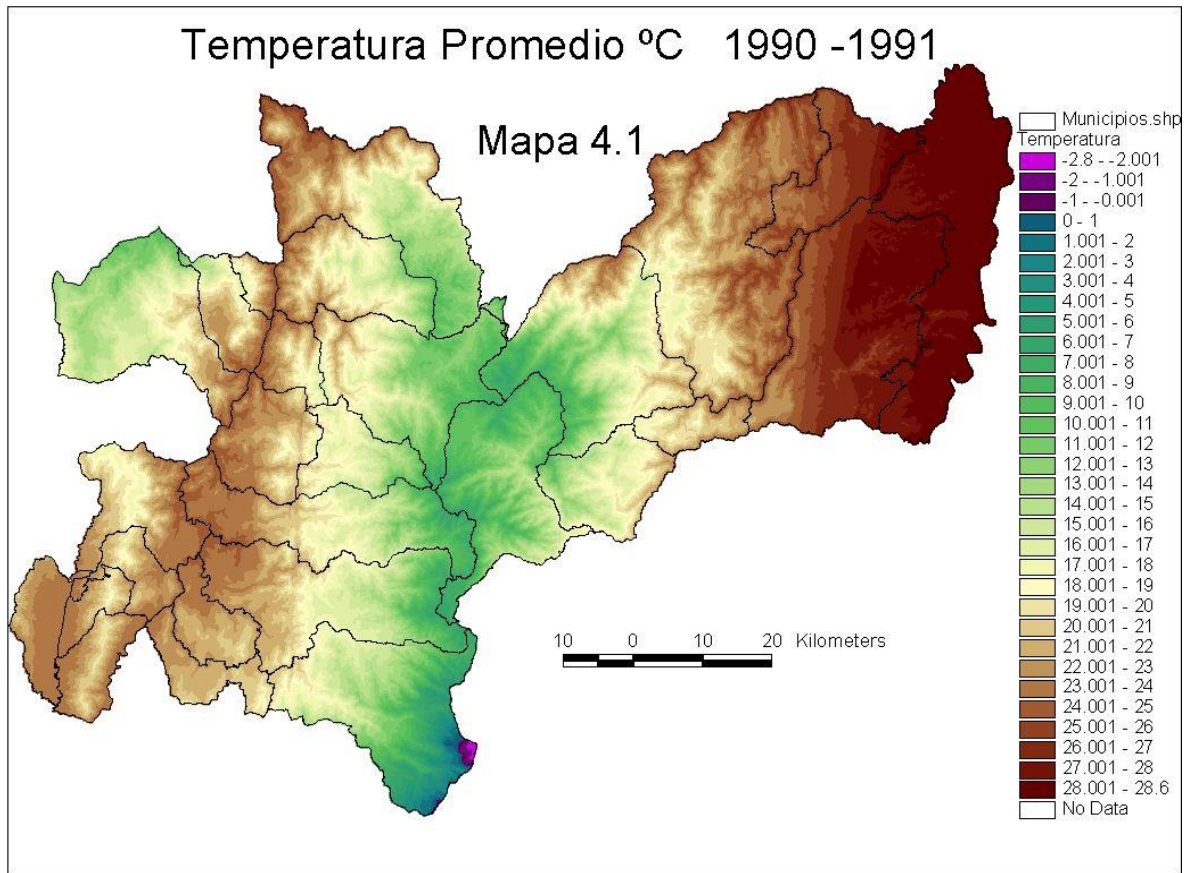


Figura 4.6. Histograma mapa de temperatura promedio 1990-1991

4.4 La condición isotérmica ecuatorial – disimetría temporal

En el Departamento, al ubicarse en el Ecuador climático de la tierra, se tiene una condición isotérmica, es decir, que la variación de la temperatura promedio del aire a lo largo del año es mínima. Pero esta variación, aunque baja, existe y tiene su importancia. Analizando los datos del conjunto de estaciones climáticas referenciadas en las Tablas 4.1 y 4.2 se advirtió que existen diferencias entre la temperatura promedio de los diferentes meses del año. Las estaciones climáticas, en general, presentan un comportamiento homogéneo detectándose meses en promedio fríos, medios y calientes. Es notoria la coincidencia en la mayoría de las estaciones y a través de los años en este comportamiento ⁴³. La Tabla 4.3 ilustra esas diferencias de las temperaturas mensuales con la temperatura promedio anual.

Tabla 4.3 Diferencia temperatura promedio mensual con temperatura promedio °C															
Estación Climatológica	Municipio	Altitud m	Diferencia temperatura promedio mensual con temperatura promedio °C												Temperatura promedio °C
			Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	
Rafael Escobar	Supía	1.310	0,32	0,57	0,52	0,11	-0,19	-0,10	0,08	0,33	-0,12	-0,65	-0,62	-0,26	21,71
Santa Helena	Marquetalia	1.400	-0,25	0,00	-0,02	0,00	0,13	0,30	0,47	0,77	0,23	-0,46	-0,65	-0,52	20,23
Llanadas	Manzanares	1.420	-0,44	-0,11	-0,16	0,16	0,38	0,44	0,48	0,42	0,13	-0,40	-0,44	-0,47	20,04
Agronomía	Manizales	2.090	0,19	0,34	0,33	0,13	0,04	0,05	0,16	0,25	-0,23	-0,57	-0,49	-0,22	16,86
Santágueda	Palestina	1.030	0,04	0,40	0,48	0,28	0,03	-0,04	0,07	0,19	-0,15	-0,53	-0,52	-0,33	23,02
Cenicafé	Chinchiná	1.310	0,23	0,54	0,42	0,09	-0,04	-0,02	0,19	0,26	-0,24	-0,65	-0,57	-0,28	21,24
Naranjal	Chinchiná	1.380	0,09	0,38	0,36	0,15	0,00	0,02	0,23	0,26	-0,16	-0,56	-0,51	-0,29	21,05
Almacafé Letras	Manizales	3.680	-0,25	0,04	-0,03	0,30	0,51	0,19	-0,19	-0,09	-0,01	-0,01	-0,21	-0,31	7,06
Ingenio Risaralda	Balboa	910	0,09	0,63	0,34	0,01	-0,16	-0,10	0,09	0,36	-0,11	-0,54	-0,57	-0,04	23,76
Ospirma	Guática	1.660	-0,12	0,26	0,17	0,12	0,23	0,03	0,21	0,38	-0,03	-0,35	-0,59	-0,47	19,25
El Jazmín	Santa Rosa	1.640	0,31	0,47	0,40	-0,02	-0,12	0,02	0,29	0,32	-0,18	-0,65	-0,63	-0,21	19,41
La Trinidad	Libano	1.460	-0,14	0,10	0,16	0,01	0,00	-0,07	0,08	0,51	0,25	-0,28	-0,35	-0,30	20,16
Promedio Estaciones			0,01	0,30	0,25	0,11	0,07	0,06	0,18	0,33	-0,05	-0,47	-0,51	-0,31	

Fuente: Cenicafé, procesamiento: F. González

Como se puede apreciar en la tabla, la diferencia de temperatura entre el mes más cálido, agosto, y el mes más frío, noviembre, para el promedio de las

⁴³ Se aparta del comportamiento general térmico de las estaciones climatológicas la estación de Letras Almacafé, lo que puede deberse a su gran altitud, 3.680 m, con influencia directa de los alisios del este, o a que sus datos son apenas de 8 años y bien pueden cubrir un período anómalo, alejado del comportamiento medio.

estaciones, es de 0,84 °C, diferencia que tiene su importancia en la agricultura e incluso en la prevalencia de algunas de las enfermedades humanas.

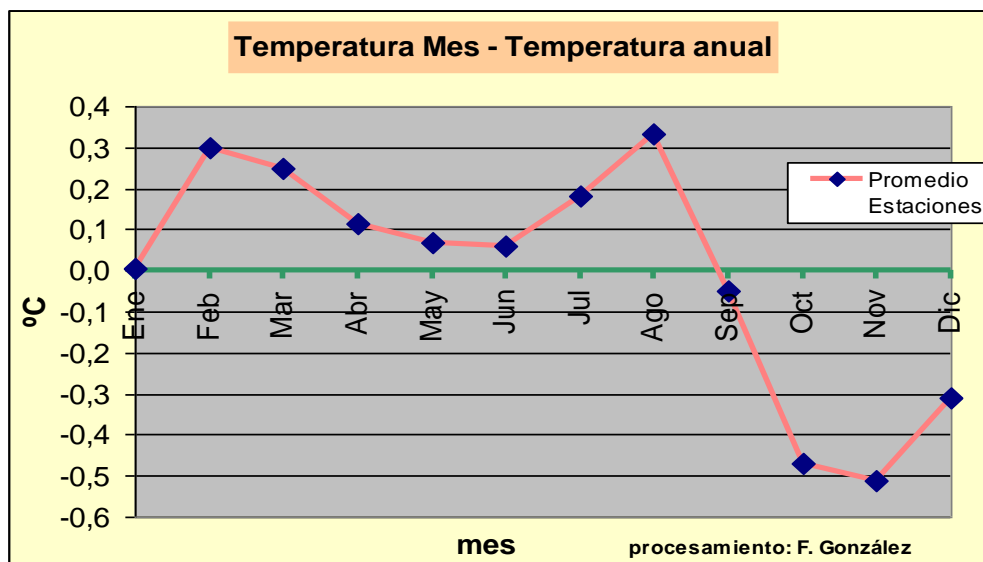


Figura 4.7. Diferencia regional entre la temperatura promedio mensual y la temperatura promedio anual.

La oscilación térmica anual, mostrada en la Figura 4.7, no sigue una distribución “bimodal”, como lo es el régimen pluviométrico mostrado en la Figura 3.5 (numeral 3.2). Los meses fríos, con diferencias negativas, se suceden al final del año: van de septiembre a diciembre. ¿Cómo explicar esta situación? La explicación de esta anomalía está en la Corriente Superficial del Chocó, pues en esos meses esa corriente es más activa como lo muestra la Figura 3.13 (numeral 3.3), trayendo aires relativamente fríos cuyos orígenes están en la corriente marítima de Humboldt. Se puede colegir que además del aporte de humedad desde el océano pacífico, la Corriente Superficial del Chocó enfría el Departamento de Caldas en los últimos meses del año y aún en enero. Los meses cálidos: febrero, marzo, julio y agosto, son meses secos con mayor brillo solar y por tanto con mayor calentamiento. Enero, un mes seco, no es un mes cálido porque en él se deja sentir en algo el enfriamiento producido por las masas de aire frías de la Corriente Superficial del Chocó.

4.5 Ciclo diario de la temperatura

La temperatura sigue un marcado ciclo diario debido al calentamiento solar en horas del día y el posterior enfriamiento, con la ausencia de radiación solar, en horas de la noche. Como ejemplo de ese ciclo diario, se trae la Figura 4.10, construida con información de la estación Kumanday a los 5.050 m de altitud, información recabada en los meses de diciembre de 1999 y enero, febrero y marzo de 2000. El promedio de la temperatura fue de $-2,84\text{ }^{\circ}\text{C}$, bajo, explicable por darse condiciones frías asociadas al fenómeno frío del Pacífico, “La Niña”, imperante en ese entonces. De hecho, se detectaron condiciones de recarga del glaciar del Kumanday, es decir el glaciar estaba ganando volumen. ⁴⁴

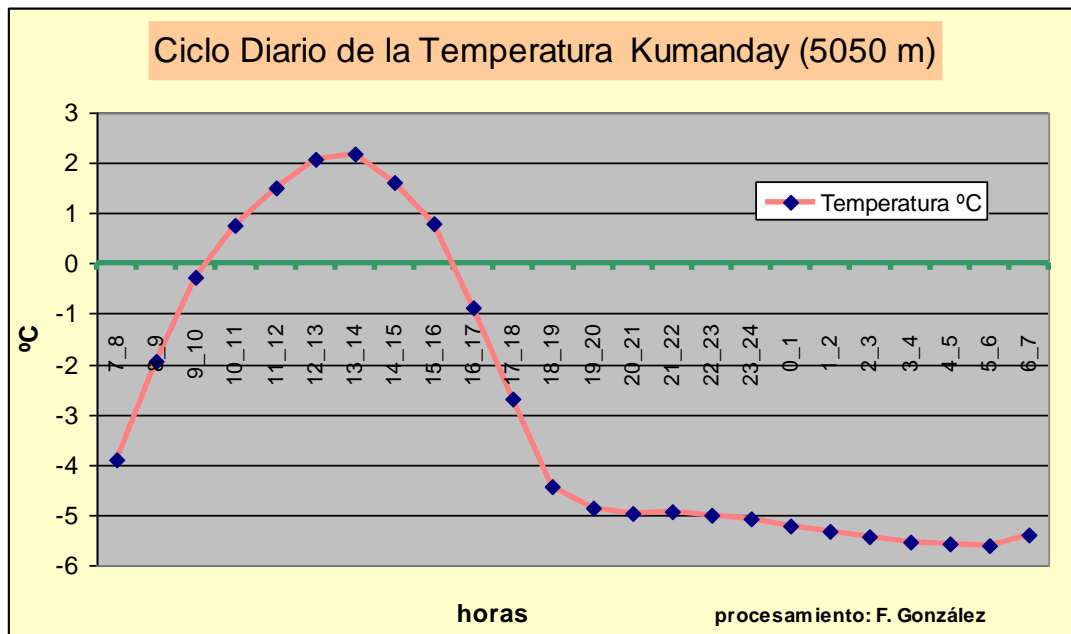


Figura 4.8. Ciclo diario de la temperatura en la estación Kumanday, diciembre 1999 – Marzo 2000. ⁴⁵

⁴⁴ Datos recabados por estación telemétrica, que transmitía datos cada 15 min, montada por el grupo de Trabajo Académico en Ingeniería Hidráulica y Ambiental de la Universidad Nacional de Colombia, sede Manizales, en el marco de estudio glaciológico en el que participó la Universidad de Caldas (F. González, 2000).

⁴⁵ La gráfica está organizada comenzando en la hora 07:00 - 08:00 y finalizando en la hora 06:00 – 07:00, atendiendo la normatividad por la Organización Meteorológica Mundial, que prescribe el inicio del día meteorológico a las 07:00 h.

En la figura se aprecia el rápido aumento de la temperatura en las horas matutinas, hasta llegar al máximo calentamiento diario entre las 13:00 y las 14:00 h, luego del máximo de radiación solar incidente a las 12:00 h. Después, el vertiginoso descenso de la temperatura en las horas vespertinas entre las 15:00 y las 19:00 h, luego un leve descenso a través de la noche hasta llegar al mínimo en el amanecer, entre las 05:00 y las 06:00 h. Entre las 06:00 y las 07:00 h, con el nuevo día, la temperatura inicia su aumento diario.

Cabe anotar que la amplitud térmica diaria en esos escasos meses en el Kumanday fue de 7,78 °C, superior a la hallada en Letras, a los 3.680 m de altitud, lo que estaría indicando que a gran altitud la oscilación diaria de la temperatura crece, al parecer porque en esas altas cimas no se cuenta con el resguardo de la montaña y el viento corre a su arbitrio.

4.6 Efecto del ENSO en la temperatura ⁴⁶

El ENSO, tanto en su fase fría, “La Niña”, como en su fase cálida, “El Niño”, tiene efectos en la temperatura imperante en el Departamento. Como prueba de ello se construyó la siguiente figura, con datos extraídos de los Anuarios Meteorológicos Cafeteros de la temperatura en la estación climatológica de Cenicafé y con el índice Niño3 de la temperatura superficial del mar en el bloque este del océano Pacífico ecuatorial.

Se aprecia claramente en la Figura 4.9 la merma de la temperatura de Cenicafé en la condición “La Niña”. La línea azul está consistentemente por debajo de la línea amarilla que representa los promedios mensuales multianuales. Por el contrario, la línea roja, las temperaturas durante “El Niño” de 1997, está en la mayoría de los meses un grado o más por encima de la línea amarilla, diferencia muy significativa, y en un mes llegó a estar más de dos grados arriba del promedio. La línea roja de la parte baja de la figura, correspondiente al índice

⁴⁶ La tendencia al aumento de la temperatura se analizará en el penúltimo capítulo del libro, el correspondiente al cambio climático.

Niño3 del año 1997, muestra que este fue un superniño y que la temperatura superficial del mar alcanzó a estar 3,5 °C por encima del promedio, lo que explica las temperaturas inusualmente altas en Cenicafé en ese año. Como se ilustra en la Figura 4.11 durante “El Niño” las temperaturas en buena parte de Colombia aumentan y durante “La Niña” disminuyen.

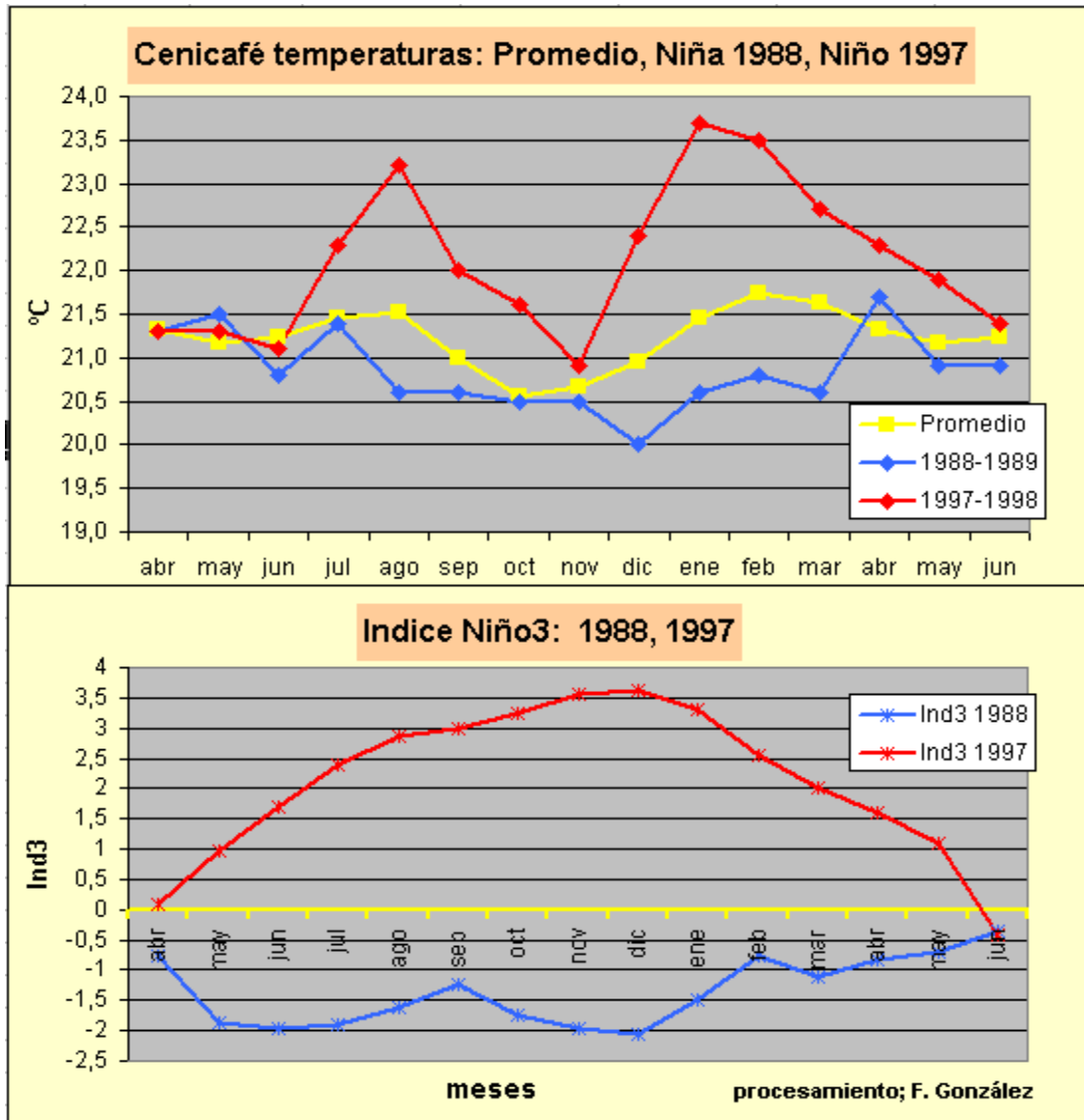


Figura 4.9. Temperatura promedio multianual y temperaturas en “La Niña” de 1988 y “El Niño” de 1997 e índice Niño3.

Si se observa con detenimiento la figura se advierte que las temperaturas empiezan a aumentar o disminuir, según se trate de “La Niña” o “El Niño”, dos meses después de comenzar el fenómeno del Pacífico, es decir, hay un rezago de dos meses para que las temperatura superficiales del mar en el Pacífico dejen sentir su influencia en las temperaturas departamentales. Y, también, que las

curvas de la temperatura durante “La Niña” o “El Niño”, estando abajo o arriba de la temperatura promedio, según sea el caso, siguen la forma de la curva de la temperatura promedio, en otras palabras, la oscilación mes a mes en la temperatura promedio multianual, modula la forma de esa oscilación durante “La Niña” así como durante el “El Niño”.

5. Precipitación

La lluvia continuaba. Era una lluvia dura, una lluvia constante, una lluvia minuciosa y opresiva. Era un chisporroteo, una catarata, un latigazo en los ojos, una resaca en los tobillos. Era una lluvia que ahogaba todas las lluvias, y hasta el recuerdo de otras lluvias...

La larga lluvia, Ray Bradbury

La precipitación es la caída de agua de las nubes, en estado líquido o sólido, por efecto de la atracción gravitacional. Para que se produzca se requiere que las pequeñas gotas de las nubes se aúnan para formar gotas con la suficiente masa para vencer la resistencia del aire y descendan. Una gota en la nube tiene un diámetro de entre 10 y 30 μm y una gota de agua lluvia alrededor de 2.000 μm (Ayllón, 2003, p145).⁴⁷ En el contexto departamental, con el término precipitación se hace referencia, principalmente, a la caída de agua líquida, es decir, de lluvia.

48

5.1 La red de estaciones pluviométricas

La cuantificación, con exactitud más que adecuada para una escala 1:250.000, de las precipitaciones en el Departamento se hace posible gracias a la densa red de estaciones pluviométricas. Estaciones operadas por varias instituciones: Cenicafé, CHEC, IDEAM, Hidromiel⁴⁹, Aguas de Manizales, Universidad Nacional de Colombia, y Empresas Públicas de Medellín. Así que el

⁴⁷ μm : micrones, $\text{m} * 10^{-6}$.

⁴⁸ El orden de exposición de las variables climáticas en este libro; precipitación, brillo solar, evapotranspiración, obedece a que el mapa de brillo solar departamental es obtenido a partir del de precipitación promedio multianual, de la altitud y la latitud, y el de evapotranspiración es construido con base en la altitud y el brillo solar.

⁴⁹ Hidromiel, entidad extinta, operó estaciones que fueron de la CHEC en el oriente de Caldas y aún aumentó el número de estaciones en su efímera existencia. La información pluviométrica de esos años es con la que se cuenta para inferir los montos de precipitación en las cuencas de los ríos Miel y Samaná Sur.

Departamento de Caldas cuenta con un alto cubrimiento de puestos pluviométricos, en especial en el centro y occidente. En el oriente del Departamento y en la zona de gran altitud (>3.000 m) se tiene una menor cobertura. La calidad de la información es muy variable pero se cuenta con estaciones de excelente calidad y cubrimiento temporal, en especial las operadas por Cenicafé. La información de esta institución es la que con mayor cuidado y celo se critica y depura. Con una experiencia de más de 60 años de acopio de información climática, es de las bases de información de lluvias más confiables del país. Sin embargo, se suscribe a la zona cafetera entre los 1.000 m y los 2.000 m de altitud.

Las precipitaciones en el Departamento poseen una alta variabilidad temporal y espacial. La variabilidad espacial es posible captarla por la alta densidad de estaciones, más de doscientas, tomando en cuenta las estaciones cercanas en departamentos vecinos, para unos 10.000 km², dando una densidad de una estación cada 50 km². Salvo en algunos lugares, el cubrimiento es aceptable, como lo ilustra el Mapa de Precipitación Anual, Mapa 5.1, en el numeral 5.3.

En el lomo de la Cordillera Central, por la razón de ser un páramo deshabitado, el cubrimiento de puestos pluviométricos es bajo. El IDEAM debe hacer un esfuerzo por instalar medidores dada su importancia ecológica e hidrológica, pues en él nacen numerosas corrientes. Existen centros poblados en el Departamento con acceso, infraestructura y personal donde es factible la toma de datos y se encuentran distantes del pluviómetro más cercano. En sus inmediaciones sería conveniente instalar pluviómetros por encontrarse en áreas sin cubrimiento. Son ellos, con la distancia aproximada al pluviómetro más cercano:

La Felisa, La Merced, a 8,1 km.

Corregimiento de Puente Colombia, Manizales, a 6,8 km.

Corregimiento de Isaza, Victoria, a 7,1 km.

Corregimiento de Guarinocito, La Dorada, a 10,3 km.

Corregimiento de Montebonito, Marulanda, a 8,7 km.

Para conformar la base de datos de lluvias mensuales, se seleccionaron estaciones con período de cubrimiento superior a 10 años. Salvo en áreas donde apenas se encuentra una estación, esa estación se seleccionó así tuviese un período de cubrimiento corto, menor que 10 años.

5.2 Depuración información pluviométrica mensual

La información proveniente de las lecturas de los pluviómetros puede tener errores debidos a múltiples circunstancias, que si no son detectados y corregidos, las inferencias hechas con esta información defectuosa estarán erradas y pueden inducir a la equivocación. La información pluviométrica ha tenido un largo proceso de depuración manual y estadística, el cual comenzó a hacerse en estudios precedentes como lo son: *Modelo hidrológico computarizado para el manejo integrado de cuencas hidrográficas en la Región del Eje Cafetero* (F. González, CRECE, 1995), *Balance Hídrico de la Subregión No 1 de Risaralda*, (Postgrado de Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos, Universidad Nacional, 1997). En el primero, se desecharon algunas estaciones inconsistentes y se corrigieron datos erróneos de unas 200 estaciones analizadas. En el segundo, se aplicó un catálogo de pruebas estadísticas a unas 50 estaciones pluviométricas, escogiéndose las que mostraron resultados más consistentes.

- Detección de Estaciones con Información Inconsistente

Para detectar una estación cuya información es inconsistente se realizaron los siguientes procedimientos:

- ✓ Correlaciones inter-estaciones. Las estaciones que presentaban correlación nula o negativa con sus vecinas, son estaciones anómalas no confiables.
- ✓ Cuando se tiene la información de lluvias máximas diarias con la fecha de ocurrencia, se corrobora si en estaciones cercanas en la misma fecha también hubo precipitaciones importantes.

- ✓ Análisis de cambio de medias. Se divide el conjunto de datos en dos subconjuntos y se analiza si estos subconjuntos poseen medias diferentes desde el punto de vista estadístico. La prueba no es concluyente de la bondad de los datos, es apenas indicativa, y sólo sirve para estaciones con más de 20 años de registros.
- ✓ Análisis de tendencia. Si la estación presenta una tendencia estadísticamente significativa diferente de 0, sirve para estaciones con más de 15 años de registros. La prueba no es concluyente; es apenas indicativa
- ✓ Análisis de dobles masas versus una estación confiable, generalmente una estación principal de Cenicafé cercana. Si hay cambios en la línea de doble masa, es índice de error en los datos
- ✓ Se detectaron como inconsistentes los datos de las estaciones: Mistrató (2614012), Gallinazo (2615029) y La Leonera (2302013).

- Crítica por el experto

Un consejo que se le puede dar a quien vaya hacer análisis con base en los datos hidrometeorológicos es revisar cuidadosamente la información. Un ojo experto puede detectar si un 0 mm/mes es una ausencia del dato en vez de un mes sin lluvia. Puede detectar simples errores de digitación. O detectar un mes al final de una secuencia de varios meses con medición de lluvia, en el que hubo una medición parcial del mes, se aforó la lluvia de sólo una parte de los días de ese mes, al confrontar el dato con lo sucedido en ese mes en estaciones cercanas que están altamente correlacionadas.

Cuando la información pluviométrica se tiene desagregada a nivel diario, la crítica se hace más sencilla, puesto que es fácil advertir posibles errores al confrontar los datos de una estación con la de estaciones cercanas. Los datos de precipitaciones máximas diarias extraordinarias se confrontaron con la precipitación del mismo día en estaciones cercanas, si no existía una precipitación apreciable se les descartó por erróneos. Un error detectado con cierta frecuencia, es el debido a no vaciarse el pluviómetro después de la lectura, acumulándose el agua caída durante varios días.

- Depuración estadística

A cada estación se le calculó el promedio (μ_{mes}) y la desviación estándar (σ_{mes}) para cada uno de los doce meses. Se detectaron los casos extremos alejados 2,0 desviaciones estándar por debajo o 2,4 desviaciones estándar por encima del promedio.

Valor extremo: $P_{mes} < (2,0 * \sigma_{mes}) - \mu_{mes}$ ó $P_{mes} > (2,4 * \sigma_{mes}) + \mu_{mes}$

La diferencia entre el parámetro de detección por abajo y por arriba (2,0 y 2,4) obedece a que las distribuciones provenientes de datos de precipitaciones mensuales son generalmente sesgadas a la derecha. Esta regla de detección marca aproximadamente el 2% de los datos.

Se ubicaron estaciones cercanas a la estación a la cual se le estaba aplicando el procedimiento de depuración con una alta correlación ($> 0,7$). Si los datos para ese mes son bajos en relación con la media del mes en estaciones vecinas, se esperaba un dato bajo en la estación, y si son altos, un dato alto en la estación. Con este criterio y considerando el comportamiento típico de la estación, es decir, los demás datos mensuales para el año en cuestión y si el año fue anormalmente lluvioso o seco, se decidió aceptar el dato o rechazarlo. Años anormalmente lluviosos en gran parte del territorio nacional fueron: 1971, 1988, 2010, secos: 1983, 1991, 1992, 1997, los primeros bajo la influencia de un evento frío del Pacífico y los segundos bajo influencia de un evento cálido.

El hecho de que un dato fuese extremadamente alto o bajo, no implica que sea erróneo. Como ejemplo, se tiene que el dato mensual de lluvia más alto encontrado es de 2.104 mm en el mes de octubre de 1984 en la estación de Belén (Samaná), estación en extremo lluviosa. Se corroboró la veracidad del dato con los registros diarios del mes y la comprobación de valores de precipitación en extremo altos en ese mes en estaciones vecinas.

5.3 Mapa de precipitación promedio multianual

Una vez depurada la base de datos, se obtuvieron 204 estaciones pluviométricas con más de 10 años de registros y con datos mensuales validados (ver Cuadro 1, anexo), con los cuales se pueden construir los mapas de precipitación anual promedio y de la precipitación promedio de cada mes del año ⁵⁰. Para la construcción de los mapas se siguieron estos pasos:

1. Selección período de referencia.
2. Homogenización de los datos al período de referencia
3. Ubicación espacial de las estaciones
4. Interpolación espacial

1. Selección período de referencia

Se tomó como período de referencia el lapso comprendido entre los años de 1971 y 2007, treinta y siete años, porque este período presenta un alto cubrimiento de

⁵⁰ El promedio en las distribuciones de lluvias es un estimador estadístico "sesgado" por los valores altos, es decir, su valor no coincide con la mediana de los datos. Se comprobó para el oriente del Departamento que los valores promedios superaban entre un 5% y un 15% los valores medianos en los meses de lluvias bajas: enero, febrero, julio y agosto. En los meses lluviosos la diferencia es insignificante. Para estaciones ubicadas en el departamento con más de quince años de datos pluviométricos, la precipitación promedio multianual apenas supera la precipitación mediana multianual en menos de un 5%. La mediana, además de ser no sesgado es un estimador estadístico sólido, "robusto" en el argot de los estadísticos, es decir, que un dato en extremo alto no afecta su valor en forma drástica. En cambio al promedio lo puede afectar significativamente. Se prefirió el promedio porque la suma de los promedios mensuales es el promedio anual, la suma de las medianas de los meses no es la mediana anual y un alto porcentaje de los años registrados están incompletos y tendrían que desconocerse los datos de esos años incompletos en el caso de utilizarse la mediana, y, además, porque las estimaciones de las precipitaciones bajo las distintas condiciones del ENSO se hicieron, en un análisis hecho con anterioridad, con el promedio. Ambos estadísticos: promedio y mediana, poseen sus ventajas y desventajas para la caracterización hidroclimática de una región, por lo que escoger uno u otro no es una decisión evidente.

datos en las estaciones más confiables y es lo suficientemente largo para ser representativo del principal estadístico que se calculó, el promedio, y para que este estadístico no esté sesgado por datos extremos, bajos o altos, ocasionales.

2. Homogenización de los datos al período de referencia

Por homogenización se entiende el llevar a un mismo período de referencia las series de estaciones con diferentes períodos de cubrimiento, que para el presente caso es 1971-2007. Para las estaciones con 10 años o más de registros anuales, se comprobó que era innecesario hacerles este proceso, puesto que las variaciones sufridas por el estadístico, el promedio, eran despreciables.

A estaciones con pocos datos, menos de 10 años de registro, pero que su valor promedio anual estuviese cerca de los valores de las estaciones vecinas se les aceptó el dato. Hubo que corregir el valor del promedio anual de tan sólo tres estaciones, lo que se hizo con una relación simple aplicada por Remy Oster (1979):

$$P(\text{corregida}) = P(\text{aforada}) * [P(\text{est. referencia}) / P^{\wedge}(\text{est. referencia})]$$

Donde: $P(\text{corregida})$, precipitación corregida para la estación con pocos datos

$P(\text{aforada})$, precipitación medida en la estación con pocos datos

$P(\text{est. referencia})$, precipitación medida en la estación de referencia

$P^{\wedge}(\text{est. referencia})$, precipitación medida en la estación de referencia en el período en que se aforó la estación con pocos datos

Con la anterior corrección se obtiene la precipitación promedio multianual de la estación con pocos datos. Para las precipitaciones mensuales, se supone que esa precipitación anual se distribuye en los meses con las mismas proporciones que en la estación de referencia, es decir, ambas estaciones poseen exactamente el mismo régimen de distribución mensual de la lluvia anual.

3. Ubicación espacial de las estaciones

Tanto las estaciones del IDEAM, antes HIMAT, como las de Cenicafé y las de la CHEC, tienen una georreferenciación en coordenadas geográficas con una precisión de un minuto y en la altitud de aproximadamente 50 m, lo que significa para el Departamento de Caldas una precisión de 1.852 m en latitud y de 1.845 m en longitud, una vez convertidas esas coordenadas geográficas a coordenadas planas. Por tanto, un error tolerable en la localización, tanto en el eje Y como en el eje X, de 900 m. Las coordenadas geográficas se proyectaron a coordenadas planas con origen en el Observatorio Astronómico Nacional, origen Bogotá, mediante la proyección conforme de Gauss.

Como, además, la información de localización de las estaciones del IDEAM, de Cenicafé y de la CHEC, indica el municipio donde se encuentra ubicada la estación, se corroboró que la localización geográfica de la estación coincidiera con su ubicación altitudinal y con su ubicación municipal. A algunas estaciones se les desplazó unos cientos de metros para que su altitud coincidiera con la del modelo de elevación digital proveniente del DEM 30 m x 30 m del USGS ⁵¹ (ver su localización en el Cuadro 1, anexo). La estación Argelia (2305501) no fue posible ubicarla en una localización consistente con sus datos de georreferenciación.

4. Interpolación espacial

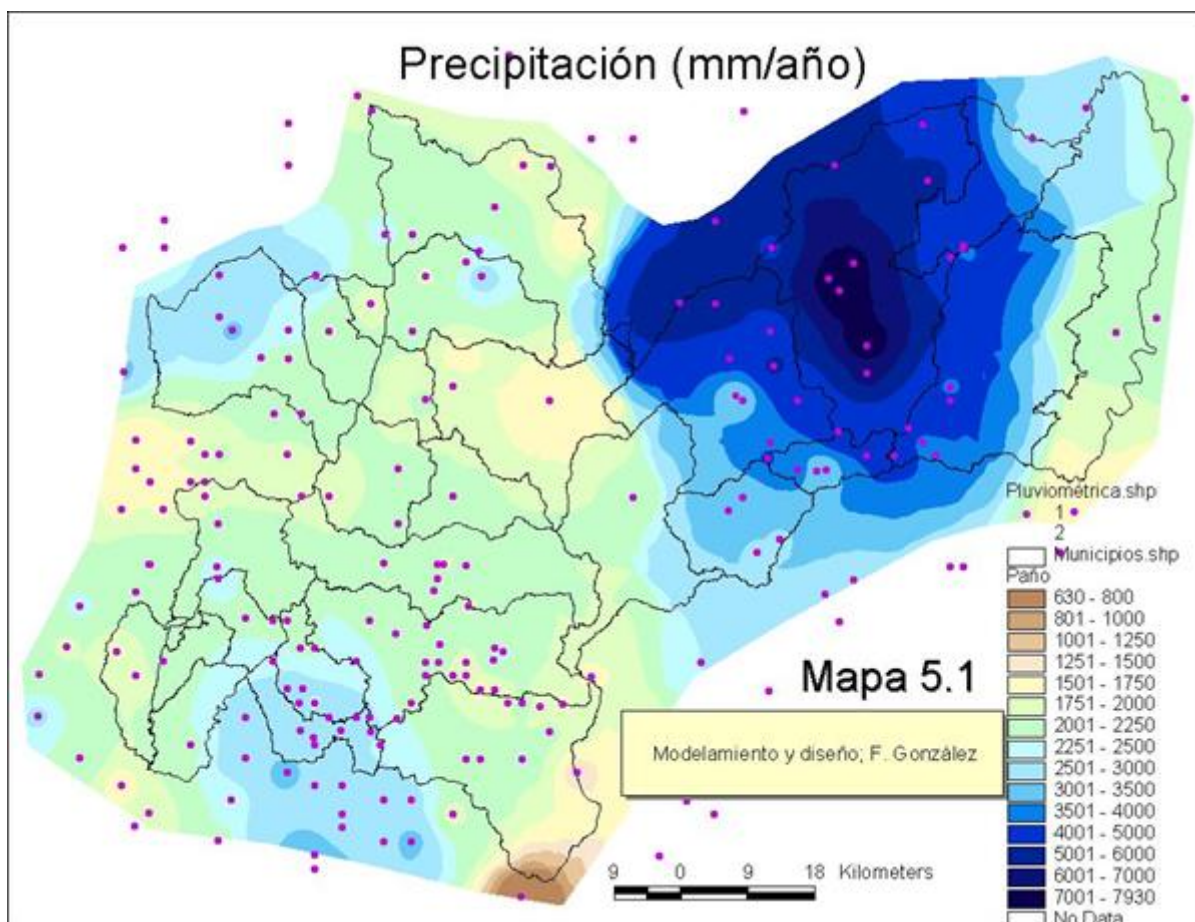
El despliegue espacial a todo el espacio departamental de los datos puntuales aforados en las estaciones pluviométricas se hizo recurriendo a un método de interpolación espacial; el IDW, provisto por el ArcGIS (2008) ⁵². A continuación se tiene el mapa de precipitación promedio multianual.

⁵¹ Modelo de elevación digital, del *United States Geological Survey* –USGS–, de cobertura mundial y con una celda de 30,82 m de arco.

⁵² El método de interpolación espacial utilizado fue el de IDW (*inverse distance weighted*) con constante $k=2$, y un radio de búsqueda de 15 km:

$$P_{\text{mapa}} = \frac{\sum (P_i * w_i)}{\sum w_i} \quad w_i = e^{-k * d_i}$$

Donde: P_{mapa} , precipitación inferida en una celda del mapa



El promedio de la precipitación departamental según el mapa es de 2.815 mm/año, es decir, que el Departamento posee una alta oferta hídrica. El máximo valor de 7.900 mm/año se encuentra en el Municipio de Samaná en las

P_i , precipitación aforada en la estación i , ubicada a menos de 15 km de la celda en donde se quiere inferir la precipitación

w_i , peso para la estación i

d_i , distancia entre la celda y la estación i

Para suavizar los cambios abruptos que suelen presentarse en mapas construidos con interpolaciones espaciales, al resultado de la interpolación se le aplicó un “filtro pasa baja” de suavización; el promedio de una vecindad circular de 10 celdas de radio. También se ensayaron el método de curvatura mínima (*Spline*) con resultados inaceptables y el método geo-estadístico de *Kriging* con resultados similares al IDW, se prefirió este último por su matemática sencilla en comparación con la matemática de la llamada auto-correlación espacial, base estadística del *Kriging*. Ambos métodos hacen uso de la distancia entre estaciones y la variabilidad espacial de la variable.

inmediaciones de la Selva de Florencia. El mínimo valor del mapa, de 636 mm/año, se ubica en el Lago del Otún⁵³, un tanto al sur del límite departamental. Es de destacar la muy alta variabilidad espacial de la lluvia en el Departamento. La Figura 5.1 es el histograma del mapa, donde en el eje de la Y se muestra el número de celdas por cada uno de los quince rangos en los que se ha clasificado la variable. El valor modal del mapa según la figura, el valor de precipitación anual con mayor frecuencia de ocurrencia, está entre 2.001 y 2.250 mm/año. Se aprecia, también, que el área del mapa con precipitaciones por debajo de los 1.500 mm/año es mínima.

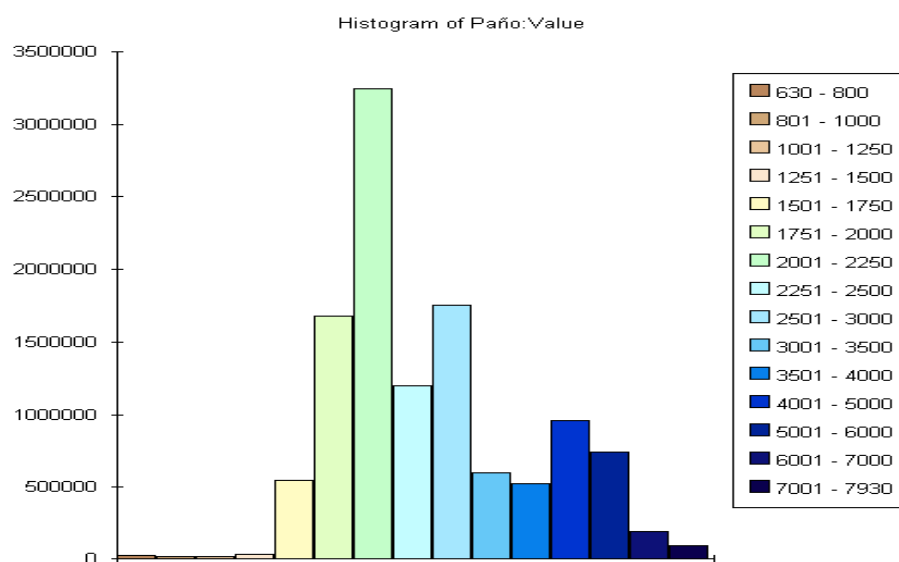


Figura 5.1. Histograma mapa de precipitación promedio multianual.

De inmediato, una vez que el lector detiene la vista en el mapa, se observa el notorio y notable núcleo de precipitaciones altas, por encima de los 4.000 mm/año del oriente de Caldas. La existencia de este núcleo de altísimas

⁵³ En su estricta acepción geomorfológica, el término laguna se refiere a un espejo de agua colindante con el mar, originado por la barra salina que se forma en los estuarios de los ríos. Corresponde a la palabra inglesa "lagoon". Un lago es un espejo de agua ubicado tierra adentro, ocasionado por un levantamiento o por hundimiento del subsuelo, o un deslizamiento que envasa un volumen de agua. Corresponde a la palabra inglesa; "lake". Por ello en este libro se habla del "Lago del Otún" y no de la "Laguna del Otún".

precipitaciones, que se extiende hacia el norte por la cuenca del río Samaná en el departamento de Antioquia, se explica porque sobre esa zona confluyen masas de aire húmedas provenientes del norte del Magdalena Medio, y del sur de la planicie del Tolima. Y también porque los Alisios del este, que han superado la Cordillera Oriental, chocan con las altas cumbres de la Cordillera Central en esa zona, por encima de los 3.500 m de altitud, originando convección y por ende precipitaciones, y además estos Alisios del este al chocar con la cordillera, mantienen constreñidos los aires cálidos y húmedos originados en los valles del Magdalena Medio y la Planicie del Tolima, obligándoles a descargar su humedad en la zona, principalmente en las cuencas de los ríos La Miel y Samaná.

La mínima precipitación del Departamento se encuentra en la artesa donde yace el Lago del Otún, un lugar encerrado entre el Paramillo de Santa Rosa y el Nevado de Santa Isabel, que al estar resguardado de las masas de aire húmedo que ascienden por las vertientes le llegan pocos aportes de humedad. De allí su escasa precipitación y su cobertura vegetal que más se asemeja a la puna peruana que al páramo colombiano.

Zonas de alta precipitación por encima de los 2.500 mm/año, además, de la muy sobresaliente del Oriente de Caldas, se encuentran; una al norte del Municipio de Riosucio, debida a la influencia de masas húmedas provenientes del Chocó transportadas por la Corriente Superficial del Chocó y que ascienden por la cuenca del río San Juan.

Otra, en los municipios de Chinchiná y Palestina, área que es parte de una zona mucho más amplia que se extiende desde Pereira y aún un tanto más al sur, desde el norte del Departamento del Quindío, y que se explica por el aporte de la Corriente Superficial del Chocó que ha logrado traspasar la Cordillera Occidental por el boquerón del Tatamá, según se expuso en detalle en el Numeral 3.3. Una vez trasmontada la Cordillera Occidental, las masas húmedas transitan sobre el Valle del Cauca y van a descargar el agua que transportan al chocar con la Cordillera Central, en especial, en el contrafuerte cordillerano que

se despliega desde el Alto Español al Alto del Nudo, en los municipios de Santa Rosa de Cabal y Dosquebradas (Risaralda), y donde la precipitación promedio multianual alcanza a superar los 3.500 mm/año. La Figura 3.12 (numeral 3.3), es bastante ilustrativa al respecto.

Sobre Pácora se observa un núcleo con precipitaciones superiores a los 2.500 mm anuales, en apariencia alto. Un análisis estadístico exhaustivo de los datos de la estación pluviométrica allí ubicada no encontró inconsistencias. La existencia de este foco se puede explicar por estar ubicado en un contrafuerte de la Cordillera Central que cierra el paso a masas de aire que avanzan por el Cañón del Cauca hacia el sur produciéndose precipitaciones orográficas.

El lomo de la Cordillera Central presenta bajas precipitaciones, en especial, la zona del Parque Natural los Nevados, donde se ubican los Nevados de Kumanday y Santa Isabel. Pero también es de destacar la relativa baja precipitación en el valle donde tiene asiento el corregimiento de San Félix, Municipio de Salamina.

Un área de baja precipitación se encuentra entre Honda (Tolima) y el Corregimiento de Guarinocito, Municipio de La Dorada, que es una continuación hacia el norte de la amplia zona seca, tabacalera por excelencia, existente entre Ambalema y Honda, en el Tolima, y que alcanza al Departamento de Caldas en su esquina sureste. Focos de baja precipitación se encuentran en los ríos Arma y San Lorenzo, debidos a lo profundo de los cañones por donde discurren estos ríos. El valle del Risaralda cuenta con relativas bajas precipitaciones, valle este que es una continuación, hacia el norte, geomorfológica y climática del Valle del Cauca, aunque con una precipitación un tanto mayor.

Es de destacar la zona de bajas precipitaciones existente en los municipios de Mistrató y Belén de Umbría, en su mayor parte ubicada en el Departamento de Risaralda, que se explica por el carácter de vientos katabáticos que asume la Corriente Superficial del Chocó una vez que supera la Cordillera Occidental por

el Boquerón del Tatamá. Lugares donde, a la vez, se da una alta nubosidad. De allí el nombre; Belén de Umbría, con bajas precipitaciones, puesto que las masas húmedas de la Corriente del Chocó ganan velocidad al descender por la ladera opuesta de donde provienen, aminorando la convección.⁵⁴

5.4 Mapas precipitaciones mensuales

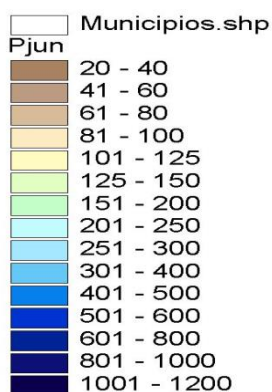
La variabilidad entre los meses del año de la precipitación departamental está asociada a la dinámica del desplazamiento anual sur-norte-sur de la Zona de Confluencia Intertropical –ZCIT- que condiciona un régimen “bimodal” o de doble onda en la precipitación, con períodos de lluvias bajas en diciembre-enero-febrero y junio-julio-agosto y de lluvias altas en marzo-abril-mayo y en septiembre-octubre-noviembre, con variaciones subregionales que se describen en el siguiente numeral.⁵⁵

⁵⁴ Remy Oster (1979) en su célebre libro; *Las Precipitaciones en Colombia*, expuso este fenómeno de vientos katabáticos en la cuenca media del río Risaralda.

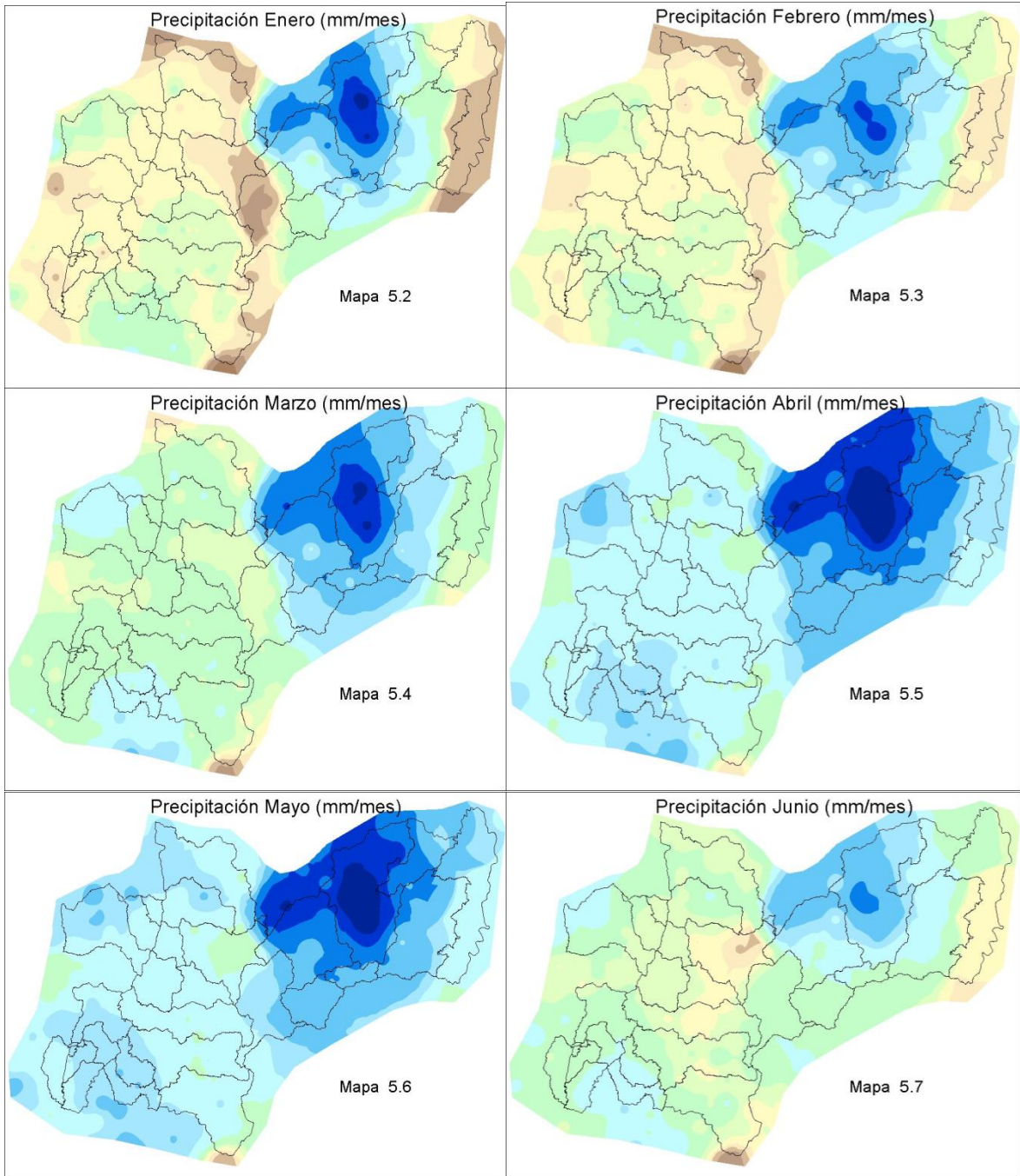
⁵⁵ En el lenguaje vernáculo colombiano, y posiblemente en otros países intertropicales de habla hispana, se le moteja de “invierno” a la temporada de lluvias altas y de “verano” a la de lluvias bajas. Invierno y verano, en su sentido geográfico son términos que se refieren a la posición hemisférica de la tierra con respecto al sol dada por la inclinación del eje de rotación terrestre con respecto al plano de la eclíptica de circunvalación. En el verano, boreal o austral, los días son más largos, la insolación solar mayor y la temperatura sube por encima de su promedio. En invierno sucede lo contrario. Por ejemplo en Beijing, China, a los 40° N, la temporada de lluvias coincide con el verano boreal. En el invierno la precipitación es mínima, de tal manera que para el entendimiento popular colombiano sucede, en ese lugar del globo y en muchos otros de latitudes medias y altas, la paradoja de que “el invierno ocurre en el verano”.

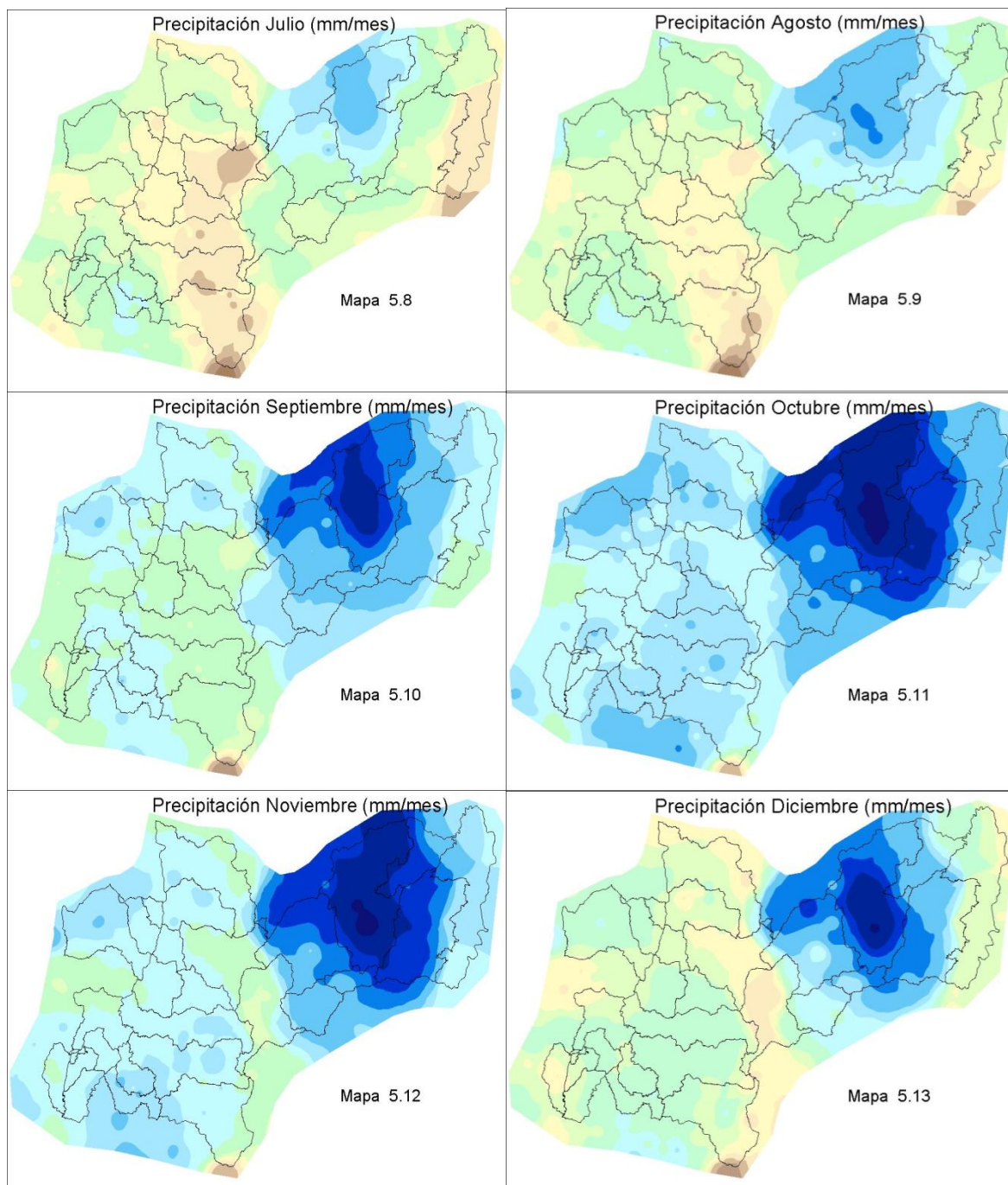
La “confusión” se origina porque en Castilla, Andalucía o Extremadura, de donde procedían los conquistadores españoles, el período de sequía, con carencia casi absoluta de lluvias, coincide con el verano, y el de lluvias con el invierno. Coincidencia que propicio a través de la experiencia cotidiana, cuando estos o sus descendientes se hicieron moradores de estas tierras, una asociación de sinonimia entre los dos términos, sequía y verano y, también, para los términos lluvia-invierno.

Para construir los mapas de precipitación promedio multianual de cada uno de los doce meses del año se recurrió al mismo método empleado en el mapa anual: el IDW, con los mismos parámetros de interpolación, aplicado a los datos de precipitación mensual de las 203 estaciones pluviométricas consignadas en el Cuadro 1 anexo. A continuación se presentan los doce mapas de la precipitación promedio multianual de cada uno de los doce meses del año. La leyenda adjunta posibilita su lectura:



Al estar tan cercanos al ecuador geográfico, es más, en el ecuador climático, en la práctica es indiscernible cuándo nos hallamos en el verano o en el invierno hemisférico.





Confrontando los doce mapas, se aprecia la alta variabilidad de las lluvias regionales a través de los doce meses. En los meses de lluvias altas predominan los tonos azules y en los de lluvias bajas los tonos amarillos y canelas. Las diferencias pluviométricas entre los meses son altas; en un 70% del territorio la lluvia que cae en octubre, el mes más lluvioso, por lo menos duplica la lluvia que cae en el mes más seco, enero, en un 15 % del territorio por lo menos la triplica.

La Tabla 5.1, a continuación, con estadísticos de los mapas de precipitación, ilustra las diferencias entre los montos de precipitación de los distintos meses y su variabilidad espacial. Se advierte que julio posee el mínimo promedio, pero enero y febrero poseen valores modales más bajos. Los coeficientes de variación de los meses de enero y diciembre son significativamente más altos que los de los otros meses, lo que significa que la variabilidad espacial de la lluvia en esos meses es mayor que en los otros meses. Junio es el mes con mayor homogeneidad espacial de la lluvia, seguido de cerca de mayo, julio, abril, agosto y octubre, en su orden.

Si se comparan los dos meses con menor lluvia en el promedio departamental, julio y enero, se observa que julio posee un promedio más bajo, pero enero tiene un valor modal más bajo. Lo que implica que en enero, por ser un mes en que las lluvias son más bajas en gran parte del Departamento, en algunas zonas la precipitación es alta, como lo muestra su máximo de 683 mm/mes. En contraposición, el máximo de lluvia mensual en julio es de apenas 384 mm/mes.

(mm/mes)	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic
Promedio	165	172	227	300	301	185	150	177	262	351	311	215
Desv. Estándar	106	93	102	114	109	62	56	71	114	145	150	131
Moda	101-125	101-125	151-200	201-250	201-250	151-200	125-150	151-200	151-200	251-300	201-250	151-200
Coef. Variación	0,64	0,54	0,45	0,38	0,36	0,34	0,37	0,40	0,44	0,41	0,48	0,61
Máximo	683	590	636	761	747	487	384	448	734	929	967	860
Mínimo	33	34	59	87	68	50	37	33	47	70	66	51

Cálculos: F. González

Además de las diferencias en los estadísticos de precipitación de los distintos meses, el despliegue espacial de las lluvias en los distintos meses presenta diferencias importantes. Si se compara el mapa de precipitación mensual de julio con el de enero, se advierte en julio una zona de lluvias bajas con menos de 100 mm/mes a alta altitud, por encima de los 2.000 m, al occidente del parte aguas de la Cordillera Central. En enero, la zona arriba de los 2.000 m de lluvias bajas por debajo de los 100 mm/mes, se despliega mayoritariamente al oriente de la divisoria de aguas de la Cordillera Central. En enero, en el Cañón del Arma y en

gran parte de la planicie del Valle del Magdalena correspondiente al Departamento de Caldas, las precipitaciones están por debajo de los 80 mm/mes. Situación que en julio apenas se presenta en una pequeña área al norte de Honda.

Lo anterior sugiere que las precipitaciones no se distribuyen de igual manera en el transcurso del año en todo el territorio departamental, sino que existen variaciones subregionales importantes. Es decir, existen distintos regímenes de distribución de la lluvia anual en el Departamento. Este asunto se estudiará en profundidad en el siguiente numeral.

Por lo pronto, es preciso señalar que los mapas mensuales de precipitación arriba editados son “imágenes” de lo que sucede en promedio en los meses. No sobra advertir que se suceden, por ejemplo, eneros más secos o más húmedos que lo mostrado en el mapa correspondiente. Para tener una aproximación a las variaciones que se dan en las lluvias de los meses en el transcurso de los años, se analiza la información de lluvias mensuales de una estación emblemática, Cenicafé, en el período comprendido entre los años de 1942 y 2008, 67 años, más que suficiente para la estimación confiable de estadísticos. Los que se ilustran en la tabla a continuación:

(mm/mes)	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic	año
Promedio	154,7	155,7	208,6	276,7	276,3	191,6	159,3	172,2	201,4	303,9	263,2	189,8	2.553,4
Mediana	139,1	154,1	199,1	272,3	284,3	192,4	143,5	158,2	198,4	301,8	258,2	181,1	2.540,6
Desv. Estándar	88,6	75,8	79,6	73,2	79,7	65,9	73,0	85,2	75,4	92,3	72,5	77,1	351,2
Coef. Variación	0,57	0,49	0,38	0,26	0,29	0,34	0,46	0,49	0,37	0,30	0,28	0,41	0,14
Máximo	416,0	338,9	505,9	452,5	465,5	398,8	349,5	403,4	447,2	591,2	455,3	416,6	3.422,0
Mínimo	30,8	9,0	45,4	114,7	77,0	45,7	12,7	5,4	48,6	147,7	136,0	17,2	1.896,6

Se aprecia que en los meses de lluvias bajas la mediana del mes tiende a ser menor que el promedio en cerca de un 10%. Es decir, que el valor promedio está sesgado hacia arriba por valores en extremo altos. Lo que es consistente con los mayores coeficientes de variación en esos meses de menor precipitación; enero,

febrero, agosto y julio. Los meses lluviosos tienen un coeficiente de variación por debajo de 0,3. Enero es, de lejos, el mes con mayor variabilidad con un coeficiente de variación de 0,57. Entonces, enero es el mes con mayor variabilidad, tanto temporal como espacial.

Los máximos de los registros mensuales para cada uno de los meses, en los 67 años de mediciones pluviométricas, muestran que en cualquiera de los doce meses se puede aforar una precipitación alta por encima de los 300 mm/mes. Los mínimos, por su parte, muestran que para los meses de lluvias altas: abril, mayo, octubre y noviembre, es muy improbable que se den lluvias exiguas por debajo de los 100 mm/mes.

- Algunos eventos destacables

El dato de precipitación mensual más alto es de 2.104 mm en el mes de octubre de 1984, en la estación de Belén, Municipio de Samaná. Se comprobó la veracidad del dato con los registros diarios del mes y la correlación con otras estaciones de la zona.

El mes más seco en toda la Región del Eje Cafetero, donde se encuentra el Departamento de Caldas, fue el mes de julio de 1976 con valores de precipitación de cero o muy cercanos a cero en la mayoría de las estaciones pluviométricas incluidas las de muy altas precipitaciones del oriente de Caldas.

5.5 Los regímenes departamentales de precipitación

La interpretación de los mapas de precipitación en los doce meses sugiere, según lo expuesto en el numeral anterior, la existencia de varios regímenes distinguibles en el Departamento. Obvio, todos ellos enmarcados en la forma “bimodal” o de doble onda de distribución de las lluvias en el transcurso del año.

El patrón o régimen pluviométrico multianual del Departamento de Caldas presenta características típicas del ecuador climático con su forma de doble onda

cuyos máximos coinciden con el mayor calentamiento atmosférico, que sucede en los días posteriores a las dos posiciones cenitales del sol sobre la región (~ 5° latitud norte). Sin embargo, este patrón pluviométrico general del Departamento sufre variaciones espacio-temporales debido a factores geográficos y orográficos los cuales hacen que ciertas zonas sean más o menos influenciadas por los Alisios del norte, los Alisios del sur o la Corriente Superficial del Chocó, ocasionando distintos regímenes subregionales. Estos regímenes experimentan fuertes variaciones en algunos años, debidas a fenómenos climáticos de orden planetario, como son el ENSO (“El Niño”-Oscilación del Sur) en sus dos fases -caliente y fría-, y en menor medida otros fenómenos como la oscilación cuasi bienal (QBO) y la oscilación del Atlántico Norte (NAO).

Los regímenes pluviométricos de la Región del Eje Cafetero ⁵⁶ se caracterizaron como “tipo norte”, “tipo sur” y “ecuatorial perfecto”, habida cuenta de que en el norte de Colombia, por ejemplo la Región del Caribe, los períodos secos más pronunciados y prolongados suceden de diciembre a marzo y en mitad de año ocurre, apenas, un “veranillo” o período corto de lluvias bajas, porque de diciembre a marzo la ZCIT, claramente, se sitúa al sur de Colombia, por lo que en el norte disminuye la actividad convectiva de manera notoria. En el sur de Colombia, verbigracia en el departamento de Nariño o el Trapecio Amazónico, el período seco más pronunciado y prolongado sucede a mitad de año, de junio a septiembre y a principios del año sólo hay una leve baja en caso de ocurrir, porque de junio a septiembre la ZCIT, de manera nítida, se sitúa al norte de Colombia, disminuyendo la convección en el sur. La Figura 5.2 ilustra distintos regímenes pluviométricos en la Región del Eje Cafetero, los de las estaciones climáticas Miguel Valencia “tipo norte” (Andes, Antioquia, 5° 36’ N), Cenicafé “ecuatorial perfecto” (Chinchiná, Caldas, 5° 00’ N) y el de La Bella “tipo sur” (Calarcá, Quindío, 4° 30’ N). Figura en la que se grafica la contribución porcentual de las lluvias mensuales en el total anual. Cabe resaltar el hecho de

⁵⁶ Región del Eje Cafetero; conformada por los departamentos de Caldas, Risaralda y Quindío, el sur de Antioquia, el norte del Valle y el norte del Tolima

que en los 120 km norte-sur que separan a Miguel Valencia de La Bella el régimen pluviométrico pasa de tener su máximo período de estiaje de principios del año a mitad del año.

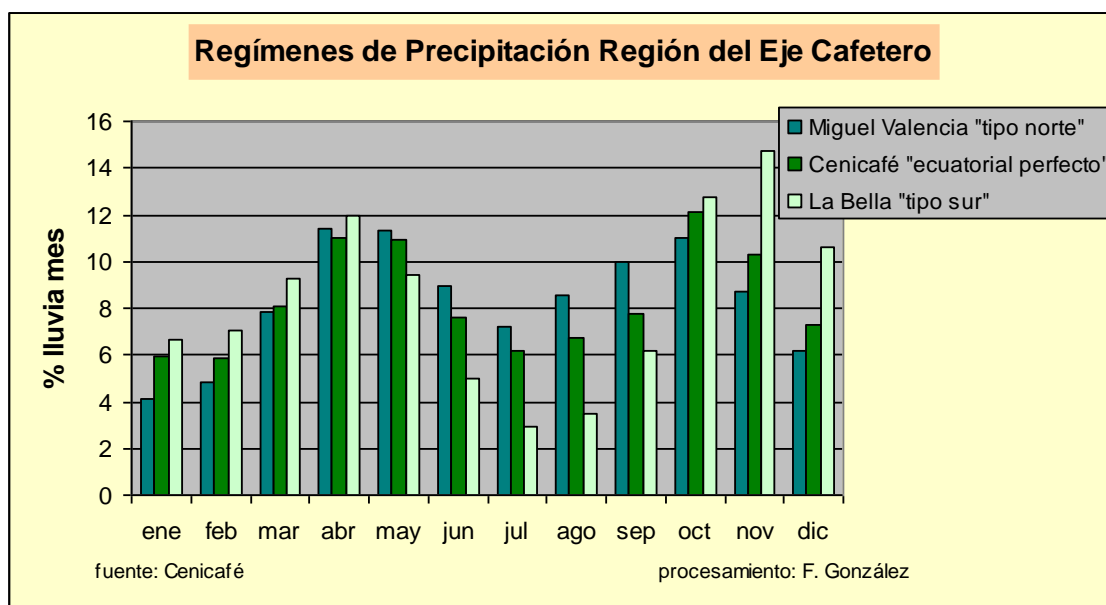


Figura 5.2 Regímenes de precipitación Región del Eje Cafetero

El patrón pluviométrico “bimodal” o de doble onda típico del ecuador climático imperante en el Departamento de Caldas, ocasionado por el doble paso de la ZCIT, presenta variaciones subregionales, según prevalezca la influencia de los Alisios del sur o los del norte. En la zona con comportamiento “tipo norte” el período de relativa sequía más pronunciado y prolongado del año sucede en diciembre-enero-febrero porque los Alisios provenientes del norte “barren” en esos meses las masas húmedas compeliéndolas hacia el sur, donde se encuentra posicionada la ZCIT. En las zonas de comportamiento “tipo sur” sucede a la inversa: el período de relativa sequía más pronunciado y prolongado del año sucede en los meses de junio-julio-agosto, cuando los Alisios que soplan del sur “barren”, esta vez, las masas nubosas hacia el norte donde ahora se encuentra posicionada la ZCIT. En las zonas de influencia sur el máximo pluviométrico del segundo semestre del año es claramente mayor que el del primer semestre. En las zonas donde existe un equilibrio entre las influencias norte y sur, el régimen pluviométrico multianual es perfectamente “bimodal” y es indicativo de la ubicación geográfica del ecuador climático.

-Regímenes intra-departamentales de la precipitación ⁵⁷

Con el objeto de detectar estadísticamente y ubicar espacialmente los regímenes de precipitación subregionales se procedió a clasificar, mediante las técnicas de la estadística multivariada denominadas genéricamente, análisis de conglomerados (*cluster analysis*), conjuntos de estaciones pluviométricas que presentasen un comportamiento pluviométrico similar o que tuviesen un comportamiento homogéneo. Un grupo o conjunto de estaciones tiene un comportamiento similar si existe alta correlación entre ellas. Los procedimientos de *cluster* análisis tienen como objeto agrupar en k grupos o *clusters* una población de tamaño n , forzando a que la varianza al interior del grupo sea mínima y, a la vez, la varianza entre los grupos sea lo más grande posible. Las técnicas de la estadística multivariada descriptiva han sido frecuentemente usadas en la interpretación climática: Avila y Leal (1986), Galliani y Fillipini (1988), Periago et al (1991), LeGouvelen y Aleman (1992), González (1992 y 1997).

Se aplicó el procedimiento estadístico FASTCLUS sobre 229 estaciones que en el período de 1970 - 1993 (24 años, 288 meses) poseen 15 años o más de registros pluviométricos. A los datos de lluvias mensuales de cada una de las estaciones se les dividió por su promedio, obteniéndose un índice adimensional de la lluviosidad que indica si un cierto dato mensual es más o menos lluvioso que la precipitación promedio multianual, con el objeto de caracterizar y clasificar la distribución de la lluvia entre los meses y no el monto de la precipitación, es decir; encontrar los regímenes subregionales. ⁵⁸

⁵⁷ Esta caracterización de los regímenes de precipitación departamentales está hecha con base en el estudio hidrológico que el autor de este libro, Fernando González, hizo para el CRECE con los auspicios del Comité Departamental de Cafeteros de Caldas en el año 1996, ver F. González (1996) y F. González (1997).

⁵⁸ Se escogió el procedimiento estadístico FASTCLUS porque el manual del paquete estadístico SAS (1982) aconseja su aplicación cuando el tamaño poblacional es grande, $n > 100$. También, porque este método no precisa que las observaciones tengan sus datos completos, en el caso, que las estaciones pluviométricas tengan la información de todos los 288 meses de los 24 años del período con el que se realizó el agrupamiento.

Se hicieron ensayos de clasificación con varios agrupamientos desde tres grupos o *clusters* hasta diez, encontrándose que el agrupamiento más representativo, que posee consistencia estadística y significado climatológico a nivel de la Región del Eje Cafetero, es la clasificación en seis grupos. La tabla a continuación muestra resultados de la aplicación del análisis con el procedimiento FASTCLUS.

Tabla 5.3. Indicadores Análisis Cluster					
Cluster	Número observaciones	RMS desviación estándar	Radio	Cluster próximo	Distancia cluster próximo
A	67	0,35	9,0	B	3,95
B	36	0,31	7,0	A	3,95
C	39	0,39	11,0	B	4,01
D	18	0,39	8,8	E	4,37
E	22	0,32	9,5	B	4,06
F	47	0,40	9,9	A	4,29
Número observaciones: cantidad de estaciones pluviométricas clasificadas en el cluster					
RMS desviación estándar: raíz de la media de los cuadrados de las distancias entre las observaciones del cluster					
Radio: distancia del centroide del cluster a la observación más lejana					
Distancia cluster próximo: distancia al cluster más cercano					
Cálculos: F. González					

Cada uno de los seis grupos clasificados posee una cierta distribución de la lluvia total a través de los meses. Esto se le denomina comportamiento típico del *cluster*. El detectar y ubicar grupos de estaciones con comportamiento similar o típico es de suma importancia para extrapolar hacia el espacio vecino, "espacializar", los datos tomados en los sitios de ubicación de las estaciones.

Recientemente, Kopali A. et al (2012) aplicaron este método para lograr una zonificación agroclimática de Albania.

El algoritmo calcula el centroide, con base en la distancia euclidiana, de cada grupo semilla de observaciones preseleccionados a priori. Luego clasifica toda la población de observaciones según su cercanía a los centroides de los grupos semilla. Una vez asignadas todas las observaciones recalcula los centroides y vuelve a reclasificar la población, a esto se le denomina una iteración. El algoritmo termina cuando no se reclasifica alguna observación en la iteración o una vez realizado un número predefinido de iteraciones o cuando se cumpla algún criterio de convergencia.

A cada grupo o *cluster* se le calculó el régimen de precipitación, entendida la palabra “régimen” en su sentido estricto, es decir, como la distribución de las lluvias en el transcurso del año, cualquiera que sea el volumen total de la precipitación anual. La tabla a continuación muestra los porcentajes de lluvia caída en cada mes sobre el total anual para cada uno de los grupos o *clusters* presentes en el Departamento de Caldas calculados en los centroides de los grupos ⁵⁹. La tabla y la figura a continuación ilustran estos regímenes. ⁶⁰

Tabla 5.4. Regímenes de Precipitación Departamento de Caldas, % lluvia caída por mes													
Cluster	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Caracterización
A	4,1	4,7	6,8	10,8	12,2	8,3	6,9	8,0	10,3	12,3	9,9	5,8	Estiaje en DEF
B	5,8	6,1	8,2	11,1	11,1	6,8	5,3	6,2	8,1	13,1	11,1	7,0	Bimodal perfecto
C	5,3	6,6	8,1	11,1	10,8	5,4	4,4	6,1	9,8	13,3	11,4	7,6	Estiaje en JJA
D	6,4	6,9	9,4	11,7	9,3	4,9	3,5	4,8	7,6	13,5	12,9	9,1	Estiaje pronunciado en JJA
F	4,5	5,8	8,3	12,8	12,3	6,4	4,6	6,0	9,8	13,5	10,1	6,0	Bimodal perfecto alta variabilidad

Cálculos: F. González

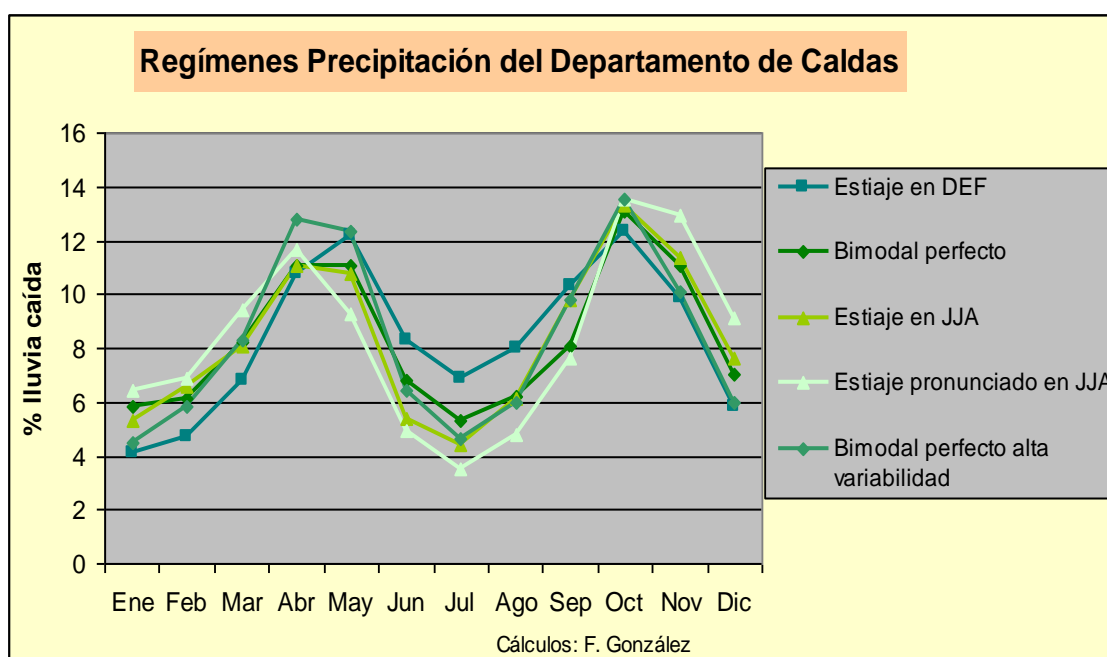


Figura 5.3. Regímenes de Precipitación del Departamento de Caldas

⁵⁹ Las estaciones pluviométricas clasificadas en el *cluster* E, se encuentran en el flanco oeste de la Cordillera Central en el Norte del Valle y el Quindío a altitudes comprendidas entre los 1.200 m y los 1.600 m. Este *cluster* no tiene representantes en el Departamento de Caldas.

⁶⁰ DEF: trimestre diciembre-enero-febrero, JJA: trimestre junio-julio-agosto

Los regímenes pluviales exhibidos en la figura son, sin excepción, regímenes del tipo “bimodal” propios de la franja ecuatorial, con diferencias sutiles pero que tienen sus repercusiones, sobremanera en la agricultura⁶¹ y en el abastecimiento del recurso hídrico. El régimen denominado Bimodal perfecto (verde oliva) tiene menor variabilidad, verbigracia, que los regímenes nominados como de Estiaje pronunciado en el trimestre JJA (verde manzana) o Bimodal perfecto de alta variabilidad (verdemar), lo que hace que en donde se presenta el primer régimen las condiciones de sequedad para las coberturas vegetales, en los meses de lluvias bajas, sean menos onerosas que en los últimos dos regímenes.

La Tabla 5.5, a continuación, muestra los coeficientes de variación de las precipitaciones en los doce meses de cada uno de los grupos *cluster*, calculados en el centroide de cada grupo. Se aprecia, con claridad, que los meses lluviosos: abril, mayo, octubre, noviembre poseen menores coeficientes de variación que los meses de lluvias bajas: enero, febrero, julio, agosto. Se puede colegir que en los meses lluviosos siempre se tendrá un aporte hídrico atmosférico importante; en cambio, en los meses de lluvias bajas, en algunos años serán realmente secos y en otros, por el contrario, se tendrán precipitaciones en un monto similar a las de los meses de lluvias altas. El grupo *cluster* con menor variabilidad en las precipitaciones mensuales, por tanto más estable, es el *cluster* B, correspondiente al régimen denominado Bimodal Perfecto.

⁶¹ Valga como un ejemplo la siguiente acotación. En las partes altas cafeteras del municipio de Manzañares donde el estiaje mayor en el año tiende a ser en el trimestre DEF, la cosecha principal es en noviembre puesto que la floración del café ocurre con preferencia al promediar o finalizar ese trimestre, inducida por las condiciones de estrés hídrico en las plantas y un mayor brillo solar. En las partes bajas del mismo municipio de Manzañares, la cosecha principal es en mayo, puesto que el estiaje más pronunciado ocurre en JJA, sucediéndose las floraciones más densas en julio o agosto. En el lenguaje coloquial de los caficultores locales, estas partes bajas son “mayeras”. Cabe anotar que el tiempo transcurrido entre la floración del cafeto y la cosecha del grano maduro es de entre ocho y nueve meses.

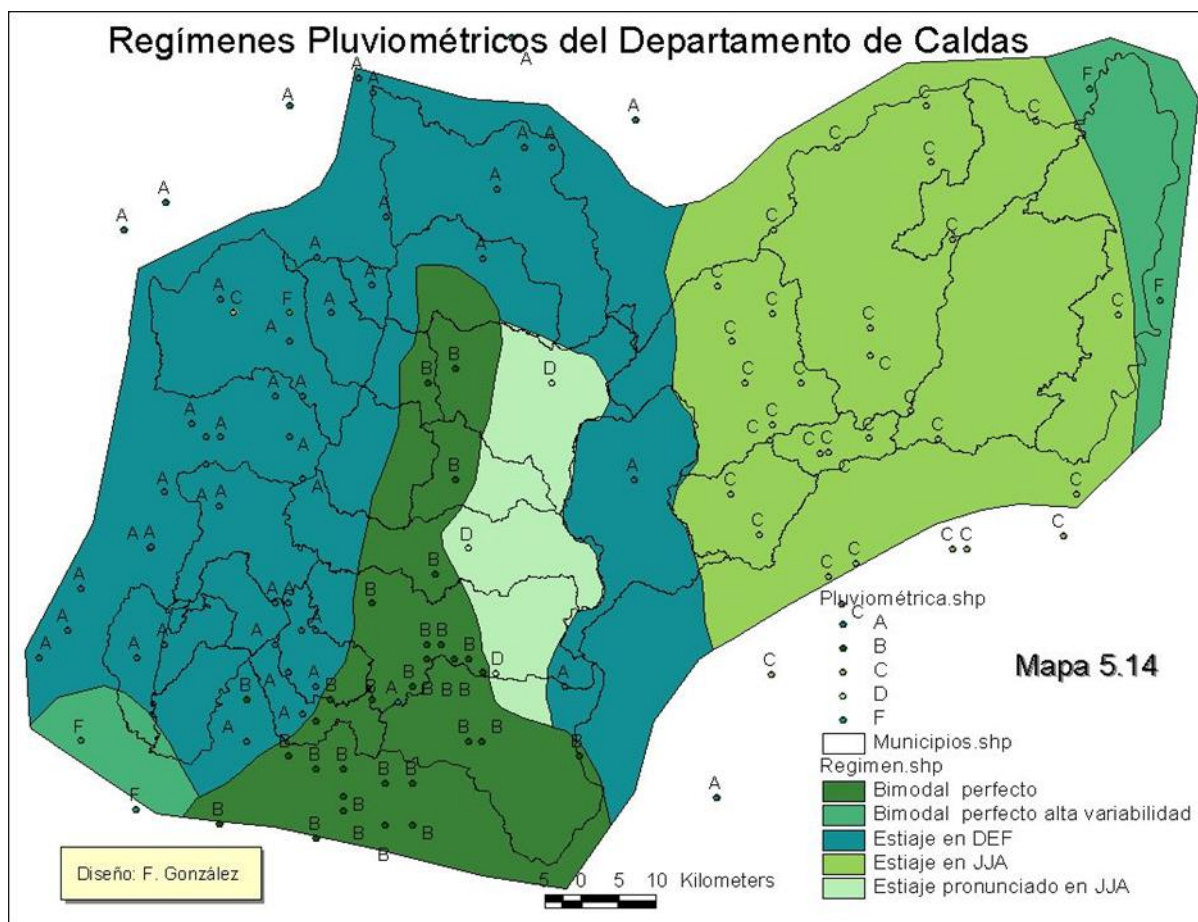
Cluster	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Caracterización
A	0,79	0,77	0,65	0,56	0,50	0,63	0,68	0,66	0,53	0,48	0,51	0,57	Estiaje en DEF
B	0,69	0,67	0,57	0,47	0,45	0,52	0,65	0,66	0,46	0,39	0,42	0,56	Bimodal perfecto
C	0,72	0,63	0,54	0,49	0,50	0,63	0,77	0,70	0,51	0,47	0,54	0,61	Estiaje en JJA
D	0,79	0,73	0,61	0,49	0,52	0,63	0,81	0,71	0,53	0,50	0,52	0,62	Estiaje pronunciado en JJA
F	0,77	0,70	0,60	0,50	0,47	0,61	0,79	0,74	0,54	0,48	0,48	0,62	Bimodal perfecto alta variabilidad
Cálculos: F. González													

Una zona con un mismo patrón de comportamiento en las precipitaciones mensuales es una mancha en el espacio en la cual las estaciones pluviométricas que están en su interior presentan un mismo comportamiento típico o un comportamiento similar, es decir, presentan alta correlación entre ellas. Con la clasificación en seis grupos producto del procedimiento FASTCLUS, se obtienen manchas espaciales, zonas consistentes en las que las estaciones pluviométricas ubicadas en ellas se encuentran clasificadas en el mismo *cluster*, es decir; que las estaciones pertenecientes a un grupo no se encuentran entremezcladas en el espacio con las de otro grupo, y además, estas zonas tienen un claro significado climático. El mapa siguiente ilustra la clasificación en su respectivo *cluster* de las estaciones con más de 15 años de registros en el período 1970-1993 y la espacialización del agrupamiento de esas estaciones en zonas de comportamientos tipificados de la precipitación de acuerdo con la medición mes a mes. A continuación se describe cada uno de los regímenes destacándose sus diferencias, a veces sutiles, su distribución espacial y su interpretación climática.⁶²

63

⁶² Interpretación que se debe leer teniendo en mente lo expuesto en el numeral 3.4, “La Convergencia de los Alisios sobre el Departamento de Caldas”.

⁶³ El mapa coloreado con distintos tonos de verde, indica que a pesar de que los regímenes son distinguibles, presentan similitudes, pues están inscritos en una misma matriz “bimodal” o de doble onda propia de la franja ecuatorial.



Zona de régimen estiaje en DEF, color aguamarina. Zona correspondiente a las estaciones pluviométricas clasificadas en el *cluster* A. Zona de comportamiento de las precipitaciones mensuales que se despliega espacialmente en el occidente del Departamento. Todo el territorio del Departamento al oeste del río Cauca sobre la Cordillera Occidental pertenece a esta zona, excepto una pequeña área en la esquina suroeste del Departamento, también el cañón del Cauca, los municipios septentrionales de Aguadas y Pácora, el flanco oriental de la Cordillera Central por encima de los 2.400 o 2.600 m de altitud, con un pequeño sector en el Páramo de Letras que alcanza a asomarse a la vertiente del Cauca.

El régimen de esta zona se caracteriza por ser “bimodal” con influencia mitigada de los Alisios norte o un aporte en el trimestre JJA de humedad por la Corriente Superficial del Chocó. La influencia de los Alisios norte se advierte por el período seco más pronunciado del año que se presenta de diciembre a marzo. El funcionamiento “tipo norte” se aprecia, además, en que el máximo mes de

precipitación del primer semestre del año es mayo, tardío con respecto a los otros grupos, debido a que el avance de la Zona de Convergencia Intertropical -ZCIT- en ese semestre proviene del sur alcanzando las partes más septentrionales de la Región del Eje Cafetero, después de haberse asentado en los lugares meridionales. Sorprende el hecho de que todo el flanco occidental de la Cordillera Central a partir de altitudes que fluctúan entre los 2.400 m a 2.600 m pertenezca a este tipo de régimen ⁶⁴, lo que se puede explicar porque los vientos cálidos que transitan hacia el sur desde la planicie del Magdalena Medio en el trimestre DEF hacen sentir su influencia, "pegan", a partir de esas altitudes propiciando un estiaje en esos meses. Las áreas por debajo de los 2.200 m de ese flanco de la cordillera quedan resguardadas de esa influencia directa del alisio Norte. El brazo occidental de esta zona que se despliega desde los municipios de Marmato, Supía y Riosucio hacia el sur, recibe un aporte de humedad de la Corriente Superficial del Chocó en el trimestre JJA, que se ha "colado" al interior de los Andes por el boquerón existente entre el Tatamá y el paramillo de Caramanta, que hace que las lluvias en ese trimestre presenten un monto algo mayor a las lluvias del trimestre DEF, el otro trimestre de lluvias bajas.

Zona de régimen bimodal perfecto, color verde oliva. Zona correspondiente a las estaciones pluviométricas clasificadas en el *cluster* B. Se encuentra en el flanco occidental de la Cordillera Central, coincidiendo con la zona cafetera desde los 5°30' hacia el sur. En la Subcuenca del río Chinchiná este régimen avanza en altitud hasta el área del Macizo Kumanday (Nevados de Kumanday y Santa Isabel).

Su régimen bimodal cuasi perfecto y relativamente estable es indicativo de que la zona se encuentra el ecuador climático. Es el régimen con mayor estabilidad en las precipitaciones, lo que se aprecia en los menores coeficientes de variación de las precipitaciones por mes computados en el período 1970-1995 dentro de los cinco regímenes caracterizados (ver Tabla 5.5), y también que la diferencia entre los porcentajes de la lluvia caída en el mes más bajo (5,3%) y el más alto (13,1%) es

⁶⁴ En lugares tan al sur, en esa misma vertiente, como Roncesvalles (Tolima, 4° 01' N, 2.640 m), se presenta este mismo régimen pluviométrico.

la menor comparada con la de otros grupos. Su despliegue espacial está confinado a áreas protegidas de influencias directas ya sea de los vientos Alisios del norte o del sur, lo que explica su estabilidad. Aparece sólo al occidente del parte aguas de la Cordillera Central.

Zona de régimen estiaje en JJA, color verde lima. Zona correspondiente a las estaciones pluviométricas clasificadas en el *cluster* C. Se despliega espacialmente en un núcleo en la vertiente del Magdalena de la Cordillera Central al oriente del Departamento. Desde las cercanías del río Magdalena hasta los 2.200 m ó 2.400 m de altitud en el flanco oriental de esa cordillera.

Se caracteriza por tener un régimen bimodal cuasi perfecto con leve influencia sur. La influencia sur se aprecia porque el período de lluvias bajas más pronunciado del año ocurre en el trimestre JJA, en especial en el mes de julio que es el de más baja precipitación, como consecuencia del efecto de barrido de los Alisios del sur amazónicos que se han introducido dentro de los Andes, aprovechado las altitudes menores que 2.400 m de sectores de la Cordillera Oriental en el Departamento del Huila, y luego, transformados en vientos cálidos y secos sobre la planicie del Tolima transitan hacia el norte en búsqueda de la ZCIT que se encuentra en esa época del año posicionada al norte de Colombia. Zona que aparece sólo en la vertiente del Magdalena, en un área de encuentro entre masas de aire provenientes del norte y del sur, por lo que gran parte de ella presenta precipitaciones en extremo altas de más de los 4.000 mm/año y en algunos sectores por encima de los 6.000 mm/año.

Zona de régimen estiaje pronunciado en JJA, color verde manzana. Zona correspondiente a las estaciones pluviométricas clasificadas en el *cluster* D. Se despliega en el territorio departamental en el norte de Manizales por encima de los 2.100 m de altitud. A medida que esta zona avanza hacia el norte se va desplazando en altitud. En el extremo norte de esta zona, San Félix, se encuentra por encima de los 2.500 m de altitud.

Su régimen se caracteriza por ser bimodal con marcada influencia sur. La influencia sur se patentiza en que el período seco más pronunciado es el trimestre JJA. Estiaje debido al efecto secante de los Alisios del sur que en ese trimestre soplan con fuerza y barren las masas nubosas disminuyendo de manera drástica la convección y por ende las lluvias. Estos vientos de origen oceánico y acompañantes de la Corriente de Humboldt, han trasmontado la Cordillera Occidental por sectores en el Departamento del Valle donde ésta cordillera apenas supera los 2.000 m en altitud, transitan luego hacia el norte por el valle del río Cauca en búsqueda de la ZCIT, que en esta época del año se encuentra al norte de Colombia. Calentándose poco a poco ganan altitud y luego impactan la Cordillera Central en el Quindío por encima de los 1.600 m de altitud y de Manizales hacia el norte por encima de los 2.100 m barriendo de masas nubosas los lugares de impacto. Es la zona con mayor variabilidad de las precipitaciones y la de mayor diferencia entre el porcentaje del mes más bajo (3,4%) y el del mes más alto (13,5%). Su campo altitudinal progresivamente se va reduciendo a medida que se avanza hacia el norte. También, es la zona de comportamiento “tipo sur” más marcado.



Fotografía 5.1. Festival de las Cometas, Manizales, agosto 2011. Foto: F. González.

Zona de régimen bimodal perfecto alta variabilidad, color verdemar. Zona correspondiente a las estaciones pluviométricas clasificadas en el *cluster* F. Se reduce en el Departamento de Caldas a una estrecha franja en las márgenes del río Magdalena y a la esquina suroeste del Departamento en el valle del río Risaralda.

Su régimen se caracteriza por ser “bimodal” con alta variabilidad. Con un comportamiento “bimodal” o de doble onda cercano a la perfección, el segundo semestre pluviométrico es copia del primero. Se diferencia del otro régimen

bimodal perfecto en que la variabilidad, coeficiente de variación, de los meses es mayor y que la variabilidad entre los meses es, también, mayor. Esta alta variabilidad se debe a que el régimen se presenta en valles bajos, los de los ríos Magdalena y Risaralda, donde el tránsito de los Alisios del norte en el trimestre DEF, en su periplo hacia el sur en procura de la ZCIT que se encuentra al sur de Colombia en esa época del año, no encuentra obstáculos y barre las nubes propiciando condiciones secas pronunciadas. Al contrario, en el trimestre JJA, los Alisios del sur transitan hacia el norte sin obstáculos, hacia la ZCIT que en esa época del año está en el norte de Colombia, ocasionando condiciones de sequía sobre los valles por donde pasan. Las altas variabilidades lo asemejan al régimen de Estiaje Pronunciado en JJA.

Es de destacar que en los regímenes correspondientes a los *clusters* B, C, y D, el valor porcentual de la lluvia caída en los meses más lluviosos del segundo semestre del año, octubre y noviembre, supera al de los meses más lluviosos del primer semestre, abril y mayo. En los regímenes correspondientes a los *clusters* A y F estos valores porcentuales están equiparados.

Es necesario advertir que los regímenes de precipitación son una caracterización intra-anual hecha con base en series de datos de lluvias mensuales que cubren períodos de más de 15 años, lo que no implica que estos patrones mesoclimáticos prevalecientes ocurran en todos los años. Bien puede suceder que en un año haya una mayor influencia norte y al siguiente una mayor influencia sur. La sobreposición de varios años mostrará una característica climática "promedio" que no necesariamente ocurre todos los años.

Además de la interpretación climática y la cuantificación mensual de las lluvias, la zonificación en regímenes sirve para estimar datos faltantes de lluvias mensuales en estaciones pluviométricas. Permite elegir estaciones de referencia con un comportamiento pluviométrico y un régimen similares a los de aquella a la que se le quieren estimar los datos faltantes, y calcularseles con base en los

datos aforados en la estación de referencia, aplicando, por ejemplo, modelos de regresión lineal discriminados por mes.

Una aplicación de la zonificación de los regímenes de precipitación es la especialización a todo el espacio departamental de los indicadores del efecto en las precipitaciones del ENSO, tanto en su fase cálida, “El Niño” como en su fase fría, “La Niña”. Tema del próximo numeral.

5.6 Caracterización y cuantificación del efecto del ENSO en la precipitación

65

El fenómeno oceanográfico-atmosférico conocido como “El Niño” – Oscilación del sur (ENSO) del Océano Pacífico ecuatorial, posee dos fases extremas “El Niño”, fase cálida y “La Niña”, fase fría. Ambas fases afectan la hidroclimatología del planeta y en particular de la zona tropical de América del Sur (Poveda y Mesa, 1993). En Colombia, en general, “El Niño” produce períodos secos más fuertes y prolongados, y “La Niña” amplifica las lluvias y los caudales máximos. Sin embargo, los efectos son diferenciables a lo largo del territorio colombiano. Con el propósito de caracterizar y cuantificar el efecto del ENSO en la lluvia de la Región del Eje Cafetero, se hizo uso de las series de precipitaciones mensuales de nueve estaciones climatológicas con más de 40 años de registros pluviométricos en el período 1951-2000, cuyos referentes geográficos se muestran en la Tabla 5.6, y del índice de variación de la temperatura superficial del mar del Océano Pacífico ecuatorial en el bloque Niño3 (5°N - 5°S, 150°O - 90°O) ⁶⁶ publicados por el *Climate Analysis Center* de la NOAA como indicador del ENSO.

⁶⁵ Esta cuantificación del efecto del ENSO en las lluvias regionales está hecha basada en la tesis de grado que el autor elaboró en el marco del Postgrado de Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, ver F. González (1999).

⁶⁶ Otros índices del ENSO basados en la temperatura superficial del mar son: el Niño1+2 (0° - 10°S, 90°O - 80°O) y el Niño4 (5°N - 5°S, 160°E - 150°O), y una combinación del Niño3 y el Niño4 denominada Niño3.4. Se escogió el índice Niño3, pues es el que

Tabla 5.6. Estaciones con 40 Años o más de registros 1950-2000						
Nombre	Municipio	Latitud	Longitud	Altitud (m)	Régimen	Período
Miguel Valencia	Jardín	5° 36'	75° 51'	1.620	A	1952-2000
Agronomía	Manizales	5° 03'	75° 30'	2.090	B	1955-2000
Cenicafé	Chinchiná	5° 00'	75° 36'	1.310	B	1950-2000
Naranjal	Chinchiná	4° 58'	75° 39'	1.380	B	1951-2000
Apto. Matecaña	Pereira	4° 49'	75° 44'	1.340	B	1950-2000
La Bella	Calarcá	4° 30'	75° 40'	1.450	D	1950-2000
Heraclio Uribe	Sevilla	4° 17'	75° 55'	1.540	E	1952-1991
Llanadas	Manzanare	5° 12'	75° 08'	1.420	C	1952-1998
Palo Cabildo	Falan	5° 07'	75° 12'	1.500	C	1955-2000

Para caracterizar y cuantificar el efecto del ENSO en las precipitaciones regionales se acudió a los dos procedimientos siguientes:

- a) Estimar las correlaciones cruzadas de las series de precipitación de las nueve estaciones con las series rezagadas, de cero a seis rezagos, del índice de variación de la temperatura superficial del mar en el bloque Niño3, con la serie completa y con las series mensuales de cada uno de los doce meses.
- b) Calcular los valores promedios de precipitación para cada uno de los meses del año, cuando el mes estuvo en la fase cálida del ENSO, y también los promedios en los que el mes estuvo en la fase fría. Con tal propósito se utilizó el criterio con base en el índice Niño3, el cual identifica la fase “El Niño” si el índice presenta un valor superior a 0,5 durante más de seis meses consecutivos e identifica la fase “La Niña” si se presenta un valor inferior a $-0,5$, durante más de seis meses consecutivos.

- Correlaciones entre las series pluviométricas regionales y el índice Niño3

La Tabla 5.7 muestra las correlaciones cruzadas entre la serie pluviométrica mensual de la estación climatológica de Cenicafé y el índice del ENSO del bloque Niño3, con rezagos de orden 0 a orden 6, tanto para la serie completa, como discriminada para cada uno de los doce meses. En la tabla se exponen los rezagos con correlación estadísticamente más significativa y los de correlación menos significativa. Las correlaciones con nivel de significancia de 0,01 se

presenta mayores correlaciones con las precipitaciones regionales y porque el bloque Niño3 es el que se encuentra frente a las costas colombianas.

marcan con ***, las de 0,05 con **, las de 0,1 con *, y las no significativas con “no sig”.

Tabla 5.7. Correlaciones Precipitación Cenicafé vs Índice Niño3									
	Rezagos							mayor significancia	menor significancia
	0	1	2	3	4	5	6		
anual	-0,220	-0,205	-0,238	-0,225	-0,181	-0,166	-0,151	todos ***	
ene	-0,399	-0,456	-0,463	-0,424	-0,392	-0,455	-0,426	todos ***	
feb	-0,554	-0,478	-0,395	-0,416	-0,389	-0,366	-0,364	0,1,2,3,4 ***	5,6 **
mar	-0,362	-0,353	-0,383	-0,370	-0,346	-0,361	-0,381	2,3,6 ***	0,1,4,5 **
abr	-0,042	-0,071	0,033	-0,075	-0,097	-0,058	-0,064		todos no sig
may	-0,183	-0,208	-0,180	-0,322	-0,296	-0,261	-0,269	3,4 **	0,1,2 no sig
jun	-0,347	-0,425	-0,345	-0,256	-0,231	-0,140	0,015	1 ***	4,5,6 no sig
jul	-0,221	-0,285	-0,272	-0,187	-0,023	0,052	0,109	1 **	0,3,4,5,6 no sig
ago	-0,404	-0,411	-0,455	-0,349	-0,149	-0,108	-0,047	0,1,2 ***	4,5,6 no sig
sep	-0,044	-0,185	-0,165	-0,132	-0,024	-0,010	-0,032		todos no sig
oct	0,096	0,147	0,142	0,099	-0,037	-0,073	-0,050		todos no sig
nov	-0,268	-0,234	-0,192	-0,271	-0,297	-0,278	-0,214	4 **	1,2,6 no sig
dic	-0,505	-0,573	-0,565	-0,574	-0,461	-0,438	-0,477	todos ***	
Cálculos: F. González									

Al observar la tabla, lo primero para destacar es la correlación negativa estadísticamente significativa entre la serie pluviométrica de Cenicafé y la serie del índice de la temperatura media mensual del mar en el bloque Niño3 (fila anual) con una confiabilidad mayor que el 99%. Lo cual indica la influencia inversa de las variaciones de temperatura en el Océano Pacífico Tropical sobre las lluvias en Cenicafé. Así, en los eventos cálidos del Pacífico, conocidos en la actualidad como fenómeno “El Niño”, la lluvia de Cenicafé tiene la tendencia, estadísticamente significativa, a ser más baja que el promedio multianual, y en los eventos fríos, “La Niña”, la lluvia tiende a ser mayor que el promedio multianual. Esta influencia inversa de las temperaturas del Océano Pacífico persiste con uno o más meses de rezago. Aún con 6 meses de rezago en la serie del índice Niño3, se aprecia una correlación negativa entre las variaciones de temperatura del mar del bloque Niño3 y las lluvias en Cenicafé. En otras palabras, un evento cálido del Pacífico Ecuatorial o un evento frío pueden afectar la precipitación local aún después de seis meses de haber ocurrido. Se aprecia en la tabla, también, que en los meses relativamente secos la correlación inversa

es estadísticamente significativa, no así en los meses lluviosos.⁶⁷ La significancia estadística mostrada de la correlación entre la serie de precipitación mensual de Cenicafé y el índice Niño3, no deja dudas sobre la influencia invertida del ENSO en la precipitación local.

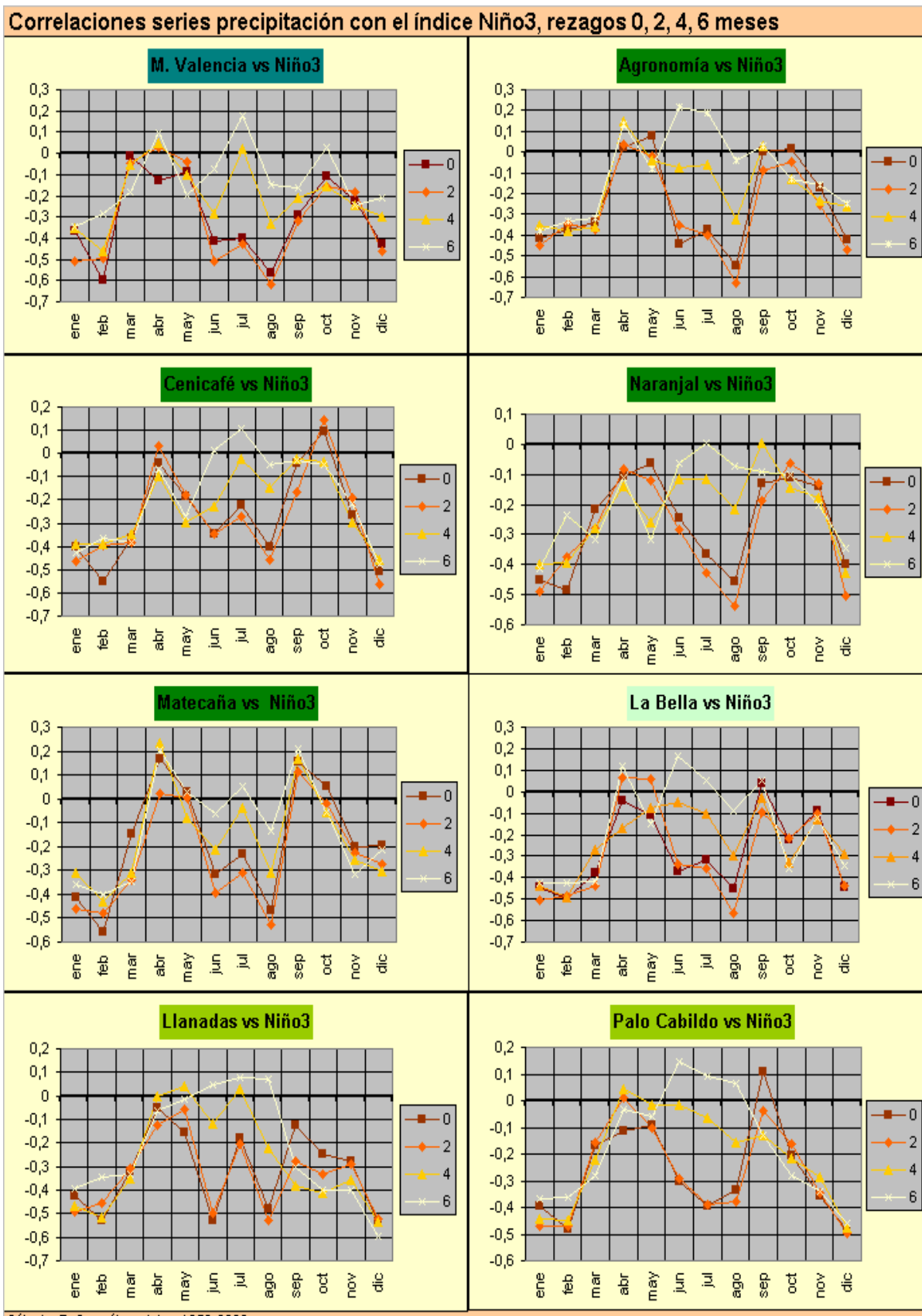
La Figura 5.4 ilustra las correlaciones cruzadas entre las series de ocho estaciones pluviométricas, con 40 o más años de registros en el período 1950-2000 ubicadas en el espacio regional, y el índice ENSO de la variación de la temperatura superficial del mar del bloque Niño3, con rezagos de orden 0, 2, 4 y 6 para cada uno de los doce meses.

Las correlaciones entre los índices ENSO y las series de precipitación, analizadas mes por mes, presentan diferencias notables entre cada uno de los meses. Se aprecia, en general para las correlaciones de las ocho estaciones, que en los meses que van de diciembre a marzo, período de relativa sequía de principios del año, las correlaciones negativas son altas aún después de transcurridos seis meses de rezago, entre la señal del ENSO en Niño3 y las precipitaciones regionales. Para el trimestre JJA, el período de relativa sequía de mitad del año, las correlaciones negativas son altas para los rezagos de orden 0 y 2, pero no así con los rezagos de orden 4 y 6. Se puede inferir, entonces, que la influencia del ENSO no va más allá de tres meses después de acaecido en ese trimestre. Para los otros meses, los lluviosos del año, las

⁶⁷ Se habla de meses de relativa sequía o de lluvias bajas, refiriéndose a los meses, cuando la lluvia es claramente menor que la precipitación promedio. “Sensu stricto” no se puede hablar de “meses secos”, pues la condición climática de sequía se da cuando la precipitación es menor que el potencial de evapotranspiración. En gran parte del espacio departamental aún en los meses de lluvias bajas, esta lluvia supera con creces la demanda atmosférica de humedad, es decir, no existen condiciones climáticas de sequía. Tema este que se tratará en extenso en el Capítulo 8.

correlaciones son cercanas a cero, y aún en algunos casos positivas, estadísticamente no significativas.⁶⁸

⁶⁸ Se muestran las correlaciones de estaciones cuyo régimen pluviométrico alcanza a desplegarse sobre el territorio departamental de Caldas. El régimen de la novena estación, Heraclio Uribe, no se presenta en Caldas pero sí en el Quindío y en el Valle.



Cálculo: F. González, datos 1950-2000

Figura 5.4. Correlaciones series mensuales de precipitación Región del Eje Cafetero e índice Niño3 con rezagos de orden 0, 2, 4 y 6.

- Valores promedio de las lluvias en la fase “El Niño” y en la fase “La Niña”

Con el propósito de cuantificar los valores promedio de la lluvia caída en cada uno de los meses bajo la fase cálida del ENSO y bajo la fase fría se hizo uso del siguiente criterio, con el que se caracterizan las dos fases:

- ✓ Con base en el índice Niño3, se identifica la fase El Niño, fase cálida, si el índice presenta un valor superior a 0,5 durante más de seis meses consecutivos y se identifica la fase La Niña, fase fría, si presenta el índice un valor inferior a $-0,5$, durante más de seis meses consecutivos.⁶⁹

El criterio tiene la gran ventaja de ser una regla numérica hecha con base en el índice del ENSO en el bloque del Pacífico ecuatorial denominado como Niño3, el bloque con más vínculo causal con el litoral colombiano, es decir, de donde proceden los Alisios del sur que impactan el territorio colombiano. También tiene este criterio la característica de no estar fijo a una duración, doce meses, ni a un comienzo determinado. Comienza y termina cuando en el bloque Niño3 se presentan las condiciones anómalas de calentamiento o enfriamiento de las aguas superficiales del mar. “Sensu stricto” no existen años “niño” ni años “niña”, existen períodos “niño” y períodos “niña”, según si la temperatura superficial del mar en el Pacífico Ecuatorial esté por encima o por debajo del promedio multianual del mes en cuestión. Por ejemplo, según el criterio expuesto; el “Niño 1997-1998”, un superniño con varios meses con valores superiores a 3,0 del índice, empezó en mayo de 1997 y terminó en mayo de 1998, trece meses duró. El último “niño” comenzó en junio de 2009 y terminó en abril de 2010, con once meses de duración. La Tabla 5.8 presenta la frecuencia por mes de los episodios “niño” y “niña” según la clasificación resultado de aplicar el criterio escogido, en el período 1950-2000, 51 años.

⁶⁹ El índice es el resultado de restarle al valor en la serie de temperatura superficial del mar el promedio del mes en curso calculado sobre el período 1950-1979. Cuando en diciembre de 1997 la temperatura superficial del mar en el bloque Niño3 fue de 28,76 °C y el índice tuvo un valor de 3,62, se colige que el valor promedio para el mes de diciembre de la temperatura superficial del mar en el período mencionado es de 25,14 °C.

	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic
"El Niño"	14	11	9	9	12	13	14	13	14	14	14	14
"La Niña"	13	11	10	10	11	11	10	9	12	13	13	13

Fuente: NOAA, procesamiento: F.González

Según la tabla, los meses de marzo y abril son los que presentan con menos frecuencia anomalías con respecto a la temperatura promedio del mar en superficie en el bloque Niño3, pues con el criterio se clasificaron tan sólo nueve eventos "El Niño" y diez eventos "La Niña" en dichos meses.

La Figura 5.5 advierte de manera clara el desplome pluviométrico en los meses de relativa sequía: diciembre, enero, febrero, junio, julio y agosto en la región durante la fase cálida del ENSO, "El Niño", con disminuciones de la lluvia de alrededor del 30% por debajo de su promedio multianual, calculadas con base en la aplicación del criterio ya expuesto. Durante la fase fría, "La Niña", también es muy clara la situación de lluvias altas sostenidas: los meses "secos" incrementan sus lluvias en cerca de un 40% sobre el promedio multianual y los meses lluviosos en alrededor del 10%. Para los meses de abril y mayo, la figura presenta constancia de la lluvia durante ambas fases. Marzo y noviembre muestran una clara disminución de la lluvia durante "El Niño" aunque no de las proporciones de los meses de relativa sequía. Para octubre y noviembre, se advierte la permanencia de las lluvias aun durante "El Niño". Se aprecia, también, que tanto en la condición Niño como en la Niña, la forma de la distribución de la lluvia en el transcurso de los meses se conserva, es decir, los regímenes persisten. El efecto de disminución de la lluvia durante la ocurrencia de "El Niño" se encuentra agravado por ser, precisamente, los meses de relativa escasa lluvia en los que se disminuye de manera drástica el aporte hídrico atmosférico.⁷⁰

⁷⁰ Es de advertir que los datos calculados están sobre el promedio de lo que ocurre con las lluvias tanto en "El Niño" como en "La Niña", que no obsta para que en algunos Niños las condiciones sean aún más secas. Por ejemplo, en el superNiño de 1997-1998 en enero de 1998 en Cenicafé apenas cayeron 45 mm. A la inversa se han sucedido Niñas

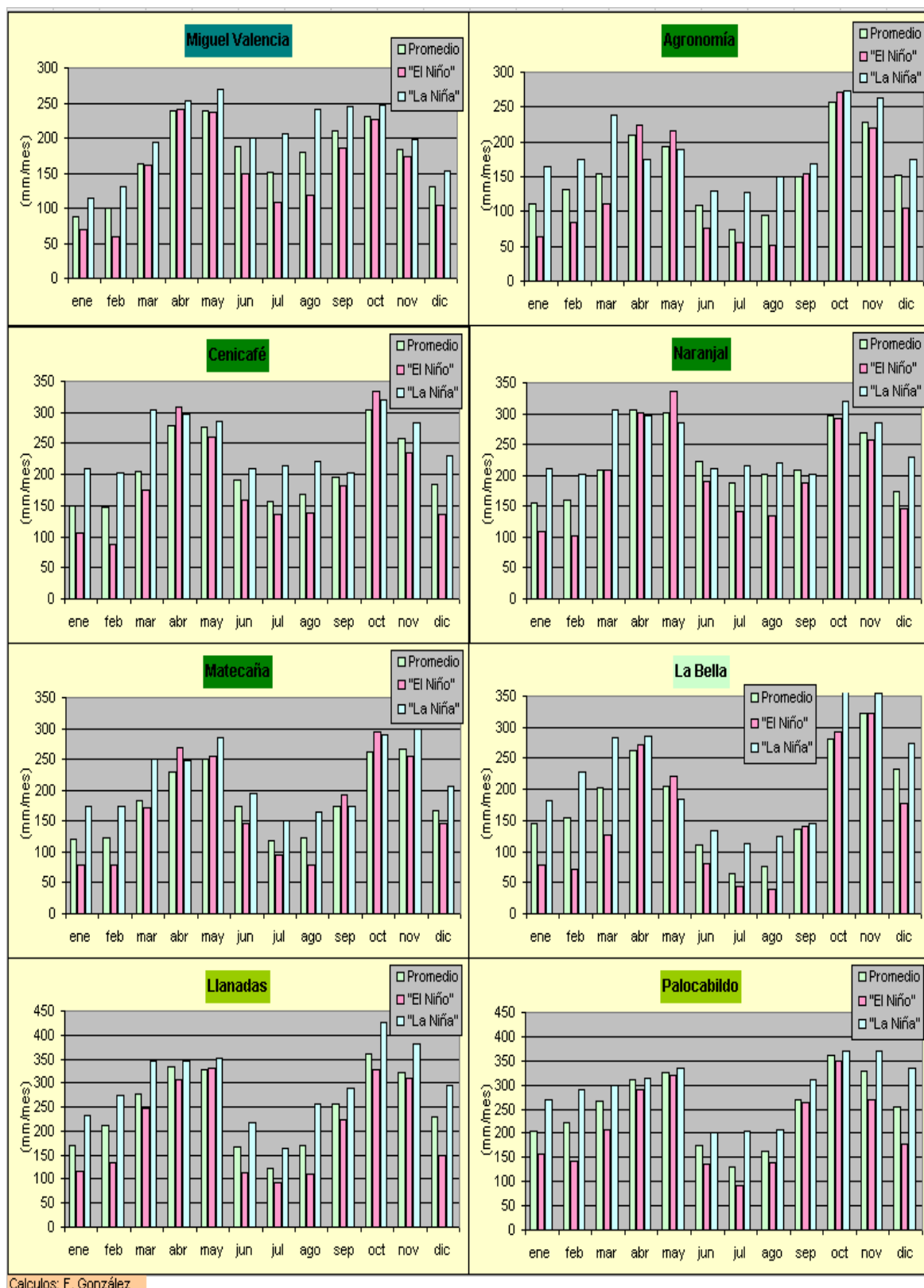


Figura 5.5. Precipitaciones Región Eje Cafetero, en condición neutra, El Niño y La Niña.

más lluviosas: en la superniña de 1988-1989 en enero de 1989 en Cenicafé cayeron 230 mm.

En la Tabla 5.9 se observa una disminución de las lluvias regionales de alrededor de un 12% por debajo del promedio multianual (1950-2000) en los meses Niño y un aumento alrededor de un 19% en los meses Niña por encima del promedio multianual. La tabla expone los promedios y los coeficientes de variación durante “El Niño” y “La Niña”, en los cuales se advierten de manera clara las diferencias de lluvia caída en las dos situaciones y los mayores valores de los coeficientes de variación durante “EL Niño”, indicativo de que en esta fase se suceden meses secos y alguno que otro lluvioso. En cambio, durante la fase fría las lluvias altas son cuasi-permanentes.

Tabla 5.9. Precipitación promedio mensual y coeficientes de variación durante El Niño y La Niña

Estaciones	El Niño			La Niña		
	Precipitación promedio Niño (mm/mes)	C.V. Niño	Precipitación Niño / Precipitación promedio	Precipitación promedio Niña (mm/mes)	C.V. Niña	Precipitación Niña / Precipitación promedio
Miguel Valencia	154	0,53	0,87	197	0,43	1,17
Agronomía	143	0,68	0,88	183	0,45	1,19
Cenicafé	189	0,53	0,90	241	0,37	1,18
Naranjal	198	0,53	0,90	250	0,34	1,16
Matecaña	173	0,58	0,94	213	0,45	1,19
La Bella	157	0,77	0,86	222	0,58	1,23
Heraclio Uribe	148	0,74	0,89	197	0,52	1,21
Llanadas	204	0,62	0,85	293	0,45	1,24
Palocabildo	215	0,55	0,85	291	0,39	1,16

Calculos: F. González

- Mapas de precipitación mes en condición “EL Niño” y condición “La Niña”

Con base en los datos obtenidos del análisis sobre las estaciones arriba señaladas del efecto del ENSO en sus precipitaciones discriminadas mes a mes y los regímenes donde se hallan ubicadas dichas estaciones, se calculó para cada zona asociada a un régimen de precipitación un índice que cuantifica el aumento o disminución de las lluvias en cada una de las dos condiciones del Pacífico Ecuatorial; cálida y fría. Las tablas subsiguientes muestran los valores de esos índices para cada mes y cada zona.

Tabla 5.10. Índices de precipitación mensual bajo "El Niño"

Zonas según régimen de precipitación	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic
Estiaje en EFM	0,79	0,58	0,98	1,00	0,99	0,80	0,71	0,66	0,89	0,98	0,95	0,80
Bimodal perfecto	0,71	0,62	0,94	1,10	1,02	0,84	0,81	0,71	0,98	1,07	0,94	0,81
Estiaje en JJA	0,73	0,63	0,84	0,93	1,00	0,73	0,72	0,75	0,93	0,94	0,89	0,68
Estiaje pronunciado en JJA	0,58	0,65	0,71	1,07	1,03	0,71	0,75	0,54	1,03	1,06	0,96	0,69
Bimodal perfecto alta variabilidad	0,73	0,63	0,84	0,93	1,00	0,73	0,72	0,75	0,93	0,94	0,89	0,68

Cálculos; F. González

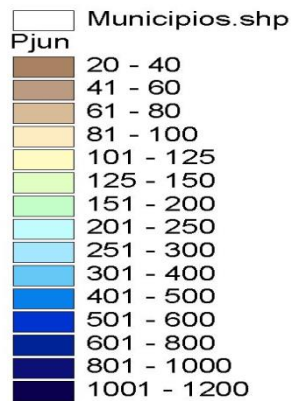
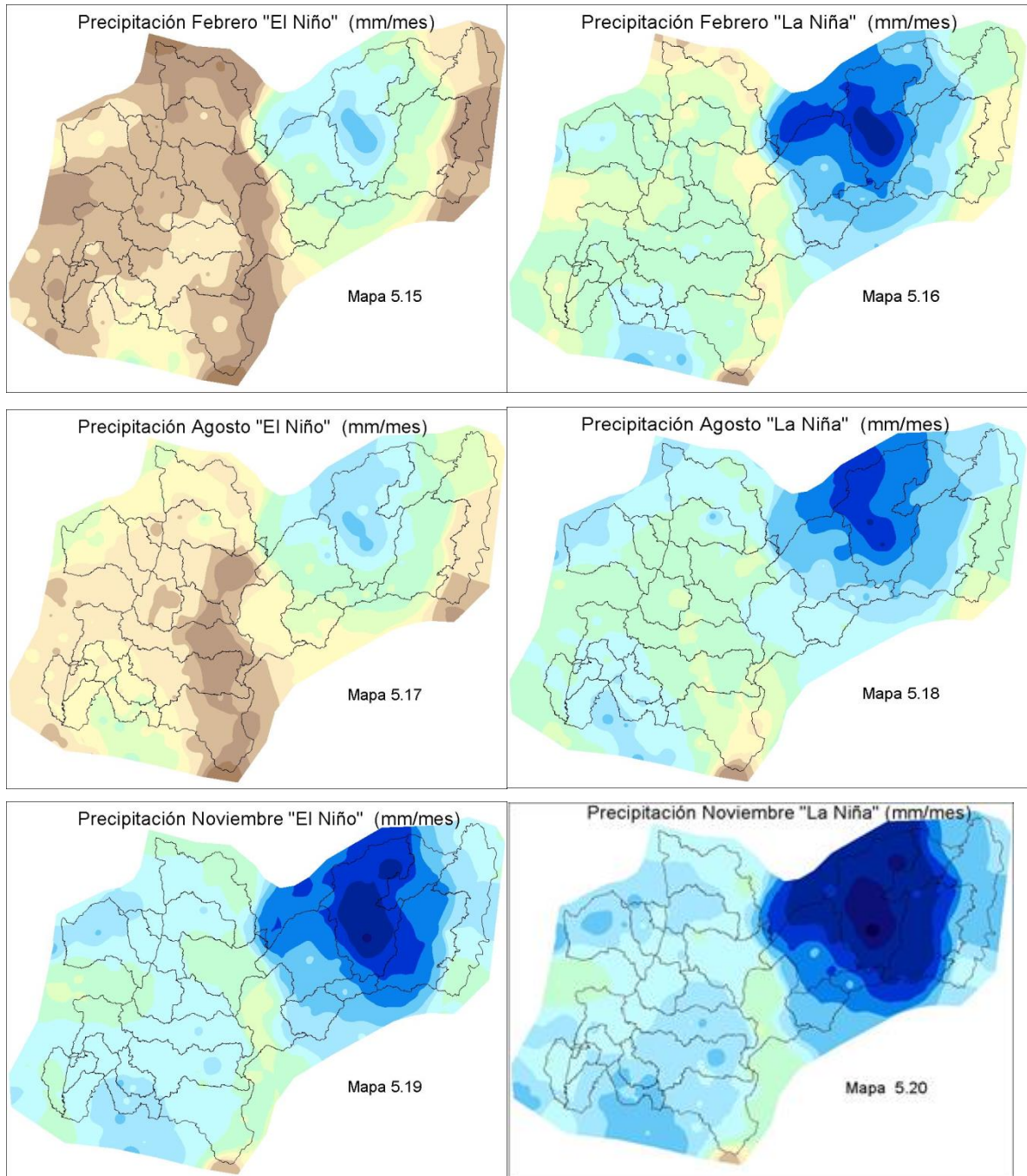
Tabla 5.11. Índices de precipitación mensual bajo "La Niña"

Zonas según régimen de precipitación	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic
Estiaje en EFM	1,32	1,30	1,18	1,06	1,13	1,06	1,36	1,35	1,16	1,07	1,08	1,18
Bimodal perfecto	1,40	1,40	1,42	1,07	1,08	1,06	1,31	1,32	1,03	1,06	1,11	1,19
Estiaje en JJA	1,33	1,30	1,19	1,03	1,05	1,22	1,46	1,38	1,15	1,11	1,16	1,30
Estiaje pronunciado en JJA	1,48	1,34	1,54	0,84	0,98	1,19	1,71	1,57	1,12	1,06	1,15	1,14
Bimodal perfecto alta variabilidad	1,33	1,30	1,19	1,03	1,05	1,22	1,46	1,38	1,15	1,11	1,16	1,30

Cálculos; F. González

Los índices de las tablas asociados a cada zona de régimen de precipitación posibilitan el cálculo y la espacialización de las lluvias en las dos fases del ENSO, la cálida y la fría. Por ejemplo, para hallar la precipitación caída en enero en la fase cálida en la zona del régimen bimodal perfecto, donde se halla la estación climatológica de Cenicafé, se debe multiplicar el mapa de precipitación promedio multianual del mes de enero por 0,71. Los mapas a continuación muestran la lluvia promedio caída en Caldas en algunos de los meses, tanto en la fase “El Niño” como en la fase “La Niña” del ENSO.⁷¹ Se editaron los mapas de algunos meses de lluvias baja: febrero y agosto y uno lluvioso: noviembre, con el propósito de comparar el efecto de ambas fases del ENSO, en distintas condiciones climáticas.

⁷¹ En el proceso de construcción de los mapas de precipitación en las condiciones “El Niño “ y “La Niña”, a más de la multiplicación espacial del indicador por los mapas de precipitación mensual promedio multianual, se aplicó un filtro de suavización para mitigar los cambios bruscos en los bordes de las zonas.



Es notoria la muy notable diferencia del aporte hídrico atmosférico bajo las condiciones de la fase cálida del ENSO y la fase fría en los meses de lluvias bajas. En los mapas, editados, de precipitaciones de febrero y agosto bajo “El Niño” se advierte un predominio de los tonos marrones, indicativos de lluvias bajas. Dramática es la condición de sequía en Febrero bajo “El Niño”. En cambio, en los mapas de precipitaciones bajo la condición “La Niña” de esos mismos meses se pasa a un predominio de los tonos verdes y azules, indicativos de un buen aporte hídrico atmosférico.

Las diferencias pluviométricas en un mes lluvioso, para el ejemplo noviembre, entre las dos condiciones del ENSO, no son tan notorias. En ambas condiciones el aporte hídrico atmosférico es cuantioso, como lo denota un predominio en los mapas bajo ambas fases de los tonos azules. Cabe destacar que aún en condición de “El Niño”, las lluvias de noviembre superan las lluvias de febrero y agosto en condición “La Niña”.

5.7 El ciclo diario de la precipitación; ladera – áreas bajas

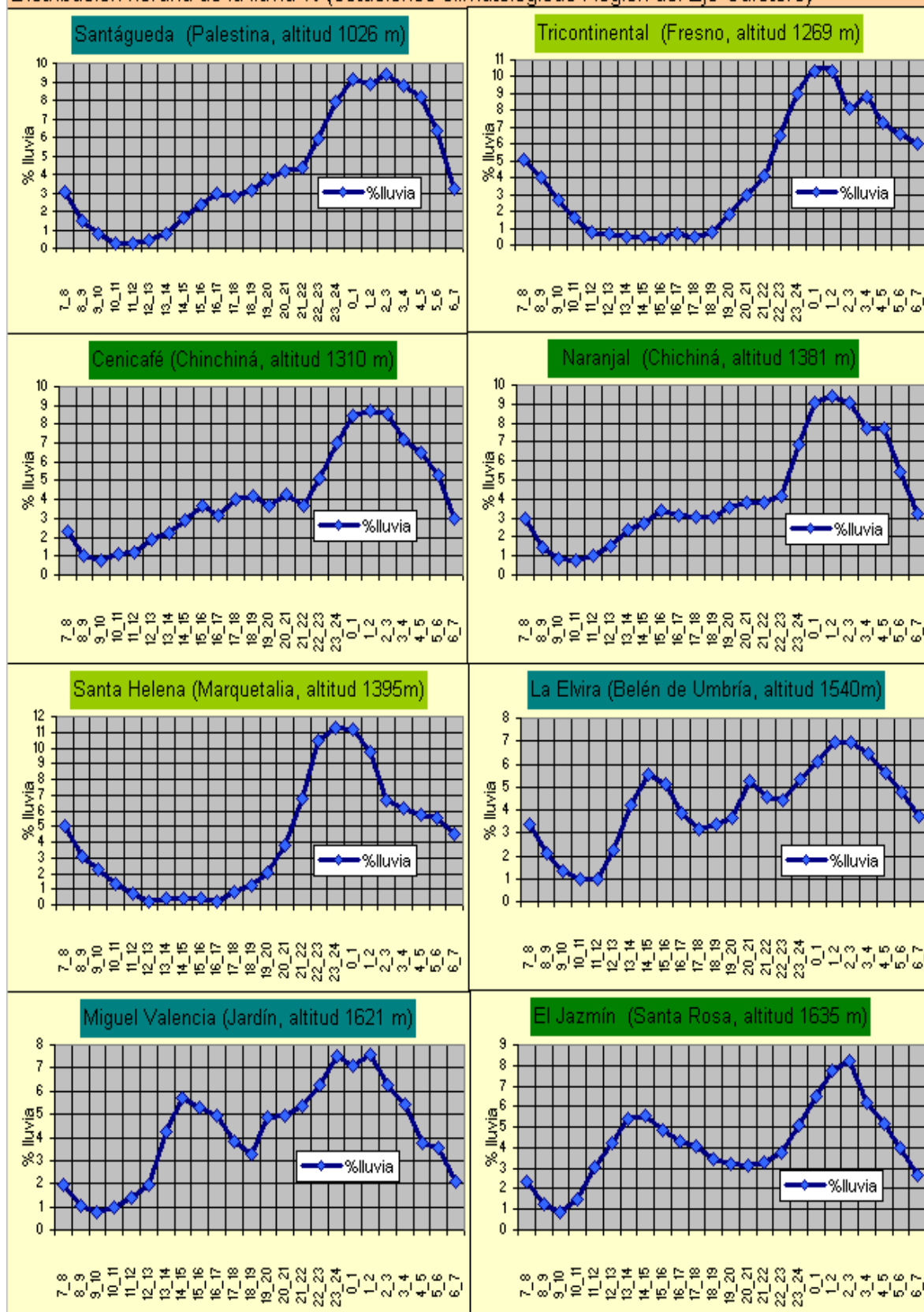
El conocimiento de cómo cae la lluvia en el transcurso de las 24 horas del día es de importancia para la planificación agrícola y de obras civiles, la prevención de catástrofes naturales, la promoción turística, amén de otras muchas actividades. Con información pluviométrica horaria en el período 1998-2007 de once estaciones de Cenicafé, ubicadas en el Departamento o en sus cercanías, se construyeron los ciclos diarios de la lluvia. La tabla, a continuación, presenta la ubicación y precipitación promedio de las estaciones, y la figura subsiguiente, los ciclos diarios con el porcentaje de lluvia caída en cada una de las 24 horas.

Tabla 5.12. Estaciones Cenicafé con información horaria					
Nombre	Municipio	Latitud	Longitud	Altitud (m)	Precipitación (mm/año)
Miguel Valencia	Jardín	5° 36'	75° 51'	1.621	2.138
Ospirma	Guática	5° 20'	75° 49'	1.661	1.720
La Elvira	Belén de Umbría	5° 11'	75° 52'	1.540	2.261
Santágueda	Palestina	5° 04'	75° 40'	1.026	2.254
Agronomía	Manizales	5° 03'	75° 30'	2.088	1.886
Cenicafé	Chinchiná	5° 00'	75° 36'	1.310	2.542
Naranjal	Chinchiná	4° 58'	75° 39'	1.381	2.740
El Jazmín	Santa Rosa	4° 55'	75° 37'	1.635	2.615
El Cedral	Pereira	4° 42'	75° 32'	2.120	2.682
Santa Helena	Marquetalia	5° 19'	75° 00'	1.395	4.024
Tricontinental	Fresno	5° 09'	75° 00'	1.269	2.850*

* Homogenizada por escasos años de registro

Se aprecia, analizando las gráficas de la Figura 5.6, que en las estaciones ubicadas a baja altitud, por debajo de los 1.400 m, la precipitación en un alto porcentaje es nocturna, dándose principalmente entre las 21:00 y las 07:00 h. En las estaciones ubicadas entre 1.500 y 1.700 m de altitud, además del pico nocturno, se da un pico diurno de precipitación entre las 13:00 y las 16:00 h, es decir, la precipitación se reparte entre nocturna y diurna, pero sigue siendo mayoritariamente nocturna. En las estaciones por encima de los 2.000 m de altitud el pico principal de precipitación es diurno y sucede entre las 12:00 y las 17:00 h. En la estación de mayor altitud, El Cedral, el pico nocturno se ha esfumado, lo que puede deberse a condiciones locales “sui generis”. En síntesis, en las partes bajas la precipitación es mayoritariamente nocturna, y a medida que se va ascendiendo la precipitación diurna gana en importancia, y a gran altitud, la precipitación es principalmente diurna.

Distribución horaria de la lluvia % (estaciones climatológicas Región del Eje Cafetero)



Fuente: Cenicafé 1998-2007, procesamiento: F. González

Figura 5.6. Ciclo diario de la lluvia.

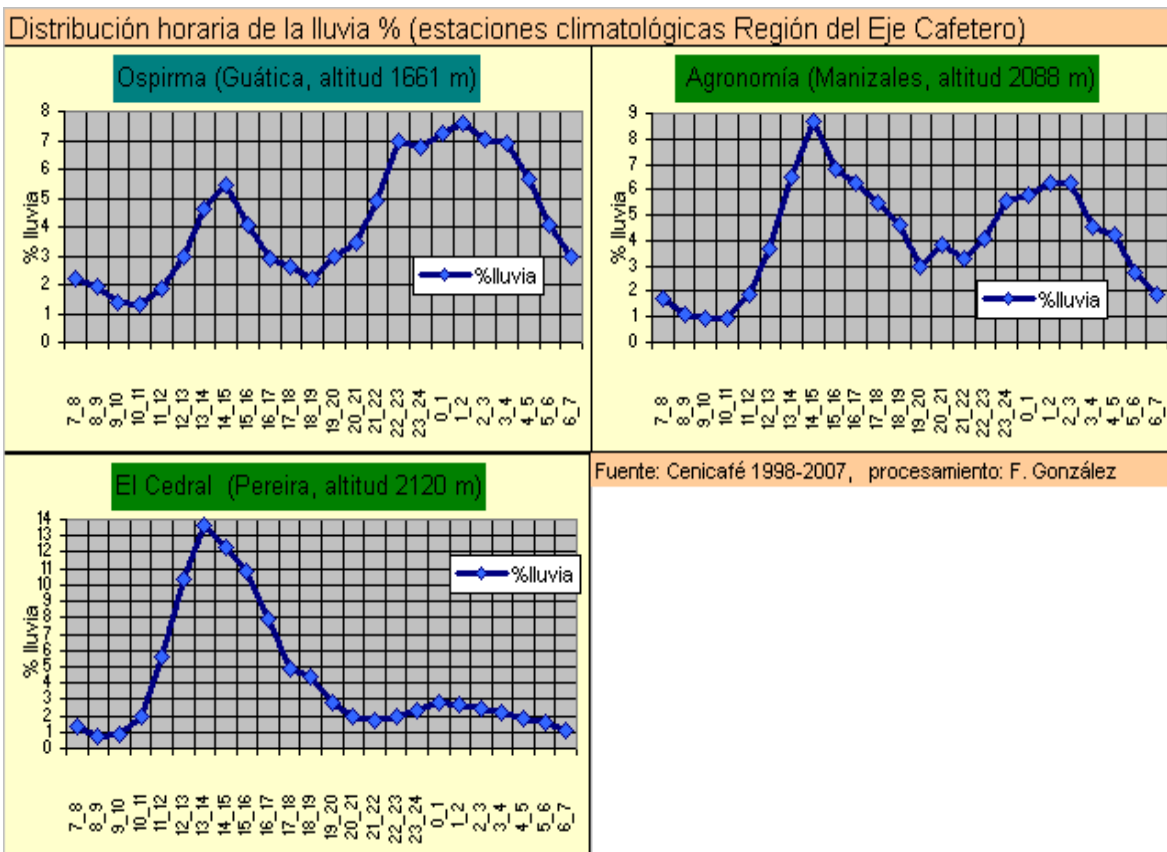


Figura 5.6 Ciclo diario de la lluvia (continuación).^{72 73}

⁷² Las gráficas de los ciclos diarios están organizadas comenzando a las 07:00 h, cuando se da inicio al día meteorológico, tal como lo indica la Organización Meteorológica Mundial. La razón de esta prescripción es que el calentamiento en el ciclo diario empieza a sentirse luego de que los primeros rayos del sol han dejado sentir su efecto, un momento crucial en la cotidianidad diaria de los ecosistemas, como bien lo saben los cazadores, pues en ese momento del día aún se encuentran en sus correrías los animales de hábitos nocturnos. La precipitación caída entre las 07:00 y las 19:00 h se considera lluvia diaria, y la caída entre la hora 19:00 y la hora 07:00 del día siguiente, lluvia nocturna. Algunos en nuestro medio, haciendo acopio de la nueva instrumentación telemétrica para la medición meteorológica hacen coincidir el inicio del día pluviométrico en la hora 24:00. Ellos creen que la medición de la precipitación que se hace a las 07:00 en los servicios hidrométricos del mundo se ha hecho así porque al no contarse con instrumentos automatizados es más práctica la medición pluviométrica a esa hora, con la venia de la luz del sol. No es así, la razón fundamental es porque a la medianoche no acaece ningún suceso meteorológico de importancia. La salida diaria del sol sí es un acontecimiento meteorológico. La medición pluviométrica iniciando y terminando en la hora 24:00, escinde en dos días las lluvias nocturnas ocurridas en una

Es notoria, también, la diferencia en la forma de las gráficas de las estaciones de baja altitud, por debajo de los 1.400 m, entre las estaciones de la vertiente oriental de la Cordillera Central, Tricontinental (Fresno) y Santa Helena (Marquetalia), y las ubicadas en la vertiente occidental de la Cordillera Central. En las estaciones Tricontinental y Santa Helena, cuyo régimen anual se caracteriza porque su estiaje más pronunciado ocurre en JJA (color verde lima), las precipitaciones del mediodía y vespertinas, entre las 11:00 y las 18:00 horas, son escasas en demasía, con aportes por debajo del 1% del monto de precipitación total. En contraposición, en la estación Santágueda, cuyo régimen anual tiene su período de mayor estiaje en DEF (color aguamarina) y en las estaciones de Cenicafé y Naranjal, cuyo régimen anual es el bimodal perfecto (color verde oliva), las precipitaciones en esas horas, aunque bajas, tienen su importancia. Al parecer la diferencia se debe a que las estaciones del oriente están ubicadas a contigüidad de un valle amplio, como es el del Magdalena.

sola noche, que esencialmente obedecen a un mismo fenómeno meteorológico: la condensación del vapor de agua en la atmósfera por enfriamiento.

⁷³ Los ciclos diarios de la lluvia graficados en la Figura 5.7 son la representación del ciclo de largo plazo, lo que no obsta para que este ciclo diario presente algunas variaciones de mes a mes o bajo diferentes condiciones del ENSO. Estas variaciones fueron estudiadas en sendos trabajos de grado de la Facultad de Minas de la Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín; (Agudelo, Arias y Salazar, 2001, y Álvarez y Valencia, 2001). Con datos de otros años, 1970-1999, distintos de los aquí utilizados. Para las estaciones pluviográficas de la Región del Eje Cafetero obtienen ciclos muy similares a los presentados en este tratado. Hallaron mínimas variaciones mes a mes en el ciclo diario de estaciones en dicha Región, no así en otras regiones como el altiplano Cundiboyacense. Al no haberse estudiado, en estos trabajos de grado, el ciclo diario de la lluvia en la Región del Eje Cafetero como tal, sino partiendo de una división arbitraria de los Andes colombianos entre zona norte arriba de los 5° 03' N y zona centro entre los 4° 27' y los 5° 01' N, y por alguno que otro error en la ubicación de las estaciones pluviográficas, la explicación del ciclo y sus variaciones espaciales en la Región resultó un tanto oscurecida. Para la Cordillera Oriental, los trabajos de grado mencionados presentan otras formas del ciclo diario de la lluvia, que requieren explicaciones distintas de las aquí expuestas.

El fenómeno descrito en los párrafos anteriores, y visualizado en la Figura 5.7, de la preponderancia de las lluvias nocturnas en las partes bajas y la disminución de esa importancia a medida que se asciende en altitud, bien merece una explicación. El ciclo diario de la precipitación es de hecho una consecuencia del ciclo diario de la incidencia de la radiación solar sobre el terreno y su efecto en la dinámica diaria de la temperatura ambiente. Como la temperatura superficial de la tierra crece en las horas del día, la inestabilidad y la convección lo hacen también, alcanzando un máximo hacia las horas vespertinas tempranas, entre las 13:00 y las 15:00 h en el contexto regional. Con el enfriamiento radiactivo de la tierra durante la noche, los mecanismos de convección decrecen, alcanzando un mínimo hacia el alba.

En los valles interandinos, durante el día, el aire del fondo de las cuencas se calienta, pierde densidad y tiende a subir por las laderas, originando un viento ascendente de superficie denominado anabático, mientras que el aire más fresco desciende al fondo del valle desde la troposfera cercana ⁷⁴, cerrando así dos celdas de circulación una a cada lado del cauce principal. Estas masas de aire alcanzan su máxima convección e inestabilidad en las horas vespertinas tempranas y se descargan sobre las laderas, provocando un máximo diario de la precipitación (Figura 5.7).

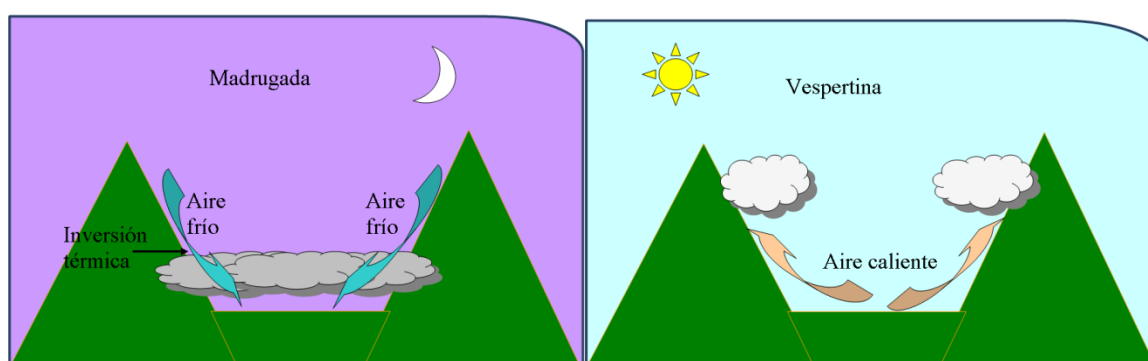


Figura 5.7. Ciclo diario de la circulación de los vientos en valles interandinos.

Durante la noche se asiste al fenómeno de circulación eólica inverso: el aire cercano a la superficie es enfriado por la emisión de radiación de onda larga

⁷⁴ Capa de la atmósfera contigua a la superficie terrestre, de un espesor aproximado de 18 km en el Ecuador y 8 km en los polos, contados desde el nivel del mar.

desde el suelo; este aire frío fluye hacia abajo desde las altas cumbres, conducido por el gradiente de densidad, o sea por su propio peso, en lo que constituye un movimiento del aire que provoca vientos descendentes por las laderas o katabáticos. Este movimiento de aire concentra las nubes cargadas de humedad en el fondo del valle, y a medida que avanza la noche con el descenso de la temperatura y la concentración de humedad se favorece la condensación en las nubes, las que se descargan produciendo un máximo de precipitación nocturna en las áreas bajas de las cuencas, en el fondo de los valles, en el pie de las laderas y en las medias laderas, por debajo de los 1.800 m de altitud. Máximo que sucede entre las 23:00 y las 03:00 h, dependiendo de circunstancias locales. Al descargarse de humedad la atmósfera en esas altas horas de la noche, la precipitación se aminora desde las horas de la madrugada llegando a un mínimo pluviométrico, en el ciclo diario, en las horas matutinas, tal como se observa en las gráficas de la Figura 5.6.

Como se puede apreciar, las medias laderas reciben un aporte importante tanto diurno como nocturno de precipitación mientras que en el fondo del valle las lluvias son mayoritariamente nocturnas y en las cimas predominan las lluvias diurnas. Por ello los máximos espaciales de lluvias promedio en estas cuencas tienden a ocurrir en núcleos de media ladera, en un cinturón entre los 1.300 m y los 1.800 m de altitud, y disminuyen en las altas cumbres y en las partes bajas.

Las figuras a continuación ilustran la generalidad, en el ciclo diario, de los fenómenos físicos de generación de lluvia alrededor de los 5° 15' latitud norte sobre el Departamento de Caldas. En el marco de la matriz orográfica idealizada y de la circulación general de los vientos, dominada por los Alisios del este, que circulan en altitudes mayores a los 3.000 m después de haber superado la cordillera oriental, las circulaciones locales valle-ladera y las brisas marinas del pacífico con su subsecuente Corriente Superficial del Chocó, se presenta la situación esquemática de los núcleos convectivos, en las horas vespertinas y en horas de la madrugada.

La Figura 5.8 muestra la situación esquemática en las horas vespertinas, de las 13:00 h a 19:00 h. Es de destacar el protagonismo activo de la Corriente Superficial del Chocó, que se inicia como una brisa marina, brisa mar-tierra al tener del mayor calentamiento de las masas de aire superficiales sobre tierra con respecto a las masas de aire sobre el mar. La brisa marina, en esas horas vespertinas, avanza desde el océano hacia el continente, topándose de inmediato con la Serranía del Baudó, sobre la que genera procesos de convección profunda produciendo sobre esta serranía una primera concentración de cumulonimbos, que se descargan en lluvias intensas. Es tal el ímpetu de la brisa marina que supera fácilmente la Serranía del Baudó, que apenas alcanza los 1.000 m de altitud en algunas de sus cimas, generando a sotavento un efecto de vientos katabáticos o efecto de Foehn, con lo cual la brisa marina gana en velocidad y se convierte en la Corriente Superficial del Chocó sobre la planicie de los ríos Atrato y San Juan ⁷⁵. Transformada la brisa marina en la Corriente Superficial del Choco, avanza sobre la planicie chocoana hacia el este, en donde se nutre de vientos cálidos, hasta dar con la Cordillera Occidental, ocasionando sobre la ladera de esa cordillera y en su piedemonte procesos de convección profunda que se visualizan en una nueva concentración de cumulonimbos, de los que se desgranar fuertes aguaceros. Pero la Corriente Superficial del Chocó, aún prosigue su penetración hacia el continente. Trasmonta la Cordillera Occidental aprovechando el boquerón del Tatamá, boquete de 20 km de ancho entre el Cerro del Tatamá y el Paramillo de Caramanta que apenas alcanza los 2.250 m de altitud, para luego adquirir la fisonomía de vientos katabáticos y descender sobre el valle del río Risaralda, nutrirse de vientos cálidos sobre el cañón del Cauca, y siguiendo hacia el este,

⁷⁵ El fenómeno de la fuerte brisa marina es aupado por la temperatura superficial del Océano Pacífico, muy fría para esta latitud ecuatorial, lo que trae como consecuencia que las brisas del mar hacia el continente sean muy fuertes, en particular en los meses que van de mayo a diciembre; pues son los meses en que el Océano Pacífico frente a Buenaventura es más frío, como consecuencia del transporte de aguas subantárticas por la corriente de Humboldt y por tanto el gradiente de temperatura entre mar y tierra es mayor (ver numeral 3.3, La corriente superficial del Chocó).

chocar con la Cordillera Central en un tramo de vertiente que va desde Pereira a Salamina, donde se incluye Manizales, por supuesto. Tramo en la que produce otra concentración de cumulonimbus, menos densa que las dos primeras, pero también de gran magnitud.

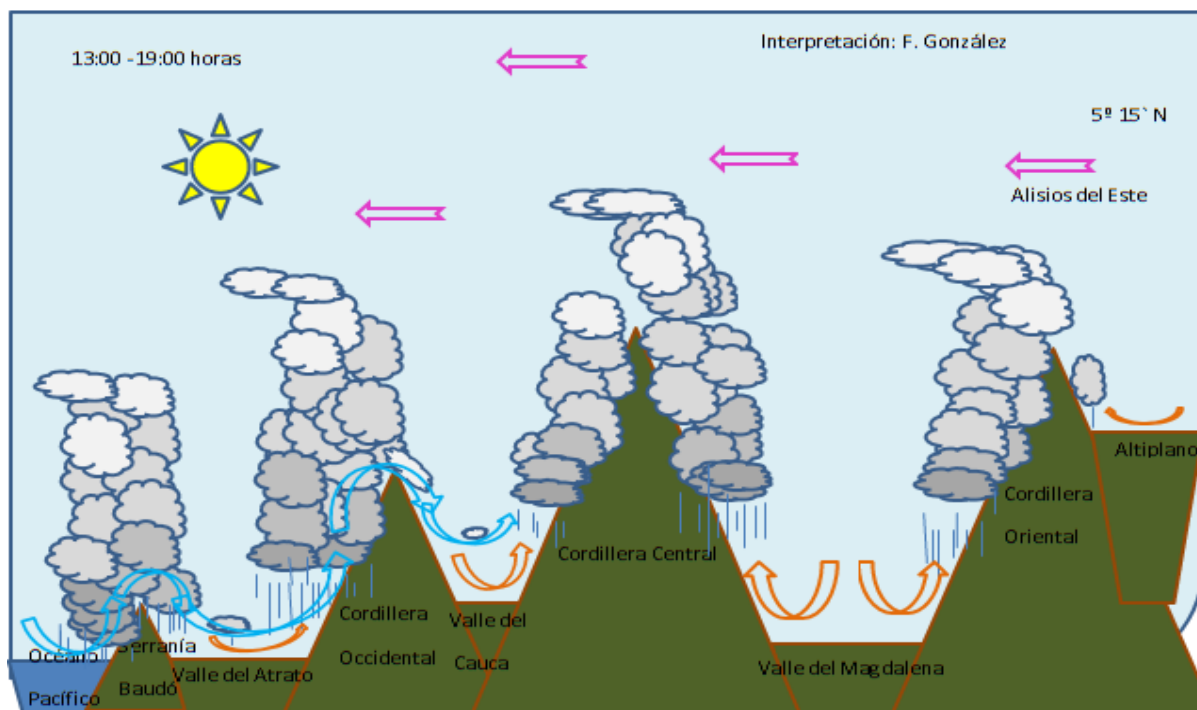


Figura 5.8. Esquema de aproximación a los fenómenos físicos de generación de lluvia en las horas vespertinas, 13:00 h a 19:00 h, en transección a los 5° 15' N, sobre el Eje Cafetero.

La fenomenología sobre el valle del Magdalena es menos compleja y se limita a la clásica circulación valle-montaña, como lo muestra la Figura 5.8, donde los vientos cálidos provenientes del fondo del valle ascienden por ambas laderas, produciéndose dos celdas de circulación, una a cada lado del río Magdalena. La Vertiente Oriental de la Cordillera Central sufre lluvias de mayor cuantía que las de la Vertiente Occidental de la Cordillera Oriental, por el aporte de humedad y generación de turbulencia que le hacen los Alisios del este al chocar con esta cordillera a gran altitud. Los vientos cálidos del fondo del valle se encuentran recargados de humedad con la evaporación desde el suelo, mayor en los valles del Magdalena y del Atrato que en el del Cauca, por ser aquellos de mayor amplitud y por ser más cálidos al encontrarse a menor altitud.

La Figura 5.9 muestra la situación esquemática en las horas de la madrugada, de 01:00 h a 07:00 h. Al descender por las laderas, el viento frío se asienta en el fondo de los valles del Atrato, Cauca y Magdalena, concentrando en ellos humedad y propiciando las condiciones de condensación y generación de lluvias. En los tres valles se aposenta una densa masa de cúmulos, constreñidos a no sobrepasar cierta altitud, aproximadamente 1.800 m sobre los valles del Atrato y del Magdalena y 2.000 m sobre el valle del Cauca, por la inversión térmica,⁷⁶ que en no pocas ocasiones se da sobre los valles interandinos. La turbulencia que los Alisios del este provocan al chocar con la Cordillera Central a gran altitud hace que este flanco reciba más precipitación que el flanco vecino de la Cordillera Oriental. Del continente se desprende, en esas horas de la noche, una leve brisa terrestre hacia el Pacífico.⁷⁷

⁷⁶ Aire que no asciende porque encima de él, se encuentran capas de aire más calientes.

⁷⁷ Las flechas de las figuras muestran la componente en la dirección este-oeste de la trayectoria de los vientos, pero los vientos no solamente se trasladan en esa dirección sino que, también, experimentan un traslado en la dirección norte-sur. Remy Oster (1979, p48) trae información de la dirección de los vientos en Manizales y en el Líbano (Tolima) discriminada en las 07:00, 14:00 y 20:00 horas del año de 1969. En Manizales a los 2.100 m de altitud en el flanco occidental de la Cordillera Central, a las 07:00 h predominó la calma, seguida del viento del este y en algunos días el viento del noreste, a las 14:00 h predominó el viento del oeste seguido del viento del sur-oeste, a las 20:00 h predominó el viento del este. Es decir, en la hora matutina temprana el viento ascendía por la ladera; a la hora nocturna temprana el viento descendía hacia el valle; y a las 07:00 h se asiste a una inversión en la dirección de los vientos. En el Líbano a los 1.500 m de altitud en el flanco oriental de la Cordillera Central, a las 07:00 h se tenía una calma chicha total; a las 14:00 h el viento predominante era del este seguido del sur-este, y a las 20:00 h la calma era total. Es decir, en la hora matutina temprana el viento ascendía por la ladera y en las otras dos horas los vientos descendentes desde las cumbres no alcanzan a afectar ese lugar de baja altitud. También, el citado autor presenta información de Chinchiná, 1.360 m de altitud, donde en las tres horas predominó la calma, aunque con cierta frecuencia a las 20:00 h sopló viento del este, lo que se explica porque este lugar se encuentra en el fondo del valle.

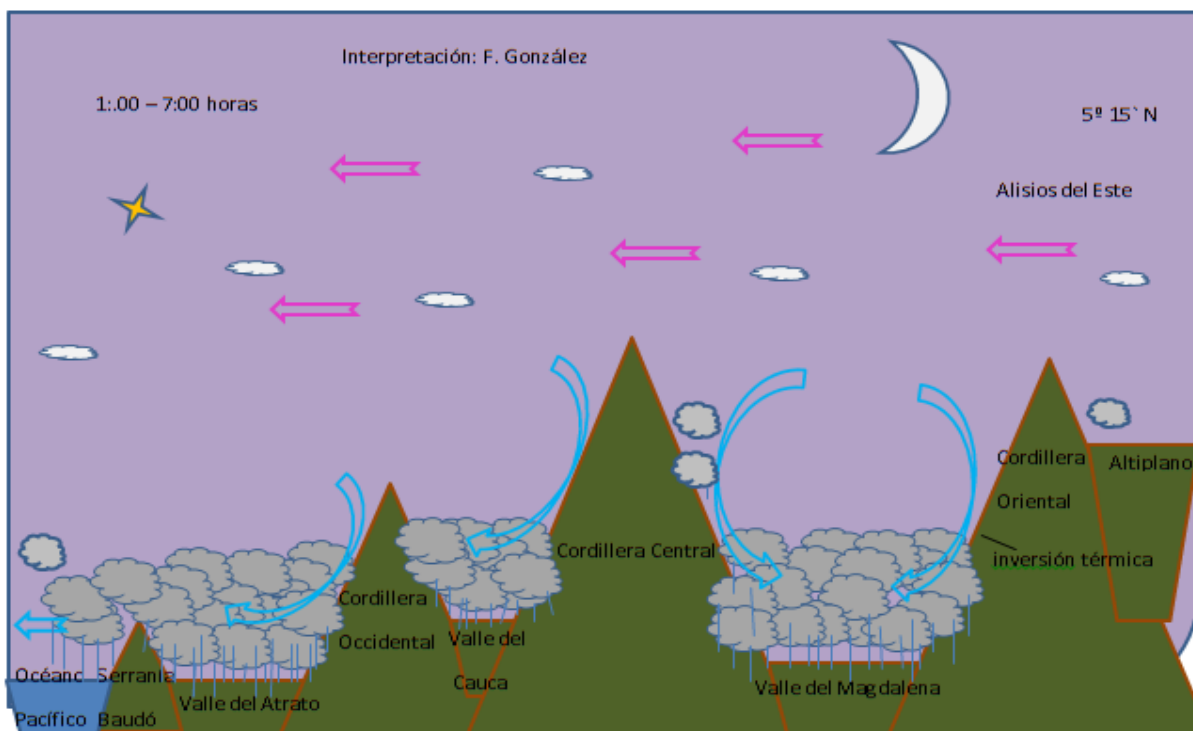


Figura 5.9. Esquema de aproximación a los fenómenos físicos de generación de lluvia en las horas de la madrugada, de 01:00 a 07:00 h, en transección a los 5° 15' N, sobre el Eje Cafetero.

La Figura 5.10 muestra la probabilidad horaria de que haya una lluvia mayor que 0,5 mm en las localidades de Santágueda (1.026 m de altitud) en el fondo del valle y Agronomía (Manizales, 2.088 m de altitud) a media ladera. Por supuesto que en los meses de lluvias altas, octubre, noviembre, abril y mayo, la probabilidad de lluvia es mayor o bajo el fenómeno de “La Niña”. La figura representa la probabilidad agregada para un día cualquiera de que haya lluvia

Guzmán y Gómez (1995) es su análisis de los vientos en la zona cafetera colombiana con datos del período de 1972-1985, concluyen que los vientos locales empiezan a soplar desde las 07:00 h desde el fondo de los valles hacia las cimas y alrededor de las 19:00 h el viento invierte su curso y sopla desde las partes altas de la montaña a las partes bajas. Para la estación de Agronomía (Manizales) indican vientos del NW durante el día y del SE durante la noche, en el Libano encuentran vientos del SE durante el día, y en Cenicafé (Chinchiná) vientos en la noche del SE.

en cada hora, sin tenerse en cuenta el mes o la ocurrencia de fenómenos macroclimáticos.⁷⁸

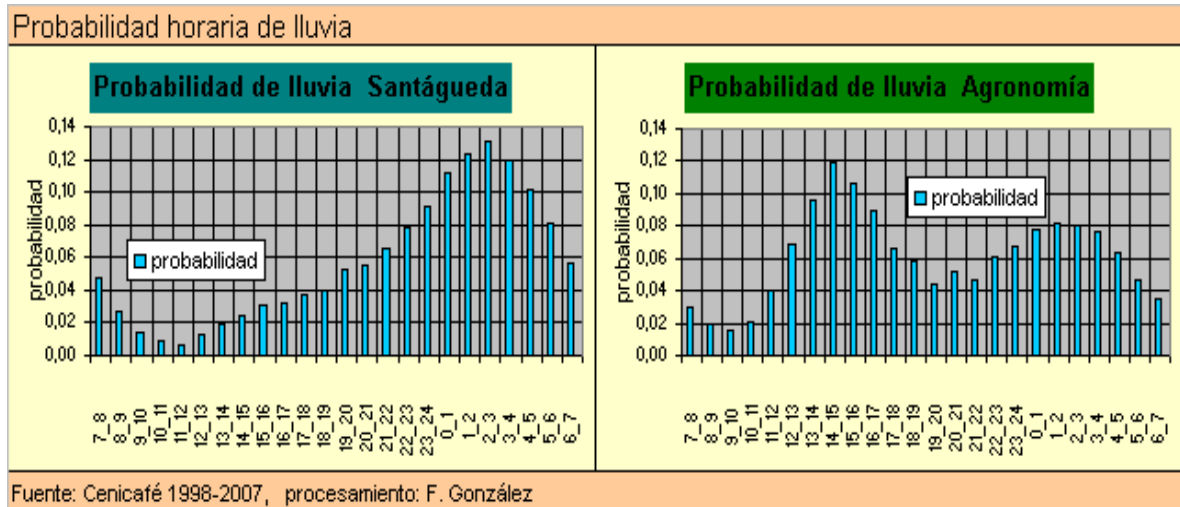


Figura 5.10. Probabilidad horaria de lluvia en Santágueda (1.026 m) y Agronomía (2.088 m).

La siguiente colección de fotografías, tomadas en su mayoría desde el mirador de Chipre en Manizales, da fe de los fenómenos meteorológicos descritos en este numeral.

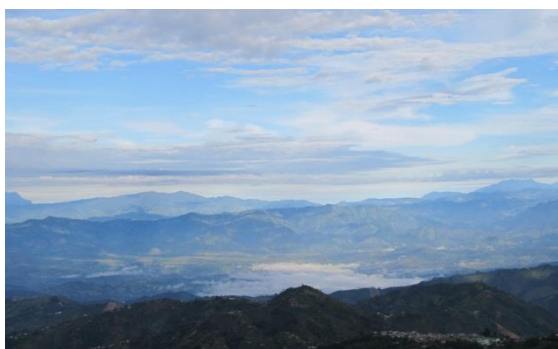


Fotografía 5.2. 24.12.2011 18:04 h, las nubes que ascienden, en las horas vespertinas, por la vertiente occidental de la Cordillera Central, ocasionan un cinturón de altas precipitaciones entre los 2.400 m y 2.600 m de altitud al oriente de Manizales, lugares donde se asentaba el bosque de niebla. Foto: F. González.

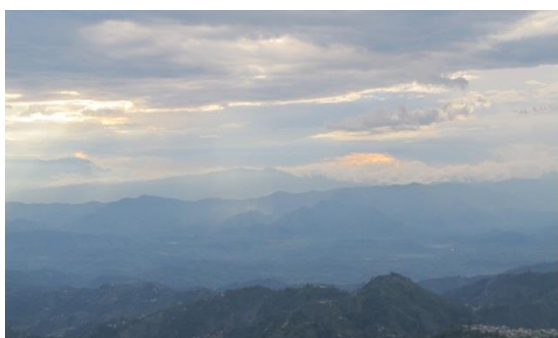
⁷⁸ Los veraneantes en Santágueda cuentan con suerte. En las horas matutinas y vespertinas la probabilidad de lluvia es baja, así que pueden disfrutar de días de sol radiante. En las altas horas de la noche los aguaceros son apenas un arrullo para el reconfortante sueño y debido descanso de un día, y tal vez media noche, de febril ajeteo. Bueno, ¡mientras no se crezca la quebrada Carminales y se salga de madre!. Los aficionados taurinos manizaleños no tenemos tanta suerte; las corridas están programadas, precisamente, en las horas de mayor lluvia. Bien podría hacerse el festejo taurino en las horas matutinas. ¡En todo no tenemos que imitar a España!. Menos mal que son en enero, un mes de lluvias bajas.



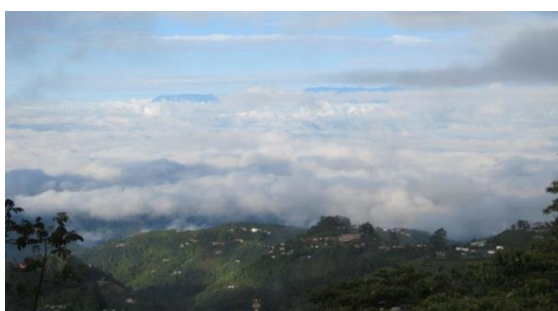
Fotografía 5.3. 04.08.2011 7:35 h, el manto de nubes, que se aposento sobre las áreas bajas de las cuencas de los ríos Chinchiná y Risaralda y el Cañón del Cauca, comienza su ascenso al tenor del calentamiento solar de inicio del día. Foto: F. González.



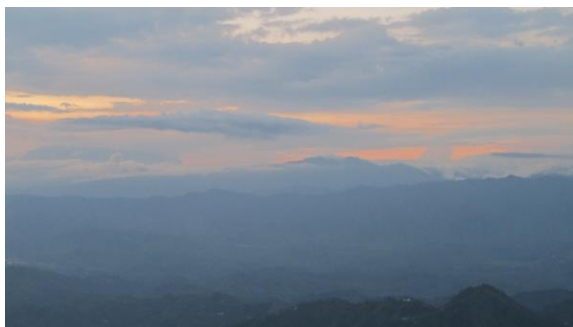
Fotografía 5.4. 21.10.2011 7:09 h, en lontananza el boquerón entre el Tatamá y el Paramillo de Caramanta, sin que se asome por él, a esa primera hora del día, la Corriente Superficial del Chocó. Foto: F. González.



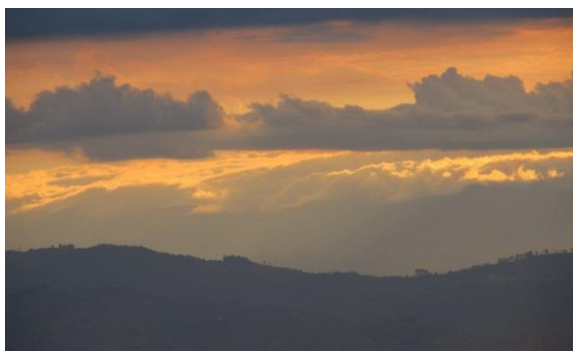
Fotografía 5.5. 21.07.2011 17:26 h, en lontananza el boquerón entre el Tatamá y el paramillo de Caramanta. Sobre la serranía de San Juan avanza la Corriente Superficial del Chocó en esa hora vespertina. Foto: F. González.



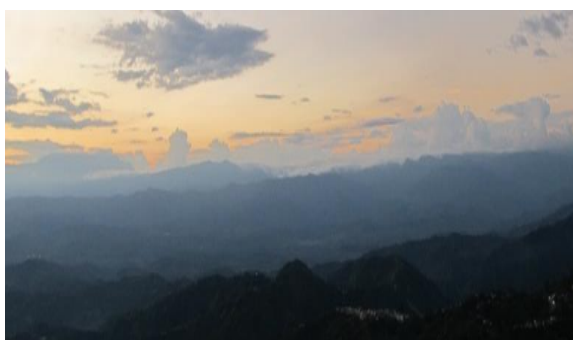
Fotografía 5.6. 20.12.2011 07:32 h, manto de nubes, que cubre las partes bajas de la cuenca del río Chinchiná, inicia su ascenso en esa primera hora matutina. Se encuentra a una altitud de 1.800 m. Foto: F. González.



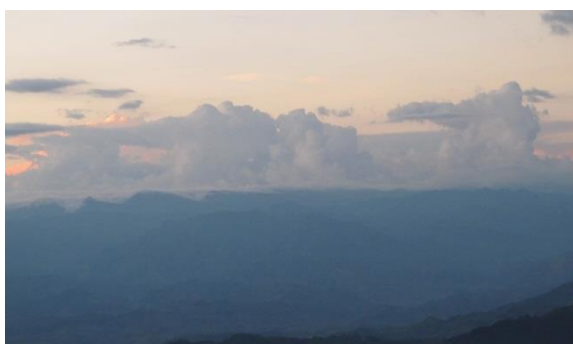
Fotografía 5.7. 20.12.2011 18:11 h., bajo el sol de los venados, la Corriente Superficial del Chocó avanza sobre la serranía de San Juan, la que la escinde en dos brazos, dada su mayor altitud en su centro, 2.800 m. Foto: F. González.



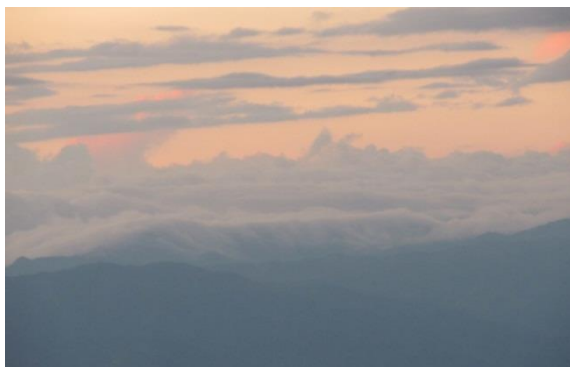
Fotografía 5.8. 24.12.2011 17:41 h, vientos katabáticos producidos por masas de aire provenientes del Chocó sobre la Cordillera Occidental, en el sector de Argelia al norte del Departamento del Valle. Foto: F. González.



Fotografía 5.9. 25.12.2011 18:17 h, se aprecia varios cumulonimbos sobre el flanco oeste de la Cordillera Occidental y debajo de ellos asoma la Corriente Superficial del Chocó sobre la serranía o cuchilla de San Juan. Foto: F. González.



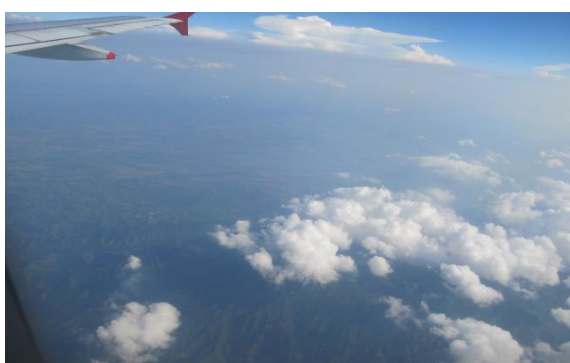
Fotografía 5.10. 25.12.2011 18:15 h, cumulonimbos en el flanco oeste de la Cordillera Occidental, sector del Chamí (Risaralda). Obsérvese el yunque que forman los Alisios que en ese mes del año soplan desde el noreste a una altitud de 5.000 m. Foto: F. González.



Fotografía 5.11. 25.12.2011 18:17 h, vientos katabáticos que forma la Corriente Superficial del Chocó al traspasar la cuchilla de San Juan en su sector norte. Foto: F. González.



Fotografía 5.12. 27.12.2011 17:23 h, el aire calentado durante el día sobre el valle del Magdalena asciende por las laderas arremolinando nubes estratocúmulos, sobre la Vertiente Oriental de la Cordillera Central, en el sector de la cuenca del río La Miel. Foto: F. González.



Fotografía 5.13. 18.02.2012 15:42 h, la misma situación que la foto anterior. Pero esta vez lo que se observa es la planicie del Tolima y las nubes se arremolinan sobre el volcán Machín en la Vertiente Oriental de la Cordillera Central. Foto: F. González.

A más de su belleza escénica, las nubes poseen su significado meteorológico e indican la procedencia de las corrientes de aire, tal como lo ha demostrado esta secuencia de fotografías.⁷⁹

⁷⁹ Tu y las nubes me traen muy loco,
Tu y las nubes me van a matar,
Yo pa'riba volteo muy poco,
Tu pa'bajo no sabes mirar.
Ranchera, José Alfredo Jiménez.

5.8 Intensidad de las lluvias; curvas de intensidad-duración-frecuencia

El conocimiento de la agresividad de las lluvias en un espacio geográfico es de importancia para el diseño idóneo de obras de infraestructura, manejo de aguas, planificación de cuencas hidrográficas, la optimización de la operación de embalses, mantenimiento de drenajes, la prevención de desastres; crecientes y deslizamientos, la programación de labores forestales y agrícolas entre otros. Las llamadas curvas de intensidad - duración - frecuencia, Curvas IDF, proveen una caracterización de esa agresividad hídrica al cuantificar la intensidad, la duración y frecuencia de las lluvias máximas anuales que afectan un lugar. Las curvas IDF son muy utilizadas como insumo para métodos que infieren caudales máximos, como el muy socorrido método llamado Método Racional.⁸⁰

El método de construcción de las curvas IDF se basa en la distribución de valores extremos de Gumbel y las intensidades máximas anuales de lluvia para intervalos de tiempo entre 5 min y 90 min las cuales se asocian a períodos de retorno de T_r años (Jaramillo y Kogson, 1994).⁸¹

Las curvas IDF tienen la siguiente forma:
$$I = \frac{a * T_r^b}{(t + d)^c} \quad (5.1)$$

donde: I , intensidad de la lluvia en mm/h

T_r , período de retorno en años

t , duración de la lluvia en min

a, b, c, d , constantes determinadas mediante ajuste matemático

⁸⁰ La intensidad de la lluvia presenta una tendencia al aumento a causa del calentamiento global. Hecho que se analizará en el último capítulo del libro. Las Curvas IDF aquí presentadas se construyeron con los datos estadísticos históricos, por tanto no contemplan esta tendencia.

⁸¹ Germán Monsalve (2008, p.110) explica en detalle el método de construcción de las Curvas IDF. Otra cuantificación de la agresividad de la lluvia es la llamada erosividad de la lluvia aplicada por Echeverri y Obando (2010) y Rivera y Gómez (1991).

- Método para la construcción de las curvas IDF

Las tablas y figuras a continuación presentan paso a paso la construcción de las curvas IDF de la estación pluviográfica de Naranjal en el municipio de Chinchiná. A los datos de base ordenados; las intensidades de precipitación máximas anuales para cada una de las duraciones de: 5, 10, 15, 20, 30, 45, 60 y 90 min, se les asocia un período de retorno, Tr , con la constante de Blom (Tabla 5.13).⁸²

Tabla 5.13 Intensidades máximas de lluvia ordenadas y su asocio a un Tr duración (min)

m				duración (min)							
	Tr (Blom)	Tr/Tr-1	Ln(Ln(Tr/Tr-1))	5	10	15	20	30	45	60	90
1	70,80	1,014	-4,25	20,1	28,1	34,2	44,1	54,0	79,8	93,6	112,5
2	27,23	1,038	-3,29	19,0	25,0	30,9	39,2	49,2	62,8	78,5	87,8
3	16,86	1,063	-2,79	13,0	23,2	30,0	39,0	48,2	60,9	73,4	82,3
4	12,21	1,089	-2,46	11,8	21,0	29,2	36,5	46,8	59,4	70,2	81,2
5	9,57	1,117	-2,20	11,6	20,8	29,2	35,4	46,5	59,2	67,0	73,5
6	7,87	1,146	-2,00	11,6	20,6	29,2	35,4	46,4	57,2	66,3	71,2
7	6,68	1,176	-1,82	10,9	20,5	29,1	35,2	45,5	56,7	64,5	68,8
8	5,80	1,208	-1,67	10,9	20,3	28,5	35,1	45,4	54,5	62,7	68,4
9	5,13	1,242	-1,53	10,7	20,2	28,4	34,5	45,4	54,1	61,8	68,0
10	4,60	1,278	-1,41	10,5	20,1	28,4	33,9	45,2	54,1	60,6	67,1
11	4,16	1,316	-1,29	10,5	20,1	27,2	33,2	44,2	53,5	59,9	67,0
12	3,81	1,356	-1,19	10,5	20,0	27,0	31,9	44,2	53,5	58,0	66,1
13	3,50	1,399	-1,09	10,5	20,0	27,0	31,8	44,0	53,4	57,4	65,9
14	3,25	1,445	-1,00	10,4	19,9	26,8	31,8	41,5	53,2	57,3	65,7
15	3,03	1,494	-0,91	10,3	19,9	26,6	31,8	41,3	53,0	57,1	62,2
16	2,83	1,546	-0,83	10,3	19,8	26,5	31,5	41,2	52,7	56,5	61,0
17	2,66	1,602	-0,75	10,3	19,6	26,1	31,5	40,7	50,9	56,1	60,5
18	2,51	1,662	-0,68	10,3	19,4	25,7	31,5	40,1	50,0	55,7	60,3
19	2,38	1,727	-0,60	10,2	19,1	25,6	31,4	40,0	49,4	54,0	58,5
20	2,25	1,797	-0,53	10,2	19,0	25,4	30,9	39,6	47,3	52,1	57,2
21	2,15	1,873	-0,47	10,2	19,0	25,0	30,7	39,0	45,8	49,9	55,7
22	2,05	1,956	-0,40	10,1	18,9	24,9	30,6	38,3	45,6	49,7	53,4
23	1,96	2,046	-0,33	10,1	18,9	24,7	30,0	38,2	45,2	49,1	52,1
24	1,87	2,145	-0,27	10,0	18,7	24,6	29,6	37,7	45,0	48,8	51,3
25	1,80	2,255	-0,21	10,0	18,7	24,2	29,5	37,4	44,8	48,6	50,6

⁸²
$$Tr = (n + 1 - 2b) / (m - b)$$

donde: Tr , es el período de retorno asociado al evento de la posición; m , es la posición del evento en la muestra, organizado de mayor a menor. n , número de datos. b , constantes de acuerdo con las teorías de distribución así:

Hazen; 0,5. Chegodayev; 0,3. Weibull; 0,0. Blom; 3/8. Gringorten; 0,44. Tukey; 1/3.

La fórmula de Weibull, muy utilizada por cierto, asigna al máximo dato un período de retorno igual a la longitud de la serie más un año. La fórmula de Hazen asigna al dato máximo de la serie de máximos anuales, un período de retorno del doble de la longitud de la serie. Se escogió una fórmula intermedia entre la de Weibull y la de Hazen: la de Blom.

Acudiendo a la doble exponencial de Gumbel se establecen relaciones lineales entre; $\ln(\ln(\text{Tr}/\text{Tr}-1))$ y los datos de intensidades de la lluvia (Figura 5.11). Estas relaciones homogenizan la variabilidad de los datos, volviéndola más modulada. La tabla contiene las intensidades máximas en mm ordenadas de mayor a menor para cada una de las duraciones. El aguacero que produjo la intensidad máxima para una duración no necesariamente coincide con el chubasco que produjo la intensidad máxima para otra duración.

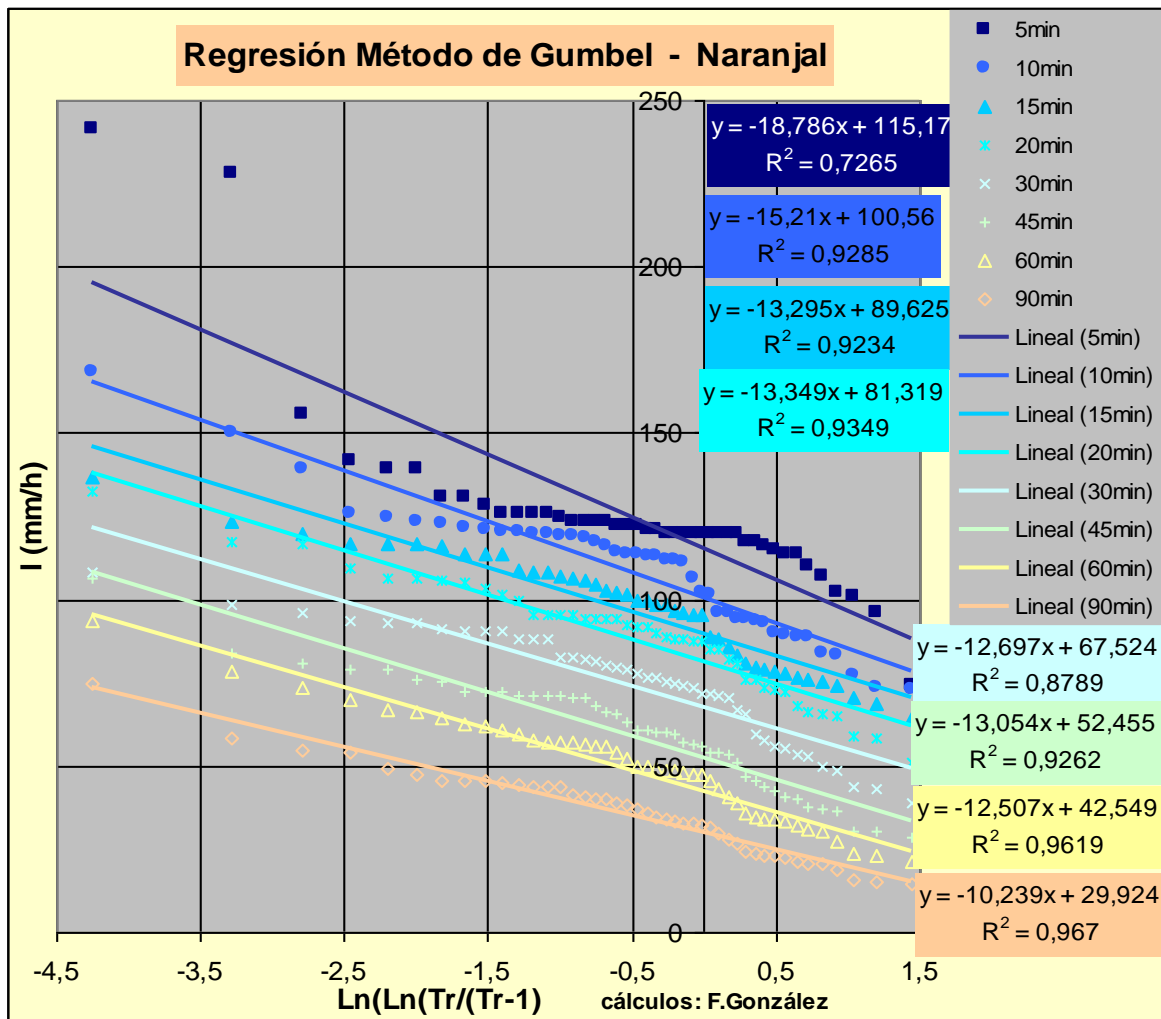


Figura 5.11. Construcción Curvas IDF método de Gumbel.

Con las líneas de regresión lineal entre $\ln(\ln(\text{Tr}/\text{Tr}-1))$ y los datos de intensidades de lluvias máximas anuales para distintas duraciones que muestra la Figura 5.11, se construye la Tabla 5.14 que relaciona la intensidad, I (mm/h), con el período de retorno, Tr (años) y la duración, t (min). Y es el insumo para

que mediante la aplicación de métodos de regresión lineal sobre los logaritmos naturales de las variables: I, Tr y t, se determine las constantes a, b c, y d en la ecuación (5.1).

Tabla 5.14 Intensidades (mm/h) versus Tr (años) y t (min)

Tr	Tr/Tr-1	Ln(Ln(Tr/(Tr-1)))	t (min)							
			5	10	15	20	30	45	60	90
años		ecuación	$y = -18,79x + 115,2$	$y = -15,21x + 100,6$	$y = -13,30x + 89,6$	$y = -13,35x + 81,3$	$y = -12,7x + 67,5$	$y = -13,05x + 52,5$	$y = -12,51x + 42,5$	$y = -10,24x + 29,9$
2	2,00	-0,37	122,1	106,2	94,5	86,2	72,2	57,3	47,1	33,7
2,3	1,77	-0,56	125,7	109,1	97,1	88,8	74,6	59,8	49,6	35,7
5	1,25	-1,50	143,4	123,4	109,6	101,3	86,5	72,1	61,3	45,3
10	1,11	-2,25	157,5	134,8	119,5	111,4	96,1	81,9	70,7	53,0
20	1,05	-2,97	171,0	145,8	129,1	121,0	105,2	91,3	79,7	60,3
25	1,04	-3,20	175,3	149,2	132,2	124,0	108,1	94,2	82,6	62,7
50	1,02	-3,90	188,5	159,9	141,5	133,4	117,1	103,4	91,4	69,9
100	1,01	-4,60	201,6	170,6	150,8	142,7	125,9	112,5	100,1	77,0

Cálculos: F. González

Con los datos de la Tabla 5.14 y haciendo uso del paquete estadístico Statgraphics (1999) se obtiene el modelo así especificado:

$$\begin{aligned} \text{Ln}(I) &= 6,914 + 0,146 \cdot \text{Ln}(Tr) - 0,697 \cdot \text{Ln}(t+25) \\ R\text{-squared} &= 97,8 \text{ percent} \\ R\text{-squared (adjusted for d.f.)} &= 97,7 \text{ percent} \\ \text{Standard Error of Est.} &= 0,0609 \\ \text{Mean absolute error} &= 0,0456 \\ \text{Durbin-Watson statistic} &= 0,785 \end{aligned}$$

Entonces las curvas IDF para la estación Naranjal de Cenicafé están dadas por la siguiente expresión matemática, de la cual se obtienen las gráficas de las curvas IDF de la estación, las que se muestra en la Figura 5.12.

Naranjal (Chinchiná):

$$I = \frac{1.006 * Tr^{0,146}}{(t + 25)^{0,697}}$$

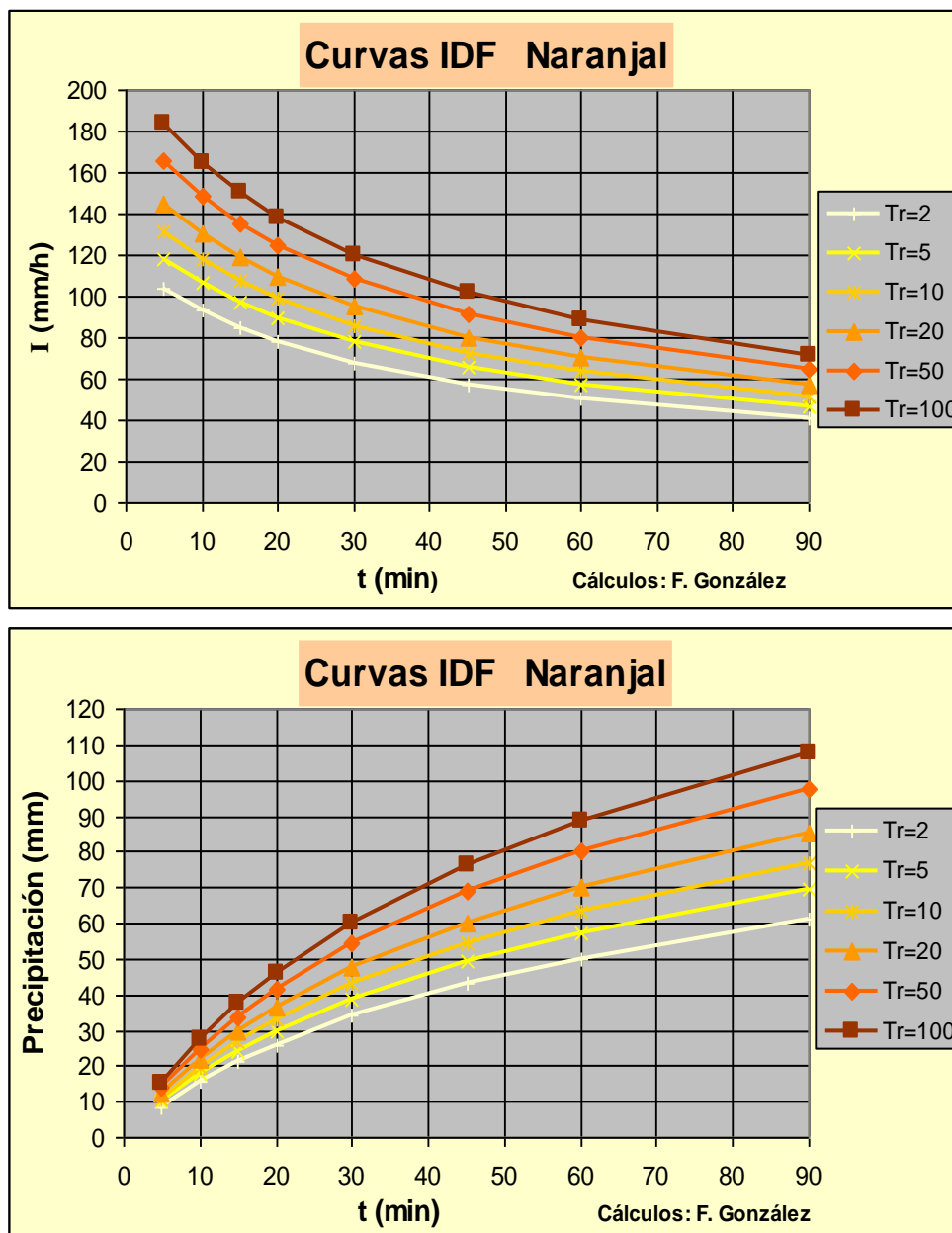


Figura 5.12. Curvas IDF Naranjal.

Con el método descrito en detalle se construyeron las curvas IDF especificadas a continuación:

Agronomía (Manizales):
$$I = \frac{9.308 * Tr^{0,163}}{(t + 40)^{1,202}} \quad R^2(ajus) = 98,7 \%$$

Llanadas (Manzanares):
$$I = \frac{6.088 * Tr^{0,128}}{(t + 45)^{1,307}} \quad R^2(ajus) = 98,4 \%$$

Palanquero (Puerto Salgar):
$$I = \frac{800 * Tr^{0,157}}{(t + 40)^{0,598}} \quad R^2(ajus) = 98,3 \%$$

Santa Helena (Marquetalia):
$$I = \frac{330 * Tr^{0,120}}{(t + 5)^{0,353}} \quad R^2(ajus) = 98,4 \%$$

Ingenio San Francisco (Balboa): (válido para $t > 20$ min)

$$I = \frac{22.765 * Tr^{0,129}}{(t + 100)^{1,259}} \quad R^2(ajus) = 99,0 \%$$

También, se presentan en este libro las curvas IDF calculadas por Cenicafé (A. Jaramillo y F. Kogson –Cenicafé–, 1994) de estaciones ubicadas en el Departamento o sus cercanías. Se incluye El Cedral por su altitud (2.120 m).

Cenicafé (Chinchiná):
$$I = \frac{1.092 * Tr^{0,133}}{(t + 15)^{0,755}}$$

Santágueda (Palestina):
$$I = \frac{957 * Tr^{0,167}}{(t + 25)^{0,697}}$$

Santa Ana (Palestina):
$$I = \frac{987 * Tr^{0,166}}{(t + 15)^{0,742}}$$

Miquel Valencia (Jardín):
$$I = \frac{3.055 * Tr^{0,160}}{(t + 30)^{1,026}}$$

El Jazmín (Santa Rosa):
$$I = \frac{1.128 * Tr^{0,181}}{(t + 15)^{0,798}}$$

El Cedral (Pereira):
$$I = \frac{1.182 * Tr^{0,175}}{(t + 15)^{0,769}}$$

La duración máxima recomendable para extender las Curvas IDF es 180 min. Más allá los resultados son inciertos, puesto que estas fueron levantadas con información de intensidad de aguaceros hasta de 90 min.

La intensidad de las lluvias máximas tiene relación con otras variables hidrológicas o geográficas como son la precipitación promedio anual y la altitud. Se ha comprobado mediante el análisis estadístico de varianza con los datos de intensidades horarias de las estaciones referenciadas en el numeral 5.7, que la intensidad máxima horaria tiene relación positiva con la precipitación promedio

multianual y negativa con la altitud ⁸³. Hecho que es útil para construir métodos de especialización o regionalización de las Curvas IDF levantadas para las estaciones pluviográficas. ⁸⁴

5.9 Lluvias diarias máximas anuales asociadas a períodos de retorno

Las curvas IDF proveen la intensidad de las lluvias para lapsos menores a dos horas, máximo cuatro, aptas para ser aplicadas en modelos lluvia-escorrentía en micro cuencas y pequeñas cuencas con tiempos de concentración menores a esas dos horas. Otro indicador de las lluvias intensas es la lluvia máxima que cae en un año medida desde las 7:00 h y las 7:00 h del día siguiente, o lluvias diarias máximas anuales, aplicable en modelos lluvia-escorrentía en cuencas cuyo tiempo de concentración es mayor a seis horas o como indicador de la agresión hídrica causante de deslizamientos. ⁸⁵

⁸³ Se estableció el siguiente modelo de regresión múltiple:

$$I_{60min.16} = 25,9 + 0,024 Panual - 0,015 ALT$$

donde: $I_{60min.16}$, intensidad máxima de 60 min con un período de retorno de 16 años

Panual, precipitación promedio multianual (mm/año)

ALT, altitud (m)

Modelo con un R^2 ajustado de 85,6 % y test de la prueba estadística significativo al 95% de confianza para ambas variables. Para la variable; Panual el test es significativo aún a un nivel del 99%.

⁸⁴ En el estudio elaborado por Gómez y Aristizábal (2002) se construyeron Curvas IDF para el Departamento de Caldas con base en siete estaciones pluviográficas y su extrapolación al espacio territorial departamental mediante el método de Liria y Torres. Método que usa el valor promedio de la intensidad de las lluvias diarias máximas anuales medidas en mm/h en los puestos pluviométricos para la regionalización de las Curvas IDF de las estaciones pluviográficas de referencia. Se presume que las Curvas IDF inferidas para el puesto pluviométrico presentan la misma forma que las de la estación pluviográfica de referencia. En el estudio de F. González (CORPOCALDAS, 2003), se presenta un archivo Excel, con el método de Liria y Torres programado y una tabla con el resultado de su aplicación a 64 puestos pluviométricos.

⁸⁵ “Sensu estricto” se habla de lluvias diarias máximas anuales porque son lluvias que caen en un día, medidas a las 7:00 h. Algunos autores hablan de lluvias máximas en 24

La caracterización de las lluvias diarias máximas anuales se hizo con la información de la lluvia diaria, actualizada su información al año 2010, de un conjunto de 27 estaciones operadas por Cenicafe y una estación del IDEAM, San Félix, que se incluyó por su gran altitud, situadas en el Departamento de Caldas o en sus cercanías y con información de más de 25 años. Se incluyó la estación de Almacafé Letras, con escasos 10 años de cubrimiento, por su ubicación a gran altitud.

Para la asociación de las lluvias diarias máximas anuales a períodos de retorno, se utilizó el método de la doble exponencial de Gumbel ajustado por mínimos cuadrados, que matemáticamente se puede expresar de la siguiente forma:

$$Pd_{iamaxTr} = a + c \ln \ln Tr / (Tr - 1)$$

Para cada lluvia diaria máxima anual Pd_{iamax_m} ordenada de mayor a menor y asociado a un período de retorno Tr_m calculado por la fórmula de Blom (ver numeral anterior), la ecuación queda:

$$Pd_{iamax_m} = a + c \ln \ln Tr_m / (Tr - 1)$$

Con la cual se puede estimar los coeficientes a y c mediante regresión lineal, lo que se hizo utilizando el paquete estadístico Statgraphics (1999), que permite, además, el trazo de los intervalos de confianza.

En la tabla a continuación se muestra el resultado de aplicar el método de Gumbel a las 28 estaciones. La información de las lluvias diarias máximas anuales de la mayoría de las estaciones, todas excepto dos, tuvo un excelente

horas lo cual es inexacto, porque estas serían las lluvias máximas de 24 horas no sujetas a una medición en una hora fija. Por supuesto, las lluvias máximas anuales en 24 horas resultan mayores a las lluvias diarias máximas anuales. Así, por ejemplo, en la estación de Almacafé Letras, la lluvia diaria máxima anual para el año 2010 fue de 54,5 mm ocurrida el 16 de noviembre, pero si se toma la lluvia nocturna de ese día y se le suma la lluvia diurna del día 17 de noviembre, es decir la lluvia caída en 24 horas, el monto asciende a 67,7 mm. Se estima que las lluvias máximas anuales de 24 h, sobrepasan en un 10% a un 15% a las lluvias diarias máximas anuales.

ajuste al modelo con un R^2 superior al 95%. Ospirma y El Cedral fueron las dos estaciones cuya información no se ajustó a la doble exponencial de Gumbel, por lo que se recurrió, para estas dos estaciones, a una función que utiliza la raíz cuadrada de los períodos de retorno, denominada SQRT, para lograr un ajuste superior al 95%. Se puede apreciar que las estaciones de gran altitud: Almacafé Letras y San Félix poseen las lluvias máximas anuales menores, porque a esas grandes altitudes la precipitación cae en forma de llovizna. Las lluvias diarias máximas del flanco oriental de la Cordillera Central son las mayores, en especial en Santa Helena, en donde están concentradas en horas nocturnas. Sólo en Santa Helena y Palocabildo, la lluvia diaria máxima con un período de retorno de dos años supera los 100 mm.

Tabla 5.15. Lluvias diarias máximas (mm/día) asociadas a períodos de retorno (año)

NOMBRE	MUNICIPIO	LatG	LatM	LonG	LonM	Altitud	Naños	2	5	10	25	50	100
MIGUEL VALENCIA	JARDIN	5	36	75	51	1621	58	56	68	75	85	92	98
EL DESCANSO	MARMATO	5	30	75	37	1803	28	71	86	95	108	117	126
RAFAEL ESCOBAR	SUPIA	5	27	75	38	1307	40	68	84	95	108	118	128
LA ARGENTINA	RIOSUCIO	5	28	75	42	1420	33	70	84	94	105	114	123
LA MANUELITA	RIOSUCIO	5	22	75	41	1460	38	72	88	98	111	121	131
LA ORIENTAL	QUINCHIA	5	22	75	43	1730	29	72	81	88	96	102	109
OSPIRMA	GUATICA	5	20	75	49	1661	29	56	74	94	133	177	240
BUENOS AIRES	GUATICA	5	19	75	48	1814	30	58	73	84	96	106	115
EL DIAMANTE	QUINCHIA	5	19	75	42	1550	28	70	81	88	97	104	110
LA TRIBUNA	BALBOA	4	57	75	58	1580	32	79	98	111	127	139	150
GUAYMARAL	AGUADAS	5	39	75	27	1600	47	61	78	90	104	115	126
SAN FELIX	SALAMINA	5	23	75	23	2820	21	45	52	57	64	69	73
GRANJA LUKER	PALESTINA	5	4	75	41	1031	46	73	87	96	108	116	125
SANTAGUEDA	PALESTINA	5	5	75	40	1026	47	76	88	96	106	113	121
ALMACAFE LETRAS	MANIZALES	5	3	75	20	3684	10	45	52	57	63	68	72
AGRONOMIA	MANIZALES	5	3	75	30	2088	53	70	86	97	111	121	131
EL RECREO	PALESTINA	5	2	75	39	1430	28	77	98	112	129	142	155
JAVA	MANIZALES	5	1	75	32	1778	29	73	86	95	106	114	122
SANTA ANA	PALESTINA	5	1	75	41	1278	34	77	92	102	114	123	132
CENICAFE	CHINCHINA	5	0	75	36	1310	69	81	99	112	128	139	151
NARANJAL	CHINCHINA	4	58	75	39	1381	55	81	95	105	117	126	134
EL JAZMIN	SANTA ROSA	4	55	75	37	1635	50	81	100	113	129	142	154
EL CEDRAL	PEREIRA	4	42	75	32	2120	46	76	89	105	135	169	218
SANTA HELENA	MARQUETALIA	5	19	75	0	1395	31	136	166	185	210	228	247
LLANADAS	MANZANARES	5	12	75	8	1420	42	83	101	113	128	139	150
LA CIMARRONA	FRESNO	5	10	75	1	1340	29	88	110	124	143	156	169
PALO-CABILDO	FALAN	5	7	75	2	1500	44	106	130	146	166	181	196
EL INCIENSAL	MURILLO	4	53	75	8	2400	20	78	96	107	122	133	144

Cálculos: F. González

Las lluvias diarias máximas con períodos de retorno de 50 y 100 años en Ospirma y en El Cedral, se deben a dos eventos extraordinarios totalmente alejados de los demás datos de las series. Uno de 183 mm/día en Ospirma

cuando el dato que le sigue en la serie es de apenas 97 mm/día y el otro en El Cedral de 192 mm/día cuando el dato que le sigue en la serie es de apenas 130 mm/día. Se comprobó la fiabilidad de estos datos con datos de lluvias en ese día en estaciones cercanas, que fueron fuertes pero sin alcanzar esas magnitudes.⁸⁶

⁸⁶ Es un error interpolar datos de lluvias diarias máximas asociadas a un período de retorno para obtener mapas como insumo para modelos de lluvia-escorrentía, puesto que no hay coincidencia temporal entre los eventos máximos de estaciones distintas. Monsalve (2008, p.255) muestra mediante gráfica cómo decae la intensidad de la lluvia en función del área de avenamiento.

6. Brillo solar

6.1 La radiación solar y el brillo solar ⁸⁷

El brillo solar es una medida indirecta de la radiación solar incidente. La energía provista por la radiación solar determina el microclima de un lugar; condiciona la temperatura del aire, la circulación del viento, la evapotranspiración y la actividad fotosintética. La siguiente ecuación relaciona la radiación solar y el brillo solar:

$$RG/RA = a + b * n/N$$

donde: RG, radiación global calculada en (Wh/m²)/d

RA, radiación en el tope de la atmósfera en (Wh/m²)/d

n, número de horas de brillo solar registrado

N, número máximo de horas de brillo solar astronómicamente posible

a y b, coeficientes de regresión

Gómez y Guzmán (1995) calcularon los coeficientes a y b para las estaciones climatológicas de Cenicafé y Naranjal, en 0,256 y 0,506 respectivamente. Los mismos autores (1998) estimaron la radiación solar promedio diaria de Cenicafé en 4.695 Wh/m² y de Naranjal en 4.656 Wh/m². En el mismo artículo, se presenta la radiación promedio diaria en el tope de la atmósfera para la latitud de las dos estaciones con el valor de 9.986 Wh/m².

6.2 Mapa de brillo solar promedio anual

El levantamiento del mapa de brillo solar en h/año del Departamento de Caldas se hizo con base en la información heliográfica de las 31 estaciones existentes en

⁸⁷ Una disertación ilustrativa sobre la radiación solar y sus connotaciones se encuentra en el libro, varias veces citado, *Clima Andino y Café en Colombia* (A. Jaramillo, 2005).

Caldas o sus alrededores (a menos de 10 km de sus límites). Los datos se obtuvieron del *Manual de Radiación Solar en Colombia* (Rodríguez y González, 1992), y se complementaron con datos del *Anuario Meteorológico Cafetero*.

Como el cubrimiento de esos 31 puestos heliográficos es bajo y la interpolación espacial con tan escasos datos no sería fidedigna para las variaciones espaciales del brillo solar en el Departamento, se recurrió a construir un modelo de regresión múltiple que relaciona esta variable climática con otras características geográficas. Se ensayaron varios modelos con datos climáticos y geográficos de los 31 puestos heliográficos, llegándose al siguiente modelo que determina el brillo solar en función de la altitud, la latitud y la precipitación y que corrige el error espacial con los treinta y un datos de brillo solar promedio multianual disponibles:

$$BS = 670 - 0,242 * ALT + 5,69 * LAT - 0,127 * P + Corr. Esp. (R^2 = 0,636) (6.1)$$

- donde: BS, brillo solar promedio anual (horas/año)
 ALT, altitud (m)
 LAT, minutos
 P, precipitación promedio anual (mm/año)
 Corr. Esp., corrección espacial

Multiple Regression Analysis					
Dependent variable: Brillo					
Parameter	Standard Estimate	Error	T	P-Value	
CONSTANT	889,5	471,7	1,419	0,1873	
Altitud	-0,2421	0,04547	-5,324	0,0000	
Latitud	5,889	1,50007	3,793	0,0008	
Precipit	-0,1271	0,05811	-2,187	0,0375	
Analysis of Variance					
Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	P-Value
Model	1,418E8	3	472100,0	15,71	0,0000
Residual	811500,0	27	30050,0		
Total (Corr.)	2,227E8	30			
R-squared = 63,58 percent					
R-squared (adjusted for d.f.) = 59,53 percent					
Standard Error of Est = 173,3					
Mean absolute error = 125,7					
Durbin-Watson statistic = 2,141					

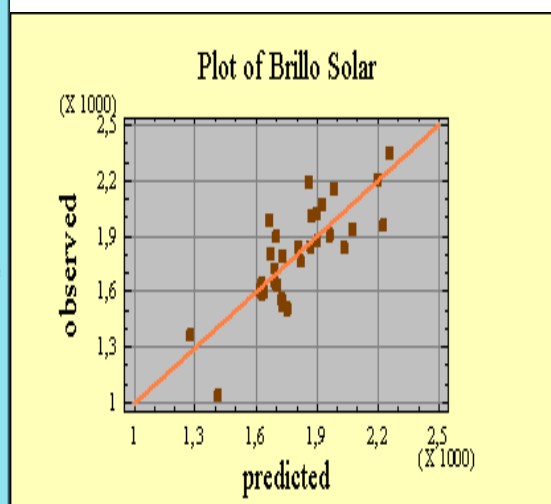


Figura 6.1. Brillo solar observado y estimado por el modelo.

El análisis del modelo indica que las tres variables independientes, desde la significancia estadística, poseen influencia en el brillo solar. El modelo explica más del 60% de la variación del brillo solar en esas 31 estaciones heliográficas.

La relación inversa del brillo solar con la altitud se debe a la circulación diaria de los vientos valle-montaña. Durante el día las masas de aire calentadas en el valle avanzan hacia las partes altas de las vertientes, cubriéndolas de nubosidad y dejando las partes bajas sin nubes o con un bajo cubrimiento de ellas ⁸⁸. La precipitación posee una relación inversa, obvia, con el brillo solar: a más lluvias menor insolación. La relación de la latitud con el brillo solar en Caldas es explicable si se recuerda que el ecuador climático, la llamada línea de sombra de los marinos, en Colombia se sitúa a los 5° N, es decir, al sur del Departamento. Al alejarse hacia al norte de esa línea de penumbra, se gana en insolación.

En el mapa se aprecia que el cubrimiento de estaciones heliográficas es bajo, y no era procedente una interpolación espacial simple desde esas pocas estaciones. El mapa de brillo solar promedio anual se construyó con base en la combinación lineal (6.1) de las tres variables independientes: altitud, latitud y precipitación. El mapa de altitud se levantó con base en el DEM 30 m x 30 m del USGS ⁸⁹. Para la corrección espacial se utilizaron los residuos del modelo de regresión. Con ello, se introducen efectos locales, como lo es el del Ingenio Risaralda situado en el valle del río del mismo nombre, que al estar en un valle amplio recibe mayor insolación, pues los vientos que por él corren barren las nubes hacia las cordilleras. El método empleado para levantar el mapa de brillo solar departamental es plenamente preciso y exacto en los lugares en que se ubican las estaciones heliográficas, pues en esos lugares tiene el mapa el valor del brillo solar promedio multianual aforado en la estación. El mapa en los valores y distribución espacial de la variable es concordante con el mapa de brillo solar anual para Colombia presentado en el *Atlas de radiación solar en Colombia* (IDEAM-UMPE, 2004). El mapa departamental de brillo solar, editado en este libro, posee detalles espaciales

⁸⁸ En el numeral 5.7 se hace un análisis pormenorizado de este fenómeno.

⁸⁹ Modelo de Elevación Digital –DEM-, cuyo tamaño de celda es de 30,82 m de arco.

más finos, correspondientes a su escala detallada, 1:250.000. El mapa nacional elaborado por IDEAM-UMPE es de una escala de tan solo 1:7.000.000.

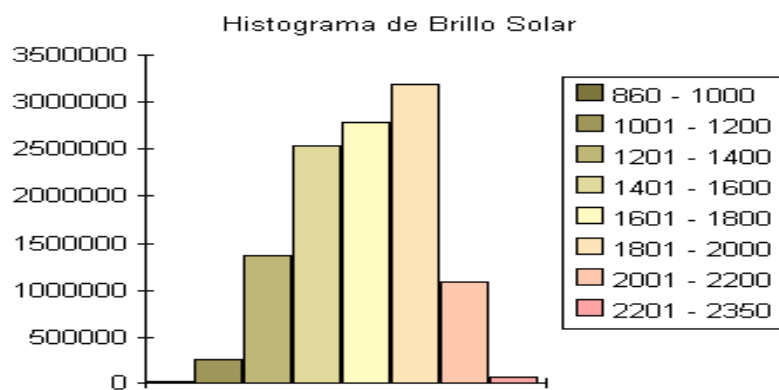
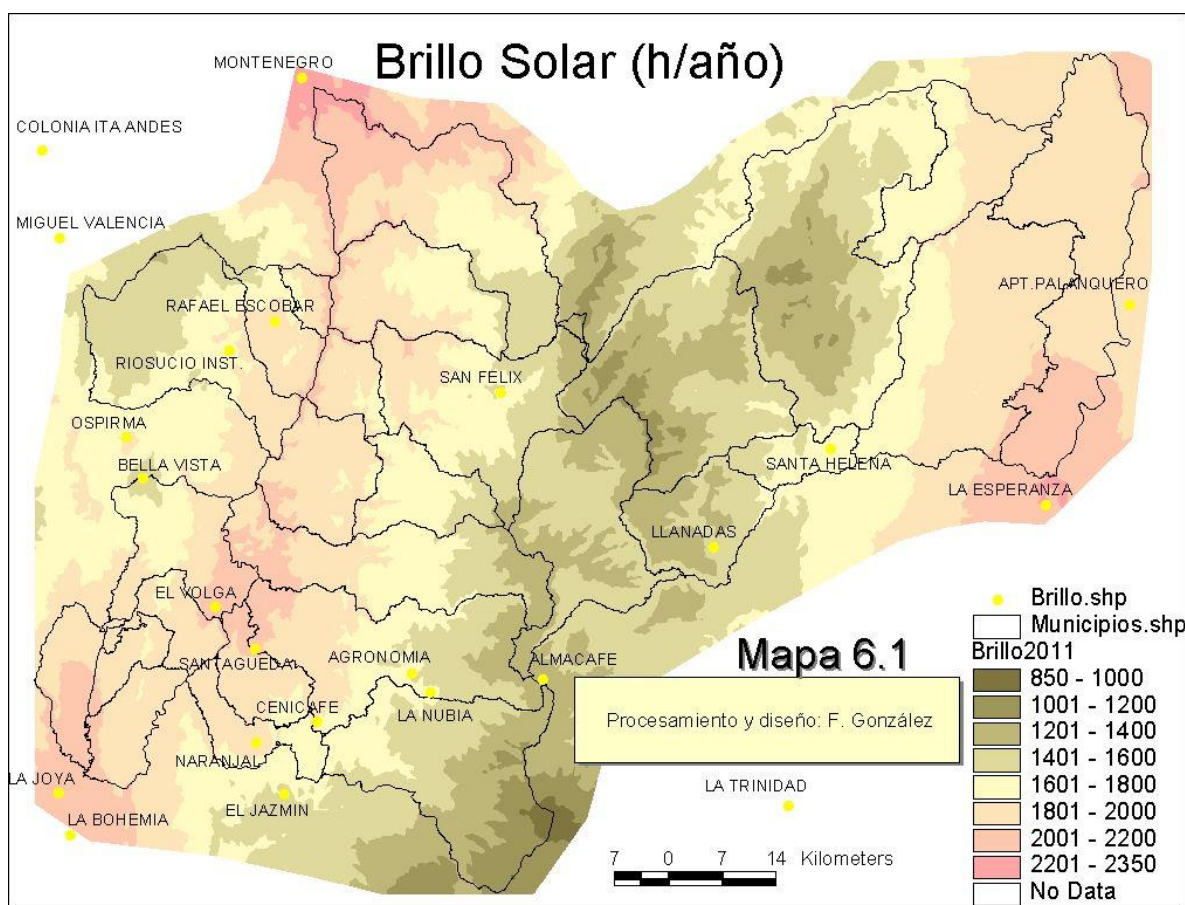


Figura 6.2 Histograma mapa de brillo solar anual.

El valor promedio del mapa de brillo solar es de 1.693 h/año. El mínimo valor del mapa se encuentra en el “nariz humeante”, el Kumanday, y es de 863 h/año. El máximo valor es de 2.343 h/año y se halla en la Pintada, donde el río Arma desemboca en el Cauca. Cabe anotar, que valores por debajo de las 1.800 h/año, se consideran en climatología tropical una insolación solar baja. En la Figura 6.2, se halla el histograma donde en el eje de la Y se muestra la cantidad de celdas que

tiene el mapa por cada uno de los ocho rangos en los que se ha clasificado la variable. El valor modal del mapa según la figura está entre 1.801 y 2.000 h/año. Se advierte en el mapa que en los valles del Arma y del Risaralda el brillo solar es alto, lo mismo que en el área recreacional de Santágueda⁹⁰ y las inmediaciones de la ciudad de Honda. Es notorio el efecto de las montañas, pues allí se ubican las zonas de menor brillo solar y, también, el escaso brillo solar en la zona montañosa del Oriente de Caldas, municipios de Samaná, Pensilvania, Marulanda, Manzanares y aún Marquetalia, por el efecto de las abundantes lluvias que en ella caen.

Cabe anotar que en el Municipio de Samaná, en el Parque Natural Nacional Selva de Florencia y sus alrededores la insolación está por debajo de las 1.400 h/año, en algunos lugares aún abajo de las 1.200 h/año. Zona en la que la insolación se constituye en el limitante para el crecimiento de las masas forestales. En efecto, la Selva de Florencia está conformada por árboles de un fuste no muy desarrollado⁹¹. No habiendo condiciones climáticas, por la limitante anotada, para una alta producción maderera, se recomienda el uso y manejo conservacionista del lugar.⁹²

⁹⁰ Razón por la cual los manizaleños han tomado el lugar como centro de veraneo y esparcimiento, en el que se encuentran ubicados sendos balnearios turísticos. Valga un ejemplo: La Rochela.

⁹¹ En el Chocó, en un alto porcentaje del área de los valles del Atrato, San Juan y Baudó, se tiene una insolación baja, entre las 1.200 h/año y 1.400 h/año, cuya consecuencia es que el crecimiento de los árboles maderables es mucho más lento de lo que se podría pensar en esa selva pluvial, a pesar de tenerse el agua y una temperatura elevada óptimas para una alta productividad maderera. Esa regeneración vegetal lenta implica un manejo forestal cuidadoso, para no afectar de manera drástica una zona con una muy alta biodiversidad. En otras palabras, la actividad maderera extractiva que propicia o admite el Estado colombiano, a lo largo y ancho del Chocó biogeográfico, conducirá, en un futuro no muy lejano, a un desastre natural anunciado

⁹² Un programa plausible y, por demás, encomiable que ISAGEN, empresa operadora de la hidroeléctrica La Miel, podría adelantar, es la compra de tierras con propósito conservacionista en los alrededores del Parque Nacional Selva de Florencia. Incrementar el área destinada a la preservación y conservación de las 10.000 ha

6.3 Régimen del brillo solar

El régimen u oscilación anual del brillo solar es perfectamente “bimodal” o de doble onda, con dos máximos, en enero y julio, y dos mínimos, en abril y octubre. Esto es consecuencia directa del doble paso anual de la Zona de Convergencia Intertropical –ZCIT- por el ecuador climático, pues en los equinoccios, 21 de marzo y 23 de septiembre, esta zona se sitúa sobre dicho ecuador climático donde se encuentra el Departamento de Caldas, trayendo consigo alta nubosidad y una alta actividad convectiva. El ciclo anual del brillo solar está invertido en relación con el ciclo de la precipitación: cuando ésta crece aquél decrece (ver numeral 5.3). La Figura 6.3 exhibe el ciclo anual de las estaciones climatológicas de Cenicafé y Naranjal. Es notoria la coincidencia casi perfecta entre los regímenes de brillo solar de las dos estaciones

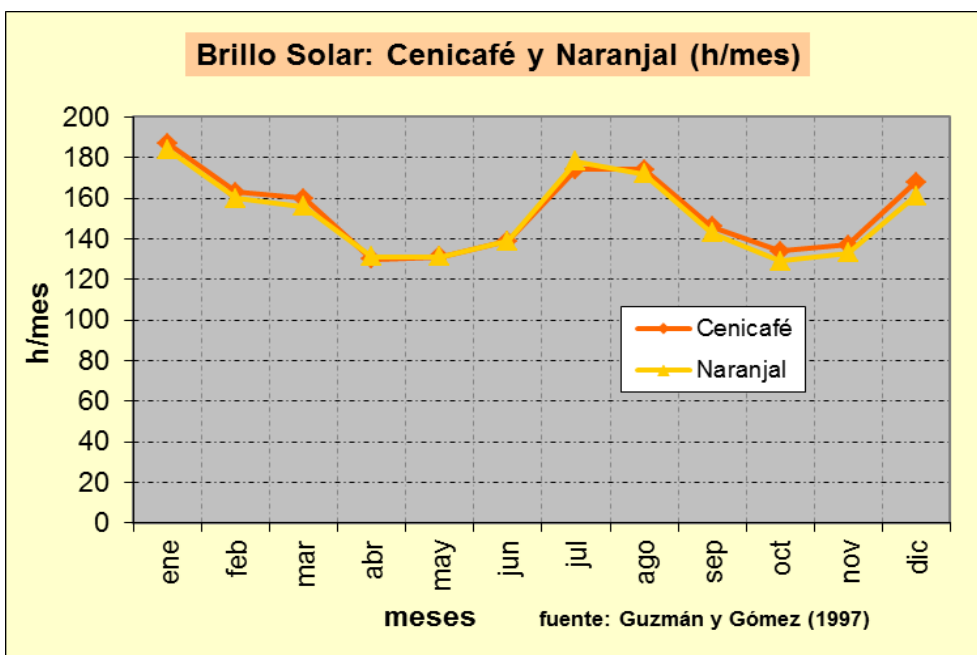


Figura 6.3 Regímenes del brillo solar Cenicafé y Naranjal.

actuales a unas 20.000 o 25.000 ha en un lapso de cinco años, le demandaría a ISAGEN un porcentaje irrisorio de los ingresos que percibe por la generación eléctrica. El área protegida tendría la suficiente extensión para albergar una población próspera de grandes mamíferos, como la danta y el jaguar, y además, se contaría con una regulación hídrica importante para el manejo de la presa, se aminoraría la producción de sedimentos alargando la vida útil del embalse. Incluso a ISAGEN le serviría para fines publicitarios, como acción efectiva en los foros que promueve sobre el agua.

7. Evapotranspiración potencial

La evaporación es el proceso físico por el cual una masa líquida se transforma en vapor y se remueve de la superficie evaporante hacia la atmósfera. La transpiración es la evaporación del agua líquida contenida en los tejidos de las plantas y liberada a la atmósfera por los estomas de las hojas. Generalmente, se consideran en forma conjunta ambos procesos, por ser muy difíciles de separar en su cuantificación, denominándoseles, evapotranspiración.

En suma, la evapotranspiración es un proceso físico de vaporización, el cual consume cierta cantidad de energía, entre 580 y 600 cal/g. Por tanto, tiene necesariamente un tope superior, determinado por la energía disponible en la atmósfera, bien sea esta de origen solar o adventivo. Este límite superior es la llamada evapotranspiración potencial o cantidad máxima de agua que se puede evaporar de una capa de vegetación continua que cubre todo el terreno, cuando en el suelo o atrapada en el dosel de la vegetación se encuentra toda el agua requerida para atender el potencial evaporante.

La evapotranspiración es el primer gasto hídrico que debe atender el agua almacenada en el complejo suelo-planta, y por tanto, es de suma importancia hidrológica.

7.1 Variación altitudinal de la evapotranspiración potencial - mapa

En el artículo *Evapotranspiración de referencia en la región Andina de Colombia* (Álvaro Jaramillo, 2006) se calcula en varias estaciones climatológicas, con el método de Penman-Monteith, la llamada evapotranspiración de referencia (ET_o), que es la cantidad de agua evaporada desde una superficie cubierta totalmente de pasto, con una altura entre 8 y 10 cm, sin restricciones de agua ni de

nutrimentos. La evapotranspiración de referencia es un buen estimativo de la evapotranspiración potencial. En el mismo artículo citado, se encontró que los valores de evaporación de tanque fueron superiores en un 7,1% a los estimados con el método de Penman-Monteith, lo que confirma la conocida sobreestimación de la evaporación por las mediciones desde tanque (ver por ejemplo: LeCarpentier, Umaña y Vega, 1975).

Con base en los datos de evapotranspiración obtenidos de la aplicación de la fórmula de Penman-Monteith a 34 estaciones climáticas tanto de Cenicafé como del IDEAM ubicadas en los andes colombianos, Jaramillo calculó una fórmula exponencial que relaciona la evapotranspiración con la altitud, habida cuenta de que en la atmósfera, la presión atmosférica y la densidad del aire varían exponencialmente con la altitud. La siguiente es la fórmula hallada por el citado autor, válida para las cuencas del Magdalena y del Cauca entre los 170 y 3.700 m de altitud:

$$ET_o (mm/d) = 4,37 * Exp(-0,0002 * ALT) \quad (R^2 = 0,80)$$

La fórmula anterior subestima valores para la planicie del Magdalena Medio caldense, puesto que para La Dorada a los 175 m de altitud con una temperatura promedio de 28,2 °C infiere 1.545 mm/año, mientras que la evapotranspiración potencial medida en Barrancabermeja a los 80 m de altitud y con una temperatura media de 28,6 °C, es de un promedio anual de 1.895 mm. Un dato de la evapotranspiración de referencia, de los presentados en el artículo precitado, de una estación de baja altitud relativamente cercana al Magdalena Medio caldense, la del aeropuerto Perales, en Ibagué, es de 1.552 mm/año a los 750 m de altitud.

La fórmula subestima, también, la evapotranspiración de gran altitud. Para Letras a los 3.680 m de altitud, infiere 766 mm/año, cuando lo reportado en ese lugar es de 829 mm/año. A la altitud de Letras y mayores, es de presumir que por los vientos fuertes reinantes a esas grandes altitudes, en particular sobre el lomo de las cordilleras, la evapotranspiración no aminora y antes es posible que crezca. Por eso los valores por debajo de 600 mm/año, inferidos por la fórmula para altitudes

mayores que 4.900 m, no son creíbles y por demás la fórmula tiene un rango de aplicación que no va más allá de los 3.700 m.

Por las dos subestimaciones anteriores, fue necesario buscar una fórmula que tanto para bajas como para grandes altitudes obtuviese datos valederos. Se recurrió a una formulación exponencial de tres parámetros:

$$ETP = a + (b * Exp (- c * ALT))$$

Donde: ETP, evapotranspiración potencial promedio anual (mm/año)
 ALT, altitud (m)

Tabla 7.1 Evapotranspiración de referencia (ETo), método Penman-Monteith			
Estación	Municipio	Altitud (m)	ETo (mm/año)
La Cristalina	Támesis-Antioquia	775	1.399
Miguel Valencia	Jardín-Antioquia	1.570	1.158
Rafael Escobar	Supía-Caldas	1.307	1.264
La Camelia*	Santuario-Risaralda	2.100	1.012
Santágueda	Palestina-Caldas	1.026	1.322
Letras	Manizales-Caldas	3.684	829
Cenicafé	Manizales-Caldas	1.308	1.187
Agronomía	Manizales-Caldas	2.088	1.045
La Bohemia*	Pereira-Risaralda	1.020	1.366
San Félix*	Salamina-Caldas	2.821	869
Santa Helena	Marquetalia-Caldas	1.395	1.067
Llanadas	Manzanares-Caldas	1.470	1.165
Barrancabermeja	Santander	80	1.895
Naranjal	Chinchiná-Caldas	1.381	1.181
Perales*	Ibagué-Tolima	750	1.552
Fuente; Alvaro Jaramilo (2006), con * se marca estaciones IDEAM			
Nota; El dato de Barrancabermeja se agregó a los datos fuente			

Con los datos de evapotranspiración de referencia presentados por Jaramillo (2006) de las estaciones climatológicas de Caldas, o su vecindad, mostrados en la Tabla 7.1, se estimaron los tres parámetros por el método de regresión.⁹³

⁹³ Esta fórmula para determinar la evapotranspiración potencial solamente en función de la altitud, tiene validez en zonas montañosas donde, de un lugar a otro, las diferencias en la evapotranspiración por el efecto evaporante viento son mínimas, como es el caso

$$ET_o - 700 = \text{Exp} (7,09 - 0,00064 * ALT) \quad (7.1)$$

Coefficiente de correlación = - 0,981

$R^2 = 96,24 \%$

Error Standard de Est. = 0,1158

Este modelo posee un ajuste del 96 %, mucho mejor al presentado por Jaramillo, que es de apenas del 80 %, por dos motivos: por poseer tres parámetros, lo que permite mayores opciones para el ajuste, y segundo, por restringirse a un área mucho menor, el Departamento de Caldas, mientras Jaramillo abarcó toda la zona andina colombiana.

La Figura 7.1 presenta el ajuste del modelo. Se graficaron las observaciones, la línea de regresión, en color azul, y señala el intervalo del 95% de confianza para las observaciones, líneas fucsia, y el intervalo del 95 % para el estimador, líneas naranja.

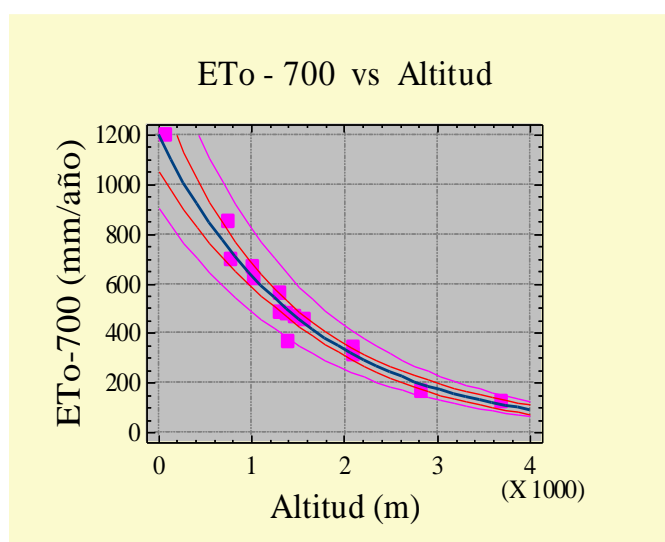


Figura 7.1 Ajuste del modelo de regresión exponencial ETo vs altitud.

del Departamento de Caldas, pues este presenta velocidades bajas inferiores a los 2 m/s.

En el libro *Balances Hidrológicos de Colombia* (Vélez, Poveda y Mesa, 2000) se presentan mapas de la evapotranspiración en Colombia, utilizando los métodos de Turc, Coutagne, Thornthwaite, Holdridge, García y López, Meyer, Penman-Monteith, Budyko, Morton y Cenicafé. La escala de estos mapas es muy pequeña, 1:9.000.000, correspondiente a 5' de arco, es decir, un nivel de detalle muy bajo para los requerimientos del manejo concreto del recurso hídrico en el Departamento de Caldas.

Como la evapotranspiración de referencia es un indicador fidedigno de la evapotranspiración potencial, la relación (7.1) se puede escribir de la forma:

$$ETP = (700 + 1.200 * Exp(-0,00064 * ALT)) \quad (7.2)$$

En la última relación, de manera asintótica, la evapotranspiración potencial se acerca a los 700 mm/año a medida que se asciende en altitud.⁹⁴ En la cima del “nariz humeante”, el nevado Kumanday, la evapotranspiración según la relación es de 740 mm/año.

Finalmente, para introducir efectos locales en el monto de la evapotranspiración, debidos a las diferencias de brillo solar entre zonas del Departamento, se le hizo un ajuste por el brillo solar. Así, por ejemplo, Rafael Escobar posee una ETo de 1.269 mm/año con un brillo solar de 1.911 h/año, Cenicafé a la misma altitud posee una ETo de 1.189 mm/año con un brillo solar de 1.801 h/año, lo que es prueba de la influencia de la radiación incidente en la evaporación de referencia.

⁹⁵

El ajuste por brillo solar está dado por: $(BS/1.700)^{0,1}$. La división por 1.700 es por ser este el valor promedio del brillo solar anual departamental. El ajuste se estableció con base en datos de brillo solar y evaporación medidos en las estaciones climatológicas de Cenicafé y Naranjal, y no varía el monto de la evapotranspiración potencial, ETP, en más de un 5%. Con este factor la fórmula de la ETP queda de la siguiente forma:

$$ETP = (700 + 1.200 * Exp(-0,00064 * ALT)) (BS / 1.700)^{0,1} \quad (7.3)$$

donde: ALT, altitud (m)

BS, Brillo solar media anual (h/año)

El mapa de la altitud (ALT) proviene del DEM 30 m x 30 m del USGS.

⁹⁴ Es posible que a esas grandes altitudes influenciadas directamente por los alisios del este, la evapotranspiración sea aún más alta. Pero no se tienen medidas para probarlo. En todo caso, las áreas por encima de los 4.000 m expuestas a la acción directa de los alisios no son más del 1 % del territorio departamental.

⁹⁵ En la fórmula de Penman-Monteith entra la radiación neta como un factor de influencia positiva. Ver Álvaro Jaramillo (2006).

Es evidente en el mapa la influencia inversa de la altitud en la evapotranspiración potencial. El valor promedio del mapa es de 1.207 mm/año, el mínimo se encuentra en la cima del Kumanday y es de 693 mm/año; el máximo es de 1.830 mm/año en las cercanías del poblado de Buenavista en el Municipio de La Dorada. La Figura 7.2 contiene el histograma del mapa, en el que se ilustra que el valor modal se encuentra entre 1.000 mm/año y 1.100 mm/año.

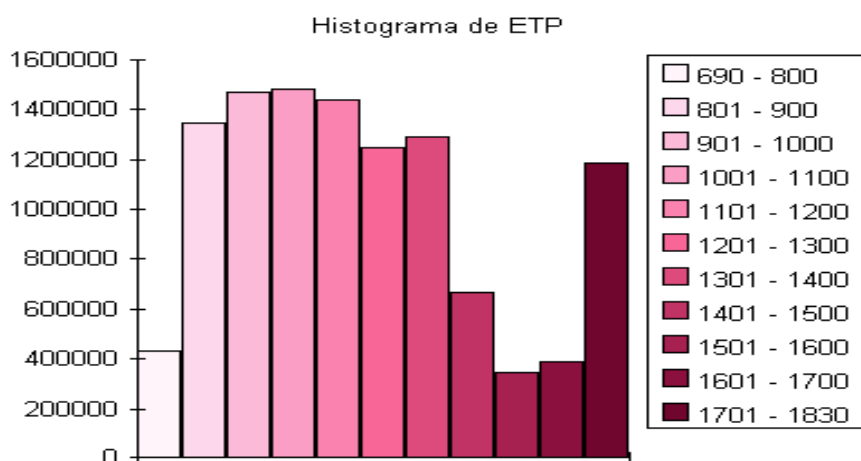
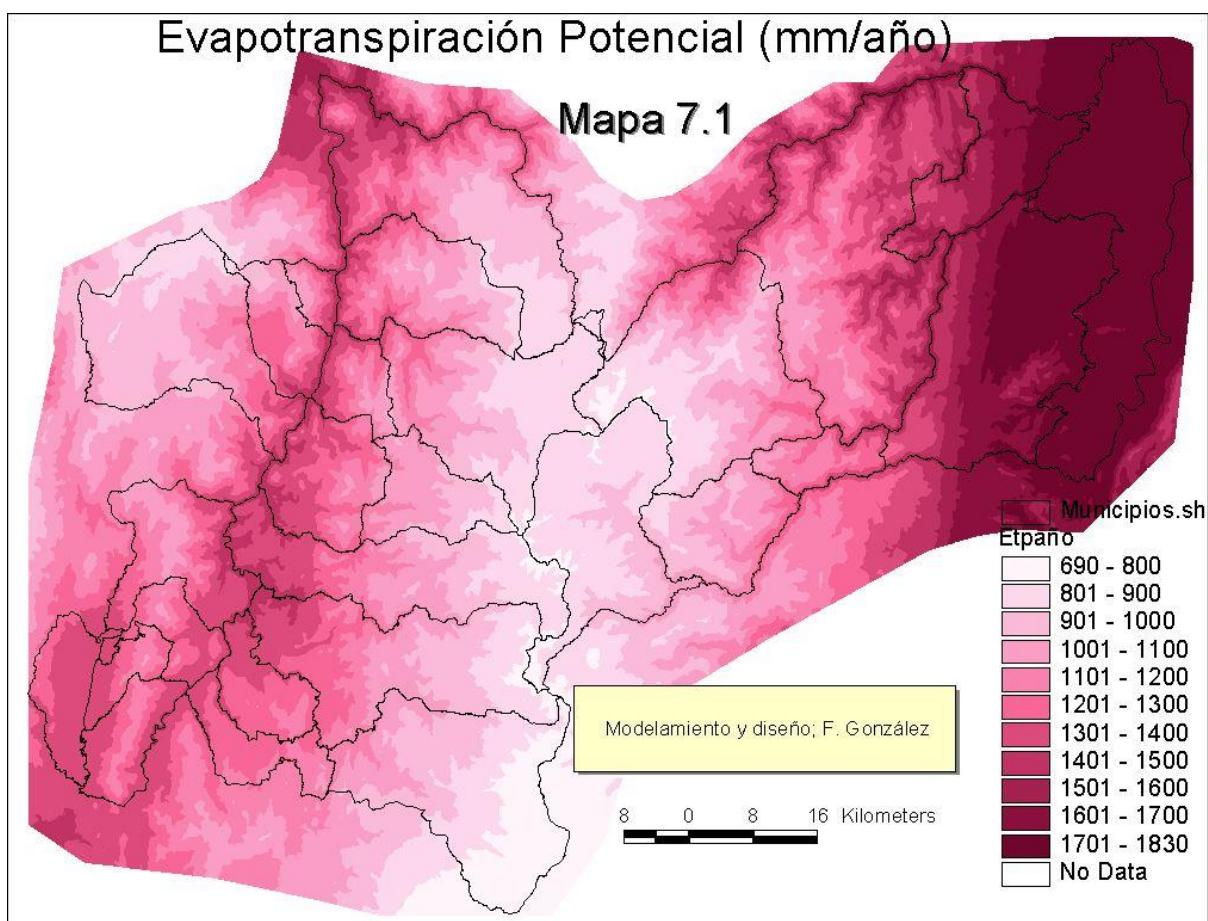


Figura 7.2 Histograma Mapa ETP promedio anual.

El mapa de evapotranspiración aquí construido es de gran precisión como se demuestra al calcular caudales promedio multianuales con el método del balance hídrico, puestos caudales inferidos coinciden con los caudales medidos en las estaciones hidrométricas. Ver numeral 10.4.

7.2 Mapas mensuales de evapotranspiración potencial, ETP

La evapotranspiración potencial, al ser determinada por otras variables climáticas como son el brillo solar y la temperatura, las cuales tienen una oscilación anual o ciclo anual, presenta en consonancia, una oscilación anual; que aunque es baja con respecto a la alta variabilidad de las precipitaciones, no se debe desconocer, pues tiene su efecto en el balance hídrico de un determinado lugar. La Figura 7.3 presenta las evaporaciones medidas en tanque A, en las estaciones climatológicas de Cenicafé y Naranjal. Se puede apreciar que los meses de relativa sequía: enero, febrero, marzo, julio y agosto, poseen una mayor evaporación que los demás. ⁹⁶

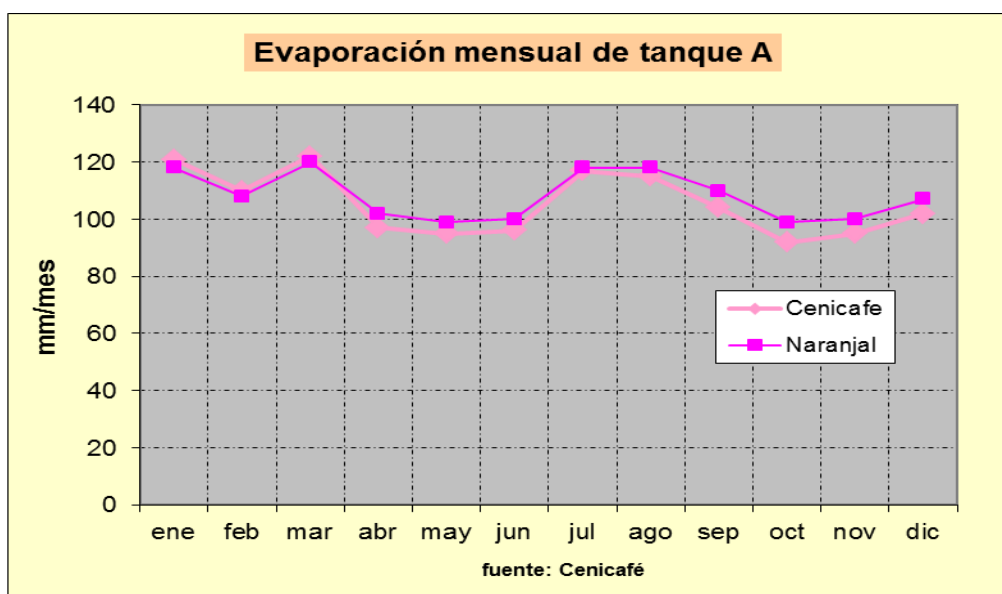


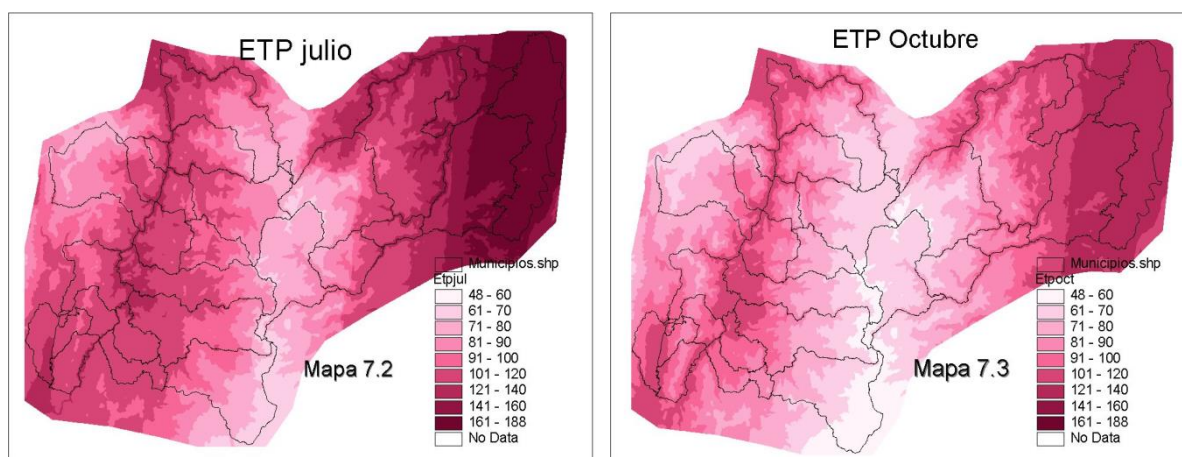
Figura 7.3 Evaporación mensual de tanque A en Cenicafé y Naranjal

⁹⁶ El mes de febrero presenta menor evaporación mensual que enero y marzo por poseer menor número de días. Pero si se mide diariamente, la evaporación en enero, febrero y marzo sería: 3,90 mm/día, 3,93 mm/día y 3,94 mm/día, respectivamente. Se presentan los datos de evaporación mensuales para efectos del balance hídrico, puesto que las precipitaciones se presentan en sus montos mensuales.

Con base en los datos mensuales de las variables climáticas: precipitación, temperatura, brillo solar y la propia evapotranspiración potencial, ETP, de las estaciones climatológicas de Cenicafé y Naranjal y los días del mes en cuestión, se estableció la tabla siguiente, donde se presenta el índice de evapotranspiración por mes y por zona de comportamiento de las precipitaciones. Índice que muestra si la ETP en el mes está por encima o por debajo del promedio anual. Cuando está por encima este índice es mayor que uno y al contrario, cuando está por debajo.

Tabla 7.2 Índices de Evapotranspiración Potencial mensual												
Zonas según régimen de precipitación	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic
Estiaje en EFM	1,16	1,04	1,06	0,93	0,93	0,98	1,05	1,03	0,93	0,90	0,92	1,06
Bimodal perfecto	1,08	0,99	1,02	0,93	0,95	1,02	1,11	1,09	0,98	0,89	0,90	1,03
Estiaje en JJA	1,10	0,97	1,02	0,92	0,95	1,07	1,15	1,09	0,94	0,89	0,89	1,01
Estiaje pronunciado en JJA	1,05	0,96	0,99	0,91	0,98	1,08	1,20	1,13	0,98	0,88	0,86	0,97
Bimodal perfecto alta variabilidad	1,13	1,00	1,02	0,90	0,93	1,03	1,14	1,09	0,94	0,88	0,91	1,05
Cálculos; F. González												

Con los índices de evapotranspiración de la tabla, los mapas de zonas según régimen pluviométrico y el mapa de evapotranspiración potencial promedio anual, se construyeron mediante el uso del sistema ArcGIS (2008), los mapas de evapotranspiración potencial mensual. Para ilustrar las diferencias de evapotranspiración potencial entre los meses, se editaron los mapas de julio y octubre. Julio mes de alta evapotranspiración con un promedio departamental de 111 mm/mes y octubre de baja con promedio departamental de 90 mm/mes. Lo que se aprecia comparando los dos mapas, pues el mapa de octubre presenta una tonalidad más clara.



7.3 Mapas mensuales de evapotranspiración potencial, bajo “El Niño” y “La Niña”

Las distintas condiciones de la temperatura superficial del mar en el Pacífico ecuatorial determinan, como ya se ha indicado en capítulos precedentes, variaciones en los montos de las variables climáticas como son: la temperatura y las lluvias en el espacio territorial del departamento de Caldas. También, el fenómeno cálido del Pacífico, “El Niño” y su contraparte fría, “La Niña” conllevan efectos en la evapotranspiración. Al aumentar la temperatura y disminuir las lluvias y por tanto aumentar el brillo solar durante “El Niño”, la evapotranspiración potencial aumenta; y al contrario durante “La Niña”, la temperatura y el brillo solar disminuyen, ocasionando una menor evapotranspiración potencial.

Con base en el análisis realizado en el numeral 5.6 del capítulo 5, en el que se cuantifican los efectos tanto de “El Niño” como de “La Niña” en las precipitaciones regionales, y el aumento de la temperatura regional durante el fenómeno cálido del Pacífico ecuatorial y disminución durante el frío, se calcularon los datos de las dos tablas siguientes donde se presentan los índices de evapotranspiración potencial por mes y por zona de comportamiento de las precipitaciones bajo esas dos condiciones en el Pacífico.

Zonas según régimen de precipitación	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic
Estiaje en EFM	1,24	1,15	1,12	0,98	0,98	1,05	1,14	1,13	0,99	0,95	0,97	1,14
Bimodal perfecto	1,18	1,09	1,08	0,96	1,00	1,09	1,19	1,18	1,03	0,93	0,95	1,10
Estiaje en JJA	1,19	1,07	1,09	0,98	1,00	1,15	1,25	1,17	0,99	0,94	0,94	1,10
Estiaje pronunciado en JJA	1,17	1,05	1,07	0,95	1,02	1,17	1,30	1,27	1,03	0,92	0,91	1,05
Bimodal perfecto alta variabilidad	1,23	1,09	1,08	0,95	0,97	1,11	1,23	1,17	0,99	0,93	0,97	1,15

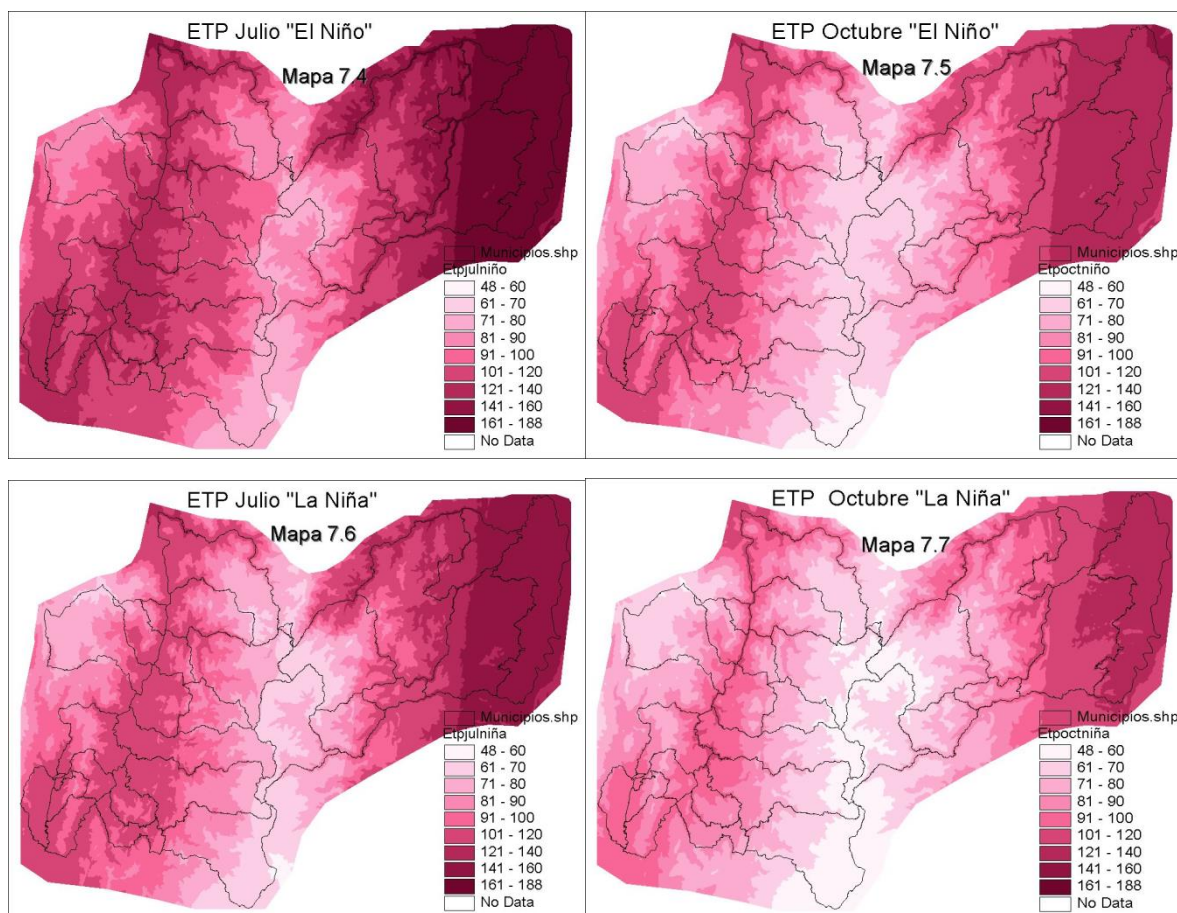
Cálculos; F. González

Zonas según régimen de precipitación	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic
Estiaje en EFM	1,07	0,96	0,99	0,88	0,87	0,92	0,97	0,95	0,87	0,85	0,86	0,99
Bimodal perfecto	0,99	0,91	0,94	0,87	0,90	0,96	1,03	1,00	0,93	0,84	0,84	0,96
Estiaje en JJA	1,01	0,90	0,95	0,88	0,90	0,99	1,05	1,00	0,88	0,83	0,83	0,93
Estiaje pronunciado en JJA	0,96	0,88	0,90	0,88	0,93	1,01	1,08	1,03	0,92	0,83	0,81	0,91
Bimodal perfecto alta variabilidad	1,05	0,92	0,95	0,85	0,88	0,96	1,04	1,00	0,88	0,83	0,85	0,97

Cálculos; F. González

Se editan los cuatro mapas siguientes de evapotranspiración potencial mensual: julio y octubre bajo “El Niño” y julio y octubre bajo “La Niña”,⁹⁷ para apreciar las diferencias entre los meses y entre las dos condiciones extremas del ENSO: “El Niño” y “La Niña”.

⁹⁷ No sobra advertir que los cálculos se hacen sobre el promedio de lo sucedido en los “Niños” y en las “Niñas”, por tanto, se han sucedido “Niños” más cálidos con una ETP mayor y “Niñas” más frías con ETP menor.



El promedio departamental de la ETP de julio bajo “El Niño” es de 121 mm/mes, de octubre bajo “El Niño” es de 95 mm/mes, de julio bajo “La Niña” es de 102 mm/mes y de octubre bajo “La Niña” es de 84 mm/mes⁹⁸. Es de destacar que la ETP en julio, bajo “La Niña”, es mayor que en octubre bajo “El Niño”, de donde se puede colegir que la variabilidad debida al ciclo anual, o sea al doble paso de la zona de convergencia intertropical sobre Colombia, en general, y sobre Caldas, en particular, es mayor que la variabilidad debida al ENSO en sus dos fases: cálida y fría.

⁹⁸ Que aumente la evapotranspiración potencial no determina que la evaporación real aumente, pues esta última depende del agua almacenada en el suelo. Si no hay la suficiente agua disponible no se alcanza el potencial de evapotranspiración. Este tema del balance hídrico se tratará en profundidad en el próximo capítulo.

8. Balance hídrico en el suelo

8.1 Conceptualización modelo de balance hídrico tipo agronómico

El balance hídrico en el suelo o balance hídrico de tipo agronómico permite la cuantificación de la disponibilidad de agua para los diferentes cultivos, así como las deficiencias hídricas para la sustentabilidad de estos. El balance hídrico es una contabilización del agua disponible en un lugar, para el mantenimiento de las coberturas vegetales que parte de suponer una reserva útil de agua en el suelo, la cual es afectada positivamente por el aporte hídrico atmosférico o precipitación, P , y afectada negativamente por la evapotranspiración real del lugar, ETR .

Cuando la diferencia entre P y ETR es positiva, se tiene un exceso hídrico que va a engrosar la reserva útil de humedad en el suelo. Y cuando esta diferencia es negativa se tiene un gasto de la humedad contenida en el suelo, es decir; un retorno a la atmósfera del agua en el suelo mediante la evaporación. Los excesos hídricos que no puede retener el suelo, pues este tiene un límite en el agua que puede contener, llamado capacidad de campo, ni utilizar la vegetación, se convierten en escurrimiento superficial y/o profundo que al llegar a los cauces forman los caudales. Así pues, es un instrumento útil con el que se pueden establecer los requerimientos de riego de una plantación o la producción hídrica de una cuenca.

El modelo, conocido como balance hídrico de Thornthwaite-Mather, de amplia aplicación agronómica, calcula las existencias y deficiencias de agua en el suelo mes a mes, siendo sus variables de entrada la precipitación y la evapotranspiración potencial ETP , de cada mes y teniendo como variable de estado el contenido de agua en el suelo. La simulación de la dinámica del agua en el suelo en lo referente a los procesos de humedecimiento y secamiento se realiza mediante ecuaciones que representan dichos procesos y que consideran el almacenamiento máximo de agua en el suelo o capacidad de campo. En lo referente al secamiento en el modelo

se representa la resistencia que opone el suelo a la extracción de la humedad en él contenida.

El almacenamiento máximo de agua en el suelo, AMAX, proviene del mapa de capacidad de campo, cuyo método de construcción será descrito en el siguiente numeral. Con el modelo se calcula mes a mes la evapotranspiración real; ETR, la suficiencia hídrica; ETR/ETP y el escurrimiento o escorrentía "in situ", Q.

La relación de suficiencia hídrica, ETR/ETP, o su inverso el índice de aridez, (ETP-ETR)/ETP, proveen una excelente caracterización de la sequía de un lugar, e indican el faltante hídrico para un óptimo desarrollo fisiológico de los cultivos, pues el rendimiento fotosintético está en proporción directa con la relación de suficiencia, ETR/ETP.

El modelo, como todo modelo de simulación, comienza con unas determinadas condiciones iniciales, situación en el mes cero, que para los efectos es el mes de diciembre, porque luego del trimestre de septiembre-octubre-noviembre, el más lluvioso del año, los suelos se encuentran saturados teniendo como contenido de humedad su capacidad de campo. Y avanza luego de mes en mes, asumiendo una determinada precipitación y un determinado potencial de evapotranspiración para cada uno de los meses posteriores.

- Aportes al modelo convencional de balance hídrico

a) El método de Thornthwaite propone que los sobrantes pluviométricos; P-ETP, van en su totalidad a engrosar la reserva útil, hasta alcanzar su máximo o capacidad de campo, AMAX. Esto es evidentemente falso en pendientes empinadas sometidas a aguaceros intensos. Con el fin de aminorar los errores más evidentes se consideró el escurrimiento inmediato, QI, como un valor porcentual de la precipitación incidente dependiendo de la textura del suelo y la pendiente, mediante un coeficiente denominado: Cfi, siguiendo las directrices de la corrección propuesta por LeCarpentier, Umaña y Vega (1975). El

fenómeno del escurrimiento inmediato sucede cuando la intensidad de la lluvia es mayor que la tasa de infiltración.

b) La formulación convencional de balances hídricos supone que las plantas, mediante su sistema radicular son capaces de extraer toda el agua que requieran del suelo. El modelo aquí adoptado asume que la extracción de agua del suelo, en condición de secamiento, sólo alcanza un porcentaje de la necesidad dependiendo de la textura del suelo, representándose de esta manera la resistencia que opone el suelo a la extracción del agua por las plantas y la atmósfera, mediante un coeficiente denominado, C_{extrac} , cuyo valor es inferior a 1,0.⁹⁹

⁹⁹ El modelo aquí formulado no contempla los efectos hidrológicos del uso de los suelos y su cobertura vegetal, que evidentemente tienen su importancia. La razón de esta ausencia es que no se contó con un mapa de uso del suelo o cobertura vegetal del Departamento. CORPOCALDAS en el año de 2012 levantó un mapa departamental de uso del suelo. Con este mapa se puede, con relativa facilidad, mejorar la precisión del balance hídrico aquí formulado, contemplado el efecto de la cobertura vegetal sobre la humedad contenida en el suelo. Mas cuando se hizo el presente balance hídrico el mapa aún no estaba disponible, y por supuesto requiere la autorización de CORPOCALDAS para su utilización.

Con los datos de interceptación de la lluvia, almacenamiento de agua en el follaje, escorrentía para diferentes coberturas vegetales presentados en: S. Velásquez y A. Jaramillo (2009), Álvaro Jaramillo (2005), A. Jaramillo y B. Chaves (1999), R. van Ek (1995), E. J. Veneklaas (1995), se pueden determinar valores de los parámetros que cuantifiquen los efectos hidrométricos del uso del suelo. Una cobertura vegetal de bosque primario puede almacenar en su dosel una lámina de agua de 1,5 mm, la cual va a alimentar directamente la evaporación. En la escala mensual puede significar unos 40 mm/mes, como aporte a la evaporación, preservándose la humedad contenida en el suelo. Por supuesto, una cobertura vegetal densa reduce de manera significativa el escurrimiento inmediato, reducción que según los datos de los autores citados puede sobrepasar el 60%. Entonces, el valor de la capacidad de campo, $AMAX$, que sería el máximo almacenaje hídrico del sistema suelo-planta, y del coeficiente de flujo inmediato, C_{fi} , se tendrían que modificar según el efecto del uso del suelo en ellos.

8.2 Ecuaciones del modelo de balance hídrico tipo agronómico

Escorrentamiento Inmediato, $Q_{I_{mes}} = Cfi * P_{mes}$

Diferencia entre aporte y gasto (variable ficticia o temporal); DIF_{mes}

$$DIF_{mes} = P_{mes} - Q_{I_{mes}} - ETP_{mes}$$

Condición de Recarga Hídrica del Suelo [$DIF_{mes} > 0$]

$$ALM_{mes} = ALM_{mes-1} + DIF_{mes}$$

Si [$ALM_{mes} > AMAX$] entonces: $ALM_{mes} = AMAX$

$$ETR_{mes} = ETP_{mes}$$

$$SUF_{mes} = 100$$

$$Q_{mes} = P_{mes} - ETP_{mes} - (ALM_{mes} - ALM_{mes-1})$$

Condición de Secamiento del Suelo [$DIF_{mes} < 0$]

$$ALM_{mes} = ALM_{mes-1} + Cextrac * DIF_{mes} \quad (DIF \text{ es negativo})$$

Si [$ALM_{mes} < 0$] entonces: $ALM_{mes} = 0$

$$ETR_{mes} = P_{mes} - Q_{I_{mes}} + (ALM_{mes-1} - ALM_{mes})$$

$$SUF_{mes} = 100 * (ETR_{mes} / ETP_{mes})$$

$$Q_{mes} = Q_{I_{mes}}$$

donde: $AMAX$, almacenamiento máximo del suelo (capacidad de campo)
 ALM_{mes} , almacenaje de agua en el mes
 ALM_{mes-1} , almacenaje de agua en el mes anterior
 ETP_{mes} , evapotranspiración potencial mensual
 ETR_{mes} , evapotranspiración real mensual
 P_{mes} , precipitación mensual
 Q_{mes} , escurrimiento mensual
 $Q_{I_{mes}}$, escurrimiento inmediato mensual
 SUF_{mes} , suficiencia hídrica (ETR_{mes} / ETP_{mes} en %)
 Cfi , coeficiente de flujo inmediato
 $Cextrac$: coeficiente de extracción de humedad del suelo

Variables de entrada: P_{mes} , ETP_{mes} , $AMAX$

Variable de estado de humedad del suelo: ALM_{mes}

Variables calculadas: ETR_{mes} , Q_{mes} , $Q_{I_{mes}}$, SUF_{mes}

Todas las variables, excepto SUF, están medidas en mm/mes.¹⁰⁰

Para efectos de presentación se incluyeron las variables QL_{mes} que es el escurrimiento “in situ” en $l/s \cdot km^2$ y Iarid (índice de aridez en %):¹⁰¹

$$QL_{mes} = 0,386 * Q_{mes} \quad (\text{mes 30 días})$$

$$QL_{mes} = 0,373 * Q_{mes} \quad (\text{mes 31 días})$$

$$QL_{mes} = 0,410 * Q_{mes} \quad (\text{febrero})$$

$$Iarid_{mes} = 100 - SUF_{mes}$$

Cfi: coeficiente de flujo inmediato	
Textura Suelo	Cfi
Arena	0,1
Limo	0,15
Arcilla	0,2
Roca	0,25
Agua	0,4

Cextrac: coeficiente de extracción de humedad del suelo	
Textura Suelo	Cextrac
Arena	0,9
Limo - Franco	0,8
Arcilla	0,7
Roca	0,6
Agua	1,0

La pendiente afecta el flujo inmediato, a una mayor pendiente la lluvia caída escurre sobre la superficie con mayor facilidad, por lo que se estableció una corrección por pendiente del coeficiente de flujo inmediato:

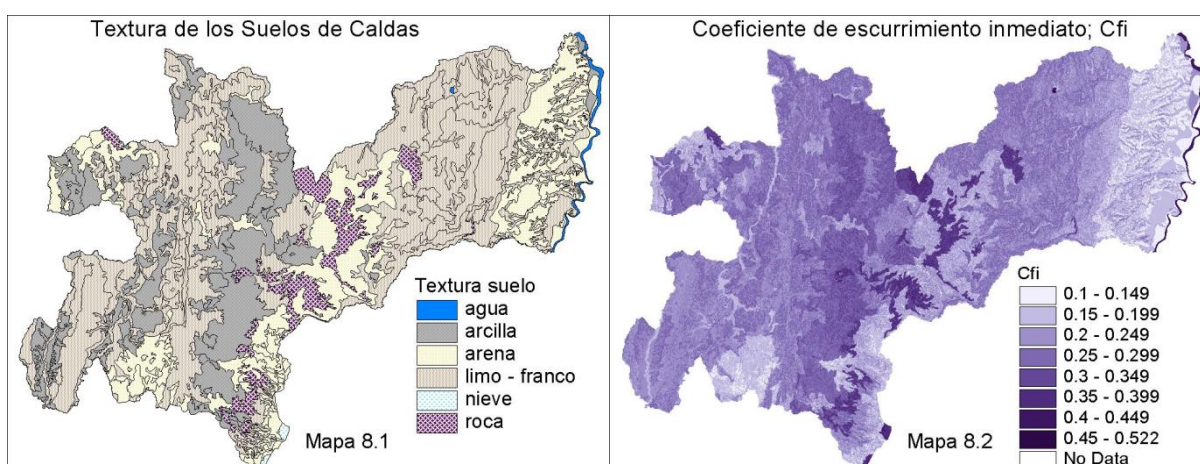
¹⁰⁰ La ecuación del escurrimiento inmediato o superficial, QI, está planteada para estimar el escurrimiento en condiciones de meses de relativa sequía, cuando P es menor o apenas mayor que ETP, y no obstante esta condición climática se da algún escurrimiento. Cuando P supera por bastante a ETP, la evaporación real es virtualmente la potencial y el escurrimiento es la diferencia entre P y ETP menos lo que se haya almacenado en el suelo. En términos estrictos, la ecuación en condiciones de recarga: $Q_{mes} = P_{mes} - ETP_{mes} - (ALM_{mes} - ALM_{mes-1})$, no es una estimación del escurrimiento subsuperficial, pues parte de lo calculado con esta expresión bien puede escurrir de manera superficial cuando se ha saturado el suelo, pero para los fines agronómicos del balance hídrico el modelo es suficiente.

No sobra advertir que en un mismo mes en algunas partes del Departamento pueden darse condiciones de recarga hídrica y en otras condiciones de secamiento del suelo.

¹⁰¹ Cuando se habla de escurrimiento “in situ”, es el escurrimiento provocado por la lluvia incidente en el lugar, no la escorrentía derivada de filtraciones aportadas por circulaciones fluviales provenientes de lugares aledaños o de los flujos de caudal.

$$Cfi = Cfi + 2 * (Pendiente^{0,5}) / 100 \quad (\text{pendiente en } ^\circ)$$

Con la aplicación del modelo sobre los mapas departamentales de precipitación mensual y evapotranspiración potencial mensual presentados en los capítulos 5 y 7, y con los coeficientes Cfi y Cextrac especializados se obtienen, obviamente, mapas de las variables calculadas por el modelo. Los mapas, exhibidos a continuación, ilustran la espacialización de los coeficientes mencionados en el territorio departamental.



El modelo se puede aplicar en las fases extremas del ENSO, “El Niño” y “La Niña”, simplemente tomando los mapas mensuales de precipitación y evapotranspiración potencial levantados, en los capítulos 5 y 7, para ambas condiciones de la temperatura superficial del Pacífico Ecuatorial.

8.3 Capacidad de campo de los suelos - mapa ¹⁰²

Para efectos de determinar el agua que un suelo puede almacenar, es necesario inferir la capacidad en campo de recepción y retención de agua dinámicamente

¹⁰² Aquí se entiende el suelo en su connotación pedológica, es decir, la dermis superficial de la litosfera, donde las plantas están ancladas y de donde pueden extraer agua para sus procesos biológicos mediante el sistema radicular. Más como lo entienden los agrónomos que los geólogos e ingenieros civiles.

estable a nivel subsuperficial, conocida comúnmente como capacidad de campo, que indica el almacenamiento máximo de agua que un suelo puede contener. Esta variable tiene importancia hidrológica pues un suelo con alta capacidad de campo mitiga el escurrimiento debido a lluvias torrenciales, como es el caso de los suelos forestales.

La capacidad de campo depende estrechamente de las texturas prevalecientes en los diferentes horizontes del suelo en primer lugar, y concomitantemente, por supuesto, del espesor de cada uno de los horizontes, y por ende de la profundidad efectiva del suelo. Cuando el exceso de agua se ha eliminado después de una precipitación fuerte, principalmente por percolación, se dice que el suelo está a capacidad de campo, o sea que posee una cantidad máxima de almacenamiento de humedad útil para las plantas. En un suelo bien drenado, esta condición se alcanza entre uno y dos días después de una lluvia fuerte o riego profundo. En un suelo a capacidad de campo, o límite superior de almacenamiento de agua en el suelo, el agua está retenida con un potencial de energía o fuerza, equivalente a un tercio de atmósfera o bar ($1 \text{ bar} = 1 \text{ atmósfera} = 10 \text{ m columna de agua}$). A 0,3 atmósferas un suelo arenoso retiene poco más de un 5% de humedad, mientras que un suelo arcilloso puede alcanzar una humedad cercana al 50%. Un suelo a su capacidad de campo tiene la condición de humedad más adecuada para el desarrollo de las plantas.

Para calificar la capacidad de retención de agua de los suelos de Caldas, se hizo uso del estudio *Suelos Departamento de Caldas* (López y Díaz, Instituto Geográfico Agustín Codazzi –IGAC-, 1988), en especial del mapa de unidades taxonómicas de suelos a escala 1:200.000 construido en dicho estudio. El mapa y estudio citados fueron la base para el levantamiento del mapa de capacidad de retención de agua. Sin embargo, se cotejó con el *Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Caldas* (González Humberto, INGEOMINAS, 1993) y con los propios resultados climáticos de la *Caracterización Climática del Departamento de Caldas* (F. González, CORPOCALDAS, 1997) para identificar propiedades del suelo heredadas de la roca madre y/o propiciadas por el clima.

- Clasificación de los suelos según su capacidad de campo

La capacidad de campo depende de la textura y de la profundidad del suelo. En general los suelos limosos o francos tienen una alta capacidad de retención hídrica por su porosidad y alta transmisividad. Los suelos arcillosos pueden almacenar grandes cantidades de agua pero su transmisividad es mucho menor, incluso pueden limitar la capacidad de las plantas de extraer agua de ellos y la aireación es pobre, siendo algunos como las arcillas expansivas, potencialmente encharcables. Los suelos arenosos poseen poca capacidad de retención de agua, aunque su transmisividad es muy alta, son bien aireados y absorben el agua muy fácilmente, pero tienen la limitante de que no retienen agua suficientemente (Figura 8.1).

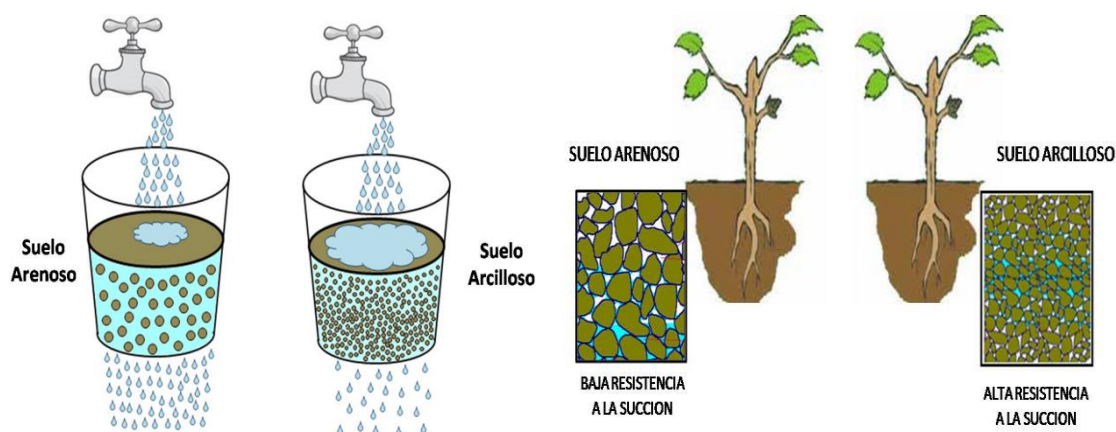


Figura 8.1. Retención de agua en suelo arenoso y suelo arcilloso. Adaptada de: Comisión Nacional de Riego, Gobierno de Chile.

Para cada unidad taxonómica identificada en el mapa de suelos se calificó su textura y su capacidad de retención hídrica con la siguiente clasificación: ¹⁰³

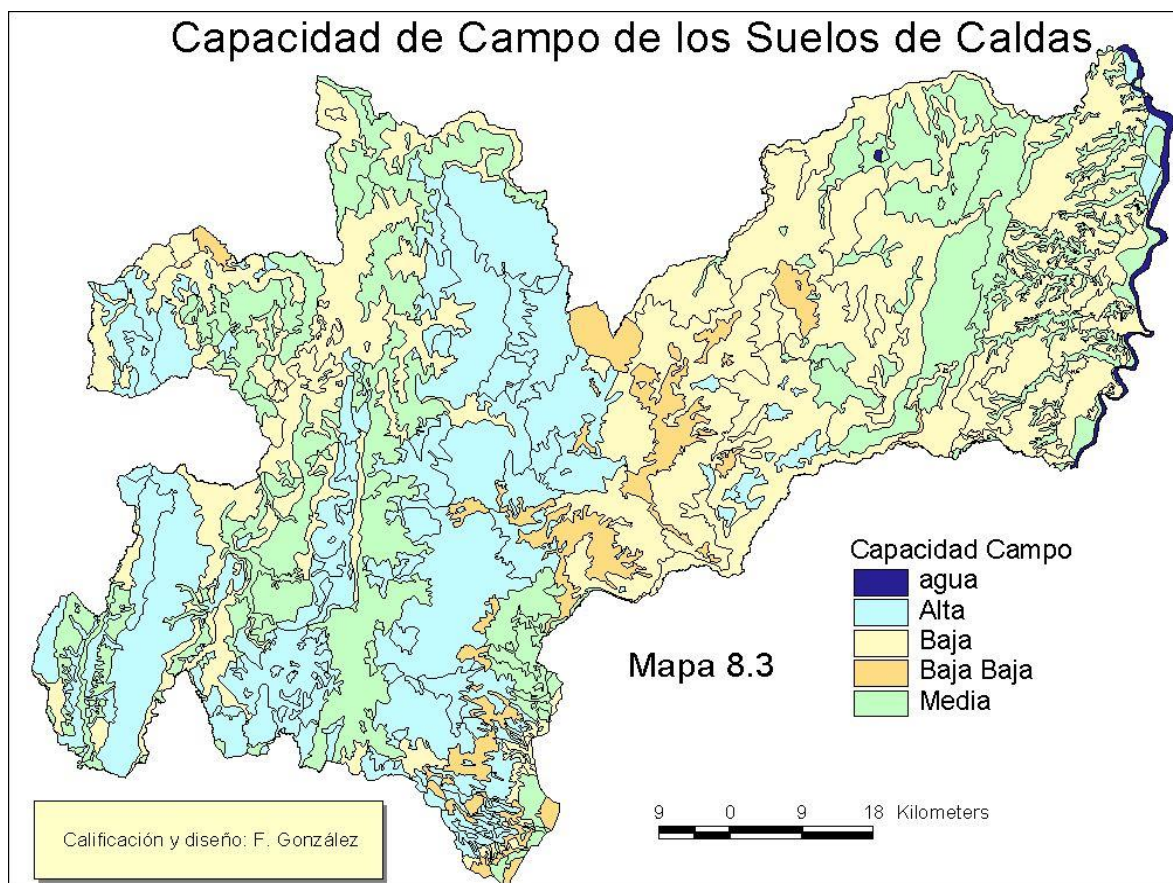
Capacidad de Campo			
Calificación		Rango (mm)	Valor Tipo (mm)
Bajo Bajo	BB	<40	20
Bajo	B	40 - 80	60
Medio	M	80 - 150	120
Alto	A	150 - 260	200

¹⁰³ Los suelos derivados de gruesas capas de cenizas volcánicas pueden superar una capacidad de campo de 300 mm. Se limitó a 200 mm la capacidad de campo, porque las raíces de una vegetación arbustiva suelen alcanzar 1 m de profundidad, haciendo que el almacenaje hídrico útil para esta vegetación sea apenas algo más de 200 mm.

La Tabla 8.1 muestra los resultados de la clasificación. De manera general se puede apreciar que los suelos del oriente de Caldas tienen poca retención hídrica. Los del centro y occidente una alta retención, excepto en los cañones de los ríos Cauca y Arma. El Mapa 8.3, es el despliegue espacial de la tabla clasificatoria.

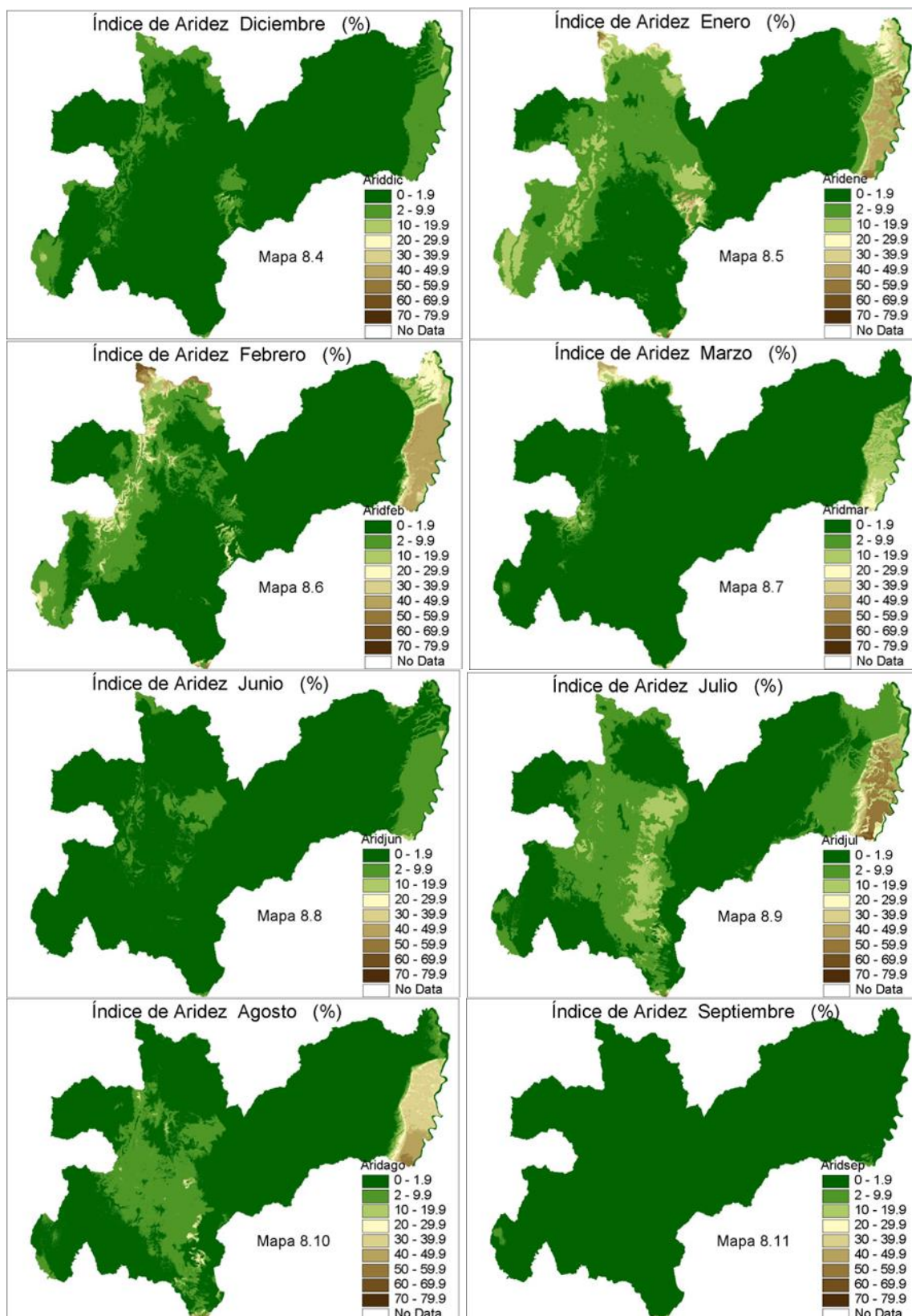
Tabla 8.1. Clasificación de suelos de la capacidad de campo									
Unidad Taxonómica	símbolo	ha	textura	capacidad	Unidad Taxonómica	símbolo	ha	textura	capacidad
Nival	NP	1.040		BB	Taudia-Chichiná	TH	40.570	franca	A
Subnival -detríticos	ZP	2.680	arena	M	Iberia-San Lorenzo	BE	10.180	franca	M
Ventanas	VE	4.220	arena	B	Riosucio-San Lorenzo-Bonafont	RL	4.610	arcilla	M
Peñas-Ventanas	PV	1.500	arena	BB	Bonafont	BN	3.790	franca	B
El Cisne-Leonera	EC	460	arena	M	Cerro Gordo-Medina	CM	40.320	franca	M
Cabaña	CA	26.020	franca	A	Moro-La Miel-Culata	RR	37.560	franca	B
Letras	LE	11.649	arena	M	Río Arma-Castilla	RC	48.830	franca	B
Santa Isabel	SI	112.940	arcilla	A	Lajosa	AJ	380	arena	BB
Santa Isabel-Pensilvania	SE	58.140	arena	B	Lutaina-La Felisa	LU	33.730	arcilla	M
Pensilvania-Marulanda	EM	13.300	arena	B	San Felipe-Victoria	FE	4.740	franca	B
Villa María-Santa Isabel	VI	5.400	arena	A	Honda-Guayacán	HO	52.060	arena	B
Arboloco	AR	200	arena	M	La Gloria-Guarinó	LO	15.020	franca	M
Chichiná	CH	20.150	arena	A	San Marcos-La Perla	SM	4.500	arcilla	A
Líbano	IB	3.120	franca	A	Vista Buena	VB	2.040	arcilla	A
Florencia	FR	10.840	franca	M	Guarinocito-Doña Juana	LA	7.860	franca	B
Chichiná-Azufrado-Cedral	CL	19.560	franca	M	Guayabo-Potosí	GB	1.160	arena	B
Chichiná- El Cedral	CC	6.530	franca	A	Asia-Viterbo	AP	7.950	arcilla	A
Azufrado-Líbano	GA	27.280	franca	B	Manba-El Retiro	MA	3.290	franca	M
Azufrado	AZ	4.860	franca	B	Guarinó-Samaná	GR	6.300	franca	M
El Cedral-Azufrado	CZ	23.980	franca	M	Plata-Fernín	PF	4.260	arena	M
Azufrado-Samaná-Galería	ER	27.880	franca	B	Tierras-Miscelaneas	SR	30.020	roca	BB

Calificación: F. González



8.4 Mapas del modelo de simulación del balance hídrico, condición neutra

Los siguientes mapas muestran la especialización en el Departamento del índice de aridez en distintos meses, en la situación de las lluvias promedio mensuales y de la evapotranspiración potencial promedio mensual. La secuencia de mapas avanza desde los inicios de los dos períodos de relativa sequía del año, es decir, desde los meses de diciembre y junio, hasta la culminación de estos períodos y el inicio de la recarga hídrica de los suelos en marzo y septiembre. Así pues, se muestra cómo avanza la aridez a medida que el año se adentra en los períodos de sequía y luego como disminuye la sequía cuando sobrevienen las temporadas lluviosas. No se editaron los índices de aridez de los meses de abril, mayo, octubre y noviembre, pues en ellos no existen ni las mínimas deficiencias hídricas. Se inicia la secuencia de mapas en junio, por ser este mes cuando se inicia el año hidrológico colombiano. El índice de aridez es un indicativo de la suficiencia hídrica existente en los suelos para los procesos vegetativos de las coberturas vegetales, o del déficit hídrico de los cultivos.



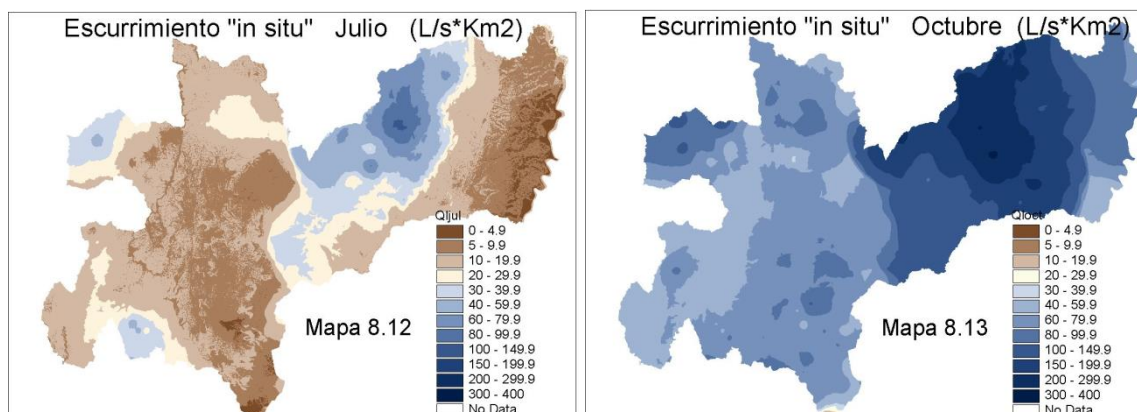
El color verde oliva denota completa suficiencia hídrica, desde el tono amarillo y, obvio, en los tonos marrón se tienen deficiencias hídricas de importancia. Los

tonos marrones señalan las áreas y los meses propensos a la ocurrencia de incendios forestales por aridez pronunciada.

Se observa en los mapas que el Magdalena Medio caldense es la zona del Departamento con mayor aridez; mayor es el déficit hídrico en esa zona en cuanto se avanza en ella hacia el sur. Un área árida de escasa extensión se encuentra en el extremo sur del Departamento en las faldas del Nevado de Santa Isabel. Los cañones del Arma y del Cauca presentan déficit hídricos de cierta importancia, mayores en enero y febrero que en julio y agosto ¹⁰⁴. Si se otean los mapas con atención, se aprecia que en los meses de diciembre, enero y febrero se presenta una deficiencia hídrica al oriente de la divisoria de aguas de la Cordillera Central, fenómeno que no se da en los meses de julio y agosto. En estos dos últimos meses, al occidente de dicha divisoria, la aridez es más pronunciada que en enero y febrero. También, se alcanza a apreciar la importancia de los suelos en este balance hídrico de tipo agronómico.

Los siguientes dos mapas, también producto del modelo de simulación del balance hídrico, ilustran el escurrimiento “in situ” o escurrimiento provocado en todo lugar por la lluvia incidente. El primer mapa es de julio, el mes con menos escurrimiento con un valor promedio para el departamento de 20,5 L/s*km² y un valor modal entre 9,5 y 11,1 L/s*km². El segundo mapa es de octubre, el mes con mayor escurrimiento con un promedio de 101,7 L/s*km² y una moda entre 60,2 y 69,7 L/s*km². Es abismal la diferencia del escurrimiento “in situ” entre los dos meses.

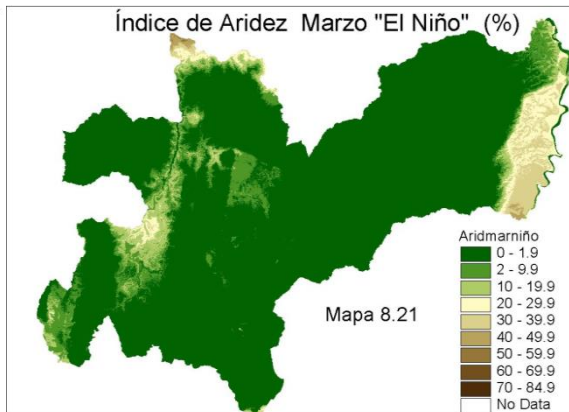
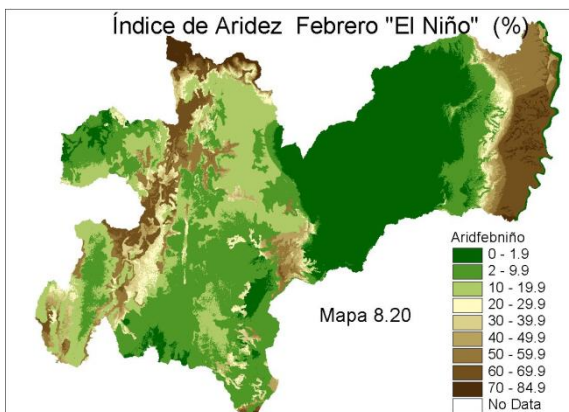
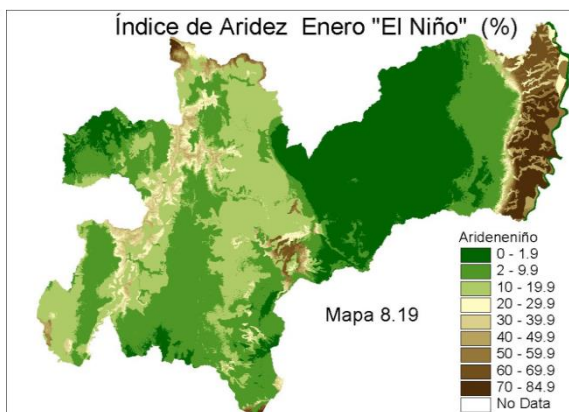
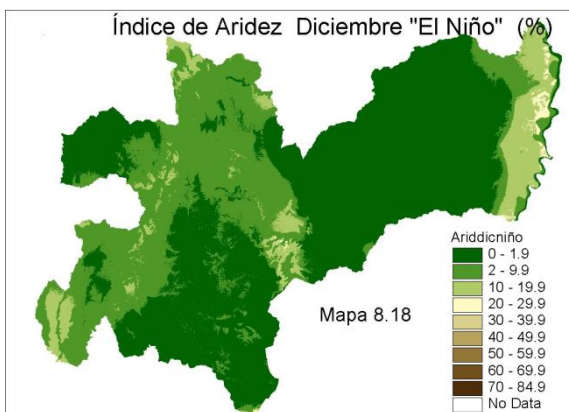
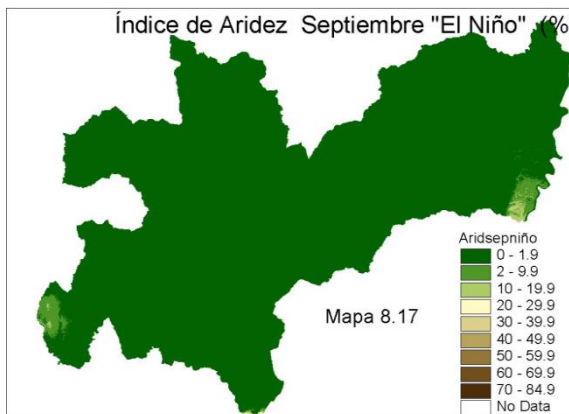
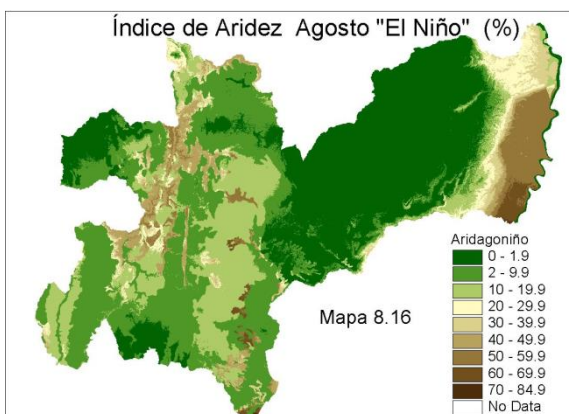
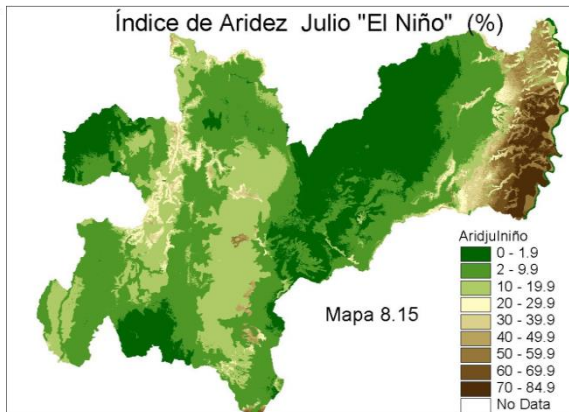
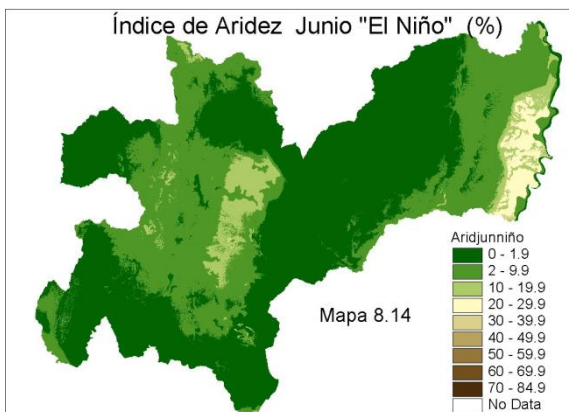
¹⁰⁴ Áreas en las que la formación vegetal natural del sitio posee características xerofíticas, lo que corrobora la validez del modelo de balance hídrico tipo agronómico.



Con los mapas mensuales de esgurrimiento se puede alimentar un modelo de acumulaci3n de caudales, que calcule los caudales fluyentes en los cauces colectores en cada mes bajo distintas condiciones macroclimáticas. Obvio, hay que estimar los caudales generados por rezagos en el esgurrimiento de meses anteriores, o sea, flujos lentos que discurren a trav3s de la litología del subsuelo. Acumulaci3n que se puede realizar, por supuesto, en las cuencas interiores del Departamento, es decir, en las cuencas no compartidas con los departamentos colindantes.

8.5 Mapas del modelo de simulaci3n del balance hídrico, condiciones an3malas del Pacífico

La siguiente secuencia de mapas muestra el índice de aridez en la condici3n de un evento cálido del Pacífico, "El Niño". Para este prop3sito, se oper3 el modelo de simulaci3n de balance hídrico con la precipitaci3n y la evapotranspiraci3n potencial en cada mes bajo dicha condici3n, precipitaciones mensuales que tienden a ser m3s bajas que en la condici3n neutra, y a la vez, la evapotranspiraci3n es un tanto mayor (ver numerales 5.6 y 7.3). Secuencia que se inicia en junio, pues es en este mes que, generalmente, los efectos climáticos e hidrol3gicos del calentamiento an3malo de las aguas superficiales en el Pacífico Ecuatorial empiezan a sentirse en el territorio colombiano cuando acaece el inicio del fen3meno.



Es notable la diferencia del balance hídrico entre las condiciones neutra y la condición de un evento cálido del Pacífico, como se aprecia cotejando los mapas mensuales del índice de aridez de una y otra condición. Es dramático el estado de sequía del Magdalena Medio caldense en el mes de julio y en los meses de enero y febrero cuando acaece “El Niño”, un tanto menos en agosto pero, así mismo, de importancia. De dramática, también, se puede calificar la sequía en los cañones del Arma y del Cauca en febrero, un tanto menor en agosto. Y agudo también es el estado de sequía en buena parte del Municipio de Marulanda, y en pequeñas áreas del parque natural los nevados en los meses de enero y febrero.

Se puede afirmar que en la mayoría del territorio del Departamento de Caldas se da una situación de insuficiencia hídrica para los procesos vegetativos de las coberturas vegetales cuando un evento cálido del Pacífico ocurre, en particular, en los meses de julio agosto, enero y febrero. Salvo el núcleo de altísimas precipitaciones del Municipio de Samaná que se extiende por parte del de Pensilvania y de pequeñas áreas aisladas en los municipios de Riosucio, Chinchiná, Marulanda y Manzanares, donde los efectos secantes del fenómeno cálido no afectan la vegetación. En la mayor parte del Departamento los cultivos y las pasturas se ven afectadas, siendo esta afectación de fuerte a muy fuerte en algunos lugares ya reseñados. Condiciones de sequía extrema que propician la ocurrencia de incendios forestales.

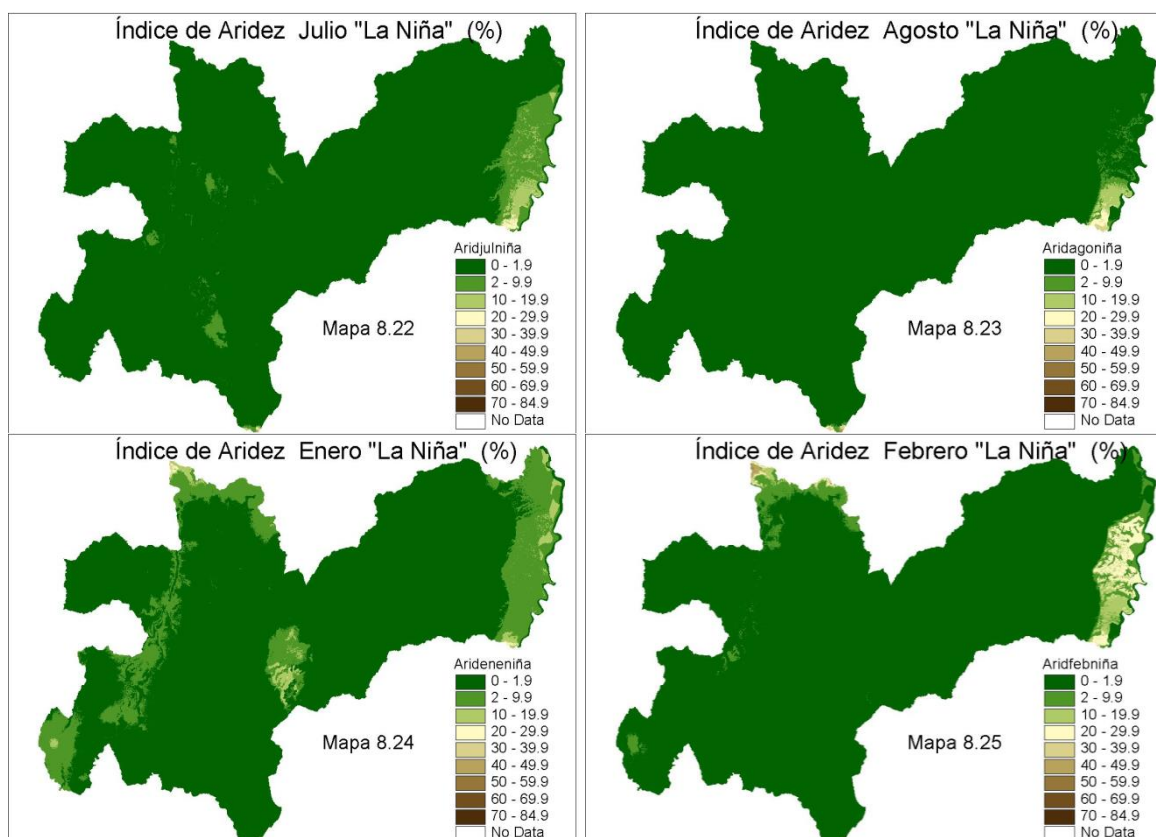
En los meses de abril, mayo, octubre y noviembre, a pesar de los efectos secantes de “El Niño” en la hidrología colombiana, en Caldas estos efectos no afectan en absoluto la suficiencia hídrica para las plantas. En el territorio departamental no se presenta déficits hídricos, razón por la cual no se editaron los mapas del índice de aridez de estos meses bajo “El Niño”.¹⁰⁵

Poveda, Jaramillo y Mantilla (2000), ilustran el efecto de secamiento en el suelo

¹⁰⁵ Eventualmente se ha dado un abril, un mayo o un octubre donde la sequía ha llegado a tener alguna importancia. Pero se está hablando de la situación promedio de los abrils, mayos u octubres bajo el fenómeno de “El Niño”.

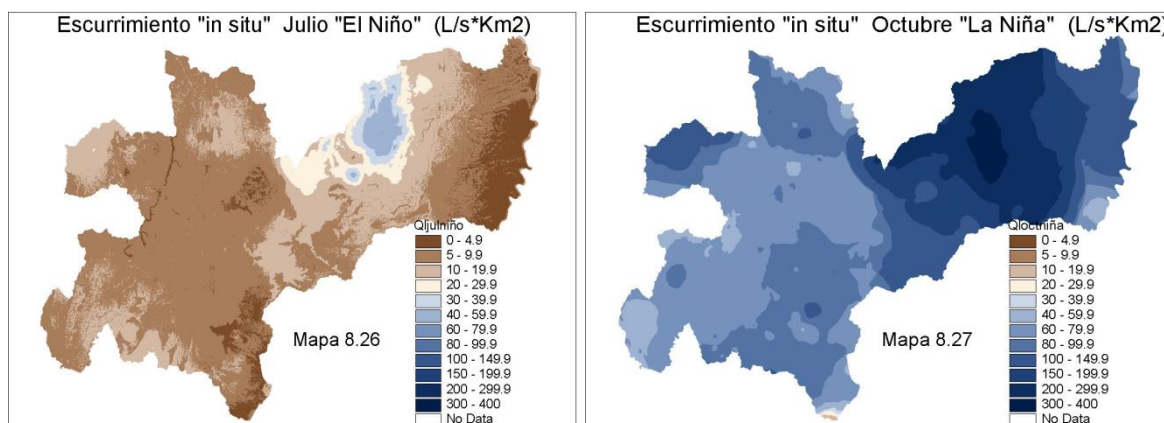
de Cenicafé del evento cálido del Pacífico de 1997-1998, con dos gráficas de la evolución de la humedad volumétrica, una a 20 cm y la otra a 40 cm de profundidad, en las que se aprecia que sólo a mediados del año 1997 la humedad del suelo cayó ostensiblemente, se recupera a final del año para luego caer a principios del año 1998. Lo que es congruente con el índice de aridez bajo el fenómeno de “El Niño” del lugar mostrado en los mapas y con lo que se comprueba la validez del modelo del balance hídrico agronómico.

A pesar del aporte hídrico atmosférico extraordinario durante el fenómeno frío del Pacífico en algunos meses, los meses de lluvias bajas, se presenta algún déficit como lo muestran los siguientes mapas del índice de aridez en los meses de julio, agosto, enero y febrero bajo el fenómeno de “La Niña”. La secuencia de mapas tiene ese orden porque “La Niña” según el índice Niño3, generalmente comienza en abril o mayo.



Se observa en los mapas que durante “La Niña”, el primer período de lluvias bajas del año ocasiona déficit hídricos comparativamente mayores que los del período de lluvias bajas de mitad de año. En los meses de junio, diciembre y marzo, durante la fase fría del ENSO, se presentan déficit hídricos de poca cuantía en algunos lugares del departamento.

Los dos mapas abajo editados, ilustran las grandes diferencias en escurrimiento entre los meses bajo distintas condiciones macroclimáticas. El primer mapa es del julio en la condición macroclimática de “El Niño”, cuyo valor promedio es de 11,0 L/s*km² y un valor modal entre 6,8 y 7,8 L/s*km². El segundo mapa es del octubre bajo “La Niña” cuyo promedio es de 119,9 L/s*km² y una moda entre 66,5 y 72,0 L/s*km². Confróntense estos mapas con los mapas 8.12 y 8.13, y se encontrará una disminución apreciable en el escurrimiento entre el julio en condición “neutra” y el julio bajo “El Niño”. Y un aumento, no muy importante, en el escurrimiento de octubre bajo “La Niña” con respecto a la condición neutra.



9. Potencial de receptividad/transmisividad hídrica del sustrato litológico

El agua que escurre desde el suelo, una vez caída la lluvia y satisfecha la demanda atmosférica de humedad mediante la evaporación, se dirige a los cauces naturales ya sea por vía superficial abriéndose paso en la superficie de los terrenos, o subterránea profundizándose en el subsuelo al percolarse dentro del sustrato litológico. El tiempo que transcurre desde que se ocasiona el escurrimiento debido a la lluvia hasta arribar las aguas lluvias a los cauces colectores, depende no sólo de los montos del fluido sino de las condiciones físicas del suelo y del subsuelo. En otras palabras, la respuesta hidrológica de las cuencas a una precipitación incidente, está condicionada en mucho por las características fisiográficas de esas cuencas, en especial de la cobertura vegetal, la topografía, la pendiente, la permeabilidad del suelo, la capacidad acuífera del sustrato litológico y sus dimensiones. Por tanto, antes de abordar el estudio de la cuantificación de los caudales del Departamento de Caldas, aquí se hace un análisis somero del potencial de receptividad y transmisividad de las unidades litológicas del Departamento definidas por el Instituto de Investigaciones en Geociencias, Minería y Química –INGEOMINAS- en el *Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Caldas* (González Humberto, 1993). Esta calificación del potencial hidrogeológico tiene una exactitud dada por la escala del mapa, 1:250.000, es decir, es una calificación de esa cualidad hidráulica a escala regional, no con la precisión que requieren estudios de una cuenca en particular.

9.1 Conceptualización potencial de receptividad/transmisividad hídrica a nivel subterráneo

Utilizando el citado mapa como base, tanto para la localización geográfica general, como para la identificación del sustrato litológico, considerados como los parámetros guía fundamentales iniciales para tratar de comprender la

dinámica hidrogeológica regional, se realizó un ejercicio de “juicio de experto” para calificar el potencial de receptividad/transmisividad de las rocas aflorantes del subsuelo. Se trata del potencial máximo anual asimilable y transmisible por intermedio de la circulación de los acuíferos hacia los afloramientos naturales, los llamados manantiales, o artificiales: pozos y aljibes. En este juicio entran varios factores como: si el sustrato litológico es roca sólida o fracturada, el tamaño del grano, si es sedimentaria, ígnea o metamórfica, su edad, sus compuestos, el comportamiento hidrológico de los ríos que por el discurren y la topografía. En general, se puede decir que las rocas sedimentarias tienen un mayor potencial, máxime si estas son del cuaternario, que las ígneas y metamórficas.

Los espacios abiertos, vacíos o intersticios en las rocas son los receptáculos para el almacenamiento y circulación del agua subterránea. Esta circulación puede ser de dos tipos:

- a) Permeabilidad hídrica primaria o circulación de agua por los poros de las rocas, frecuente en formaciones sedimentarias.
- b) Permeabilidad hídrica secundaria donde la circulación de agua se hace por las fracturas y fisuras del sustrato rocoso. Se da preferentemente en rocas ígneas o metamórficas, y también en rocas calcáreas.

El rango de valores concretos estimados osciló entre los 10 y los 800 mm/año. Sin embargo, tanto para guardar el resultado final del “juicio del experto” dentro de un orden de magnitud razonable de exactitud/precisión, como para generar un mapograma tipo-topológico visualmente manejable como un todo, se establecieron tres categorías tipológicas, a saber:

Bajo: Sustratos litológicos con bajo potencial de receptividad/transmisividad con valores entre 10 y 100 mm/año (acuífugos).

Medio: Sustratos litológicos con capacidad media de receptividad/transmisividad con valores entre 100 y 300 mm/año.

Alto: Sustratos litológicos con alta capacidad de receptividad/transmisividad con valores entre 300 y 800 mm/año (acuíferos).

9.2 Clasificación del sustrato litológico según su potencial de receptividad/transmisividad hídrica - mapa

Para cada unidad identificada en el mapa geológico se calificó su potencial hidrogeológico con la siguiente clasificación:

Calificación		
1	Bajo	B
2	Medio	M
3	Alto	A

La Tabla 9.1 muestra el resultado de la clasificación. En general, los sustratos litológicos sedimentarios del cuaternario y del terciario tienen una alta capacidad de receptividad/transmisividad hídrica. Las rocas compactas ígneas y metamórficas tienen una baja capacidad. El producto de la espacialización de la calificación contenida en la tabla es el Mapa 9.1. En él se aprecia que la zona montañosa del oriente de Caldas posee unas formaciones líticas impermeables. Los valles del Magdalena y Risaralda son potencialmente receptores de ingentes cantidades de agua. La vertiente occidental de la Cordillera Central posee alta capacidad hidrogeológica salvo en algunas áreas, lo mismo que la porción de la Cordillera Occidental perteneciente al Departamento.

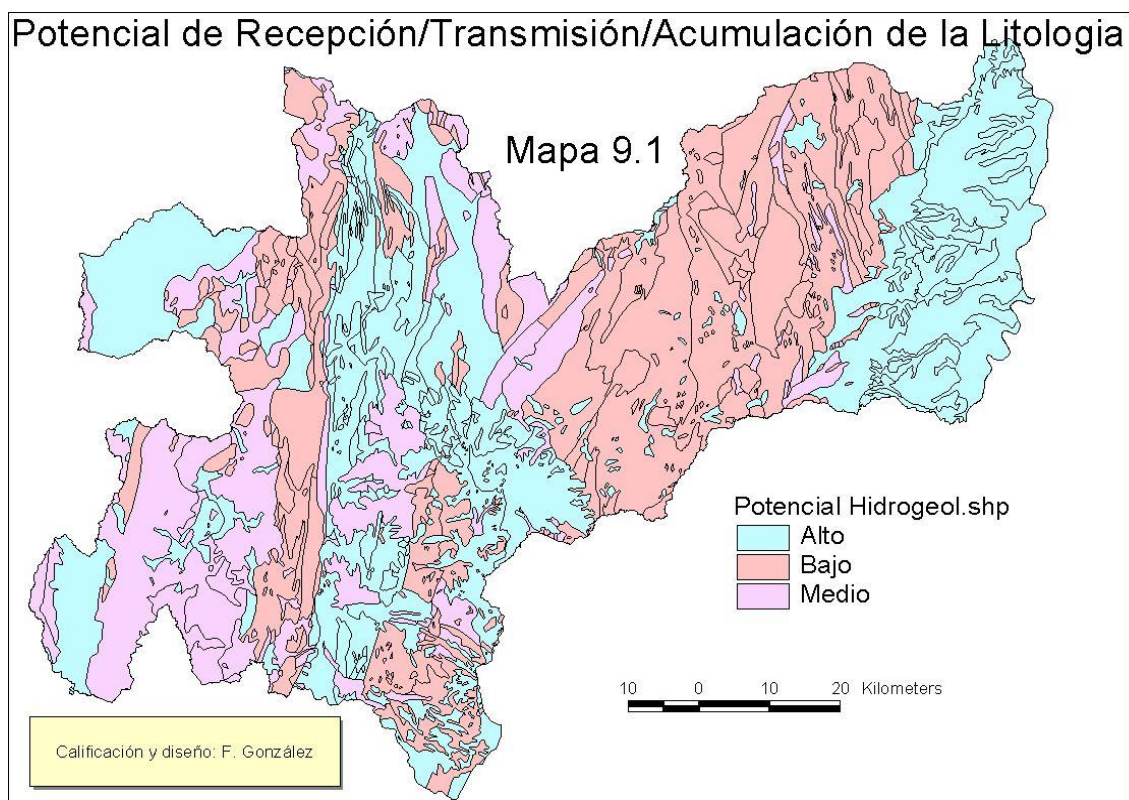
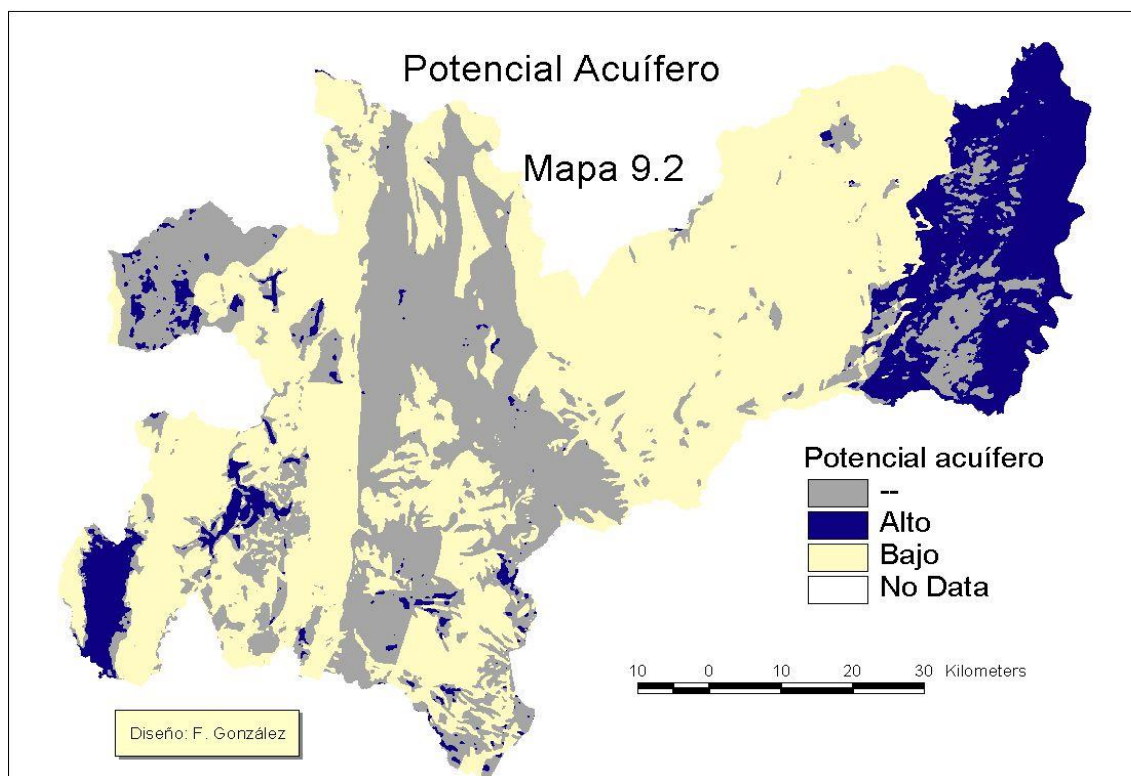


Tabla 9.1. Clasificación del sustrato litológico por su potencial de receptividad/transmisividad hídrica		
FORMACION LITOLOGICA	Símb.	Calif. Hidro
Aluviones recientes	Qar	Alto
Flujos de Lodo Volcánico		
Depósitos de cenizas, arenas, fragmentos y bloques rocas volcánicas, pomez	Qfl	Medio
Depósitos Glaciares		
Depósitos detríticos, fragmentos y bloques de lava en matriz areno-arcillosa	Qg	Alto
Cenizas y otros Piroclastos		
Cenizas, tobas estructura de flujo y tefras, depósitos piroclásticos y glaciofluviales	Qto	Alto
Flujos Andesíticos Cuaternario		
Flujos andesíticos intercalados con flujo lodo volcánico, rellenan valles glaciares	Qa	Alto
Formación Mesa		
Alternancia de lutitas areniscas, arenas tobáceas y gravas con cantos volcánicos	Tsm	Alto
Formación Combia		
Material piroclástico, aglomerados, brechas y tobas con algunos flujos de lavas	Tmc	Alto
Grupo Honda		
Lutitas, intercalaciones areniscas, arenas y gravas con cantos rocas igneas	Tsh	Alto
Formación Amagá		
Miembro superior, areniscas cimentadas, arcilloritas, local bancos conglomerado	Tos	Medio
Miembro medio, arcillas pizarrosas, areniscas, local conglomeráticas	Tom	Medio
Miembro inferior, conglomerados, areniscas grises, arcillolitas	Toi	Medio
Flujos Andesíticos Porfíricos		
Flujos Andesíticos porfíricos del mioceno-pleistoceno	Tqa	Bajo
Pórfido Dacítico		
Pórfido Dacítico (Marmato y alrededores)	Td	Bajo
Rocas Hipoabisales Porfídicas, predominio de Andesita Horblendica		
Pórfido El Morro (Horblenda)	Tadm	Bajo
Pórfido de Irra	Tadi	Bajo
Pórfido de Neira	Tadn	Bajo
Pórfido Guadalupe	Tadg	Bajo
Pórfidos andesíticos horbléndicos	Tadh	Bajo
Stocks Tonalíticos		
Stock de La Miel, tonalita variaciones a granodiorita	Tcdm	Bajo
Stock de Norcasia, tonalita biotítica inequigranular, grano grueso	Tcdn	Bajo
Stock El Hatillo, tonalita biotítica inequigranular, grano grueso	Tcdh	Bajo
Stock Florencia, tonalita grano grueso, variaciones a granodiorita	Tcdf	Bajo
Stock de Irra		
Monzodiorita leucocrática, grano medio a grueso, variaciones a diorita, monzonita	Tmdi	Medio
Formación Penderisco		
Grauvacas, limolitas silíceas finamente estratificadas	Kaa	Medio
Complejo Quebrada Grande		
Unidad sedimentaria, Pizarras arcillosas y silíceas, grauvacas, limolitas, liditas	Ksc	Alto
Formación Abejorral		
Conglomerado oligomictico cuarzoso basal, arcillolitas	Kia	Alto
Horizonte fosilífero de Berlín	Kib	Medio
Stock Manizales		
Tonalita biotítica leucocrática, equigranular, grano medio grueso	KTcd	Medio
Gabros de Anserma		
Rocas gabroides con olivino y ortopiroxenos, relacionadas con rocas volcánicas	Kgo	Bajo
Stock Mistrató		
Tonalita inequigranular, facies de borde dioríticas-gabroides	Kcdgn	Medio
Formación Barroso		
Diabasas, pillow lavas y piroclástitas, parcialmente espelitizadas	Kvb	Medio
Rocas Ultramáficas		
Serpentinitas, a veces esquistosas por efectos dinámicos, contactos fallados	Kus	Bajo
Gabros		
Gabros sausrinizados y uralitizados, a veces foliados por efectos protoclasticos	Kg	Bajo
Stock diorítico gabroide de Chinchina – Santa Rosa	Kdg	Bajo
Complejo Quebrada Grande		
Litoderma volcánico. Derrames lávicos submarinos, en parte espilitizados	Kwc	Alto
Alaskita Samaná		
Alaskita de grano grueso inequigranular	Kas	Bajo
Complejo Igneo de Samaná		
Composición variable diorítico, incluye alaskita, tonalita, gabro hornbléndico	Kds	Bajo
Stock Cambunbia		
Diorita grano fino-medio, variaciones a diorita con cuarzo	Kdc	Bajo
Stock de Mariquita		
Granodiorita biotítica inequigranular, variaciones a diorita, tonalita y monzonita	Kgdm	Bajo
Stock Pácora		
Granodiorita biotítica, grano medio equigranular, variación a monzonita cuarzosa	Kadp	Bajo
Complejo Arquía		
Esquistos anfibólicos y anfibolitas, localmente con granate y zoisita	Kiea	Bajo
Esquistoscuarzo-sericiticos y cuarcitas, localmente con cloritoide y granate	Kies	Bajo
Formación Valle Alto		
Arcillolitas carbonosas, arcillolitas claras, areniscas cuarzosas y conglomerado	Jva	Medio
Batolito de Sonsón		
Tonalita a granodiorita, de grano medio equigranular	Jcda	Medio
Gabro facies de borde	Jgs	Medio
Diorita hornbléndica	Jds	Medio
Intrusivos Neisicos y Anfibolitas		
Granitoides gnésicos composición variable entre granito y tonalita	Pin	Bajo
Intrusivo gnésico del NE de Manizales, granodiorita biotica con moscovita	Pinm	Bajo
Anfibolitas relacionadas con intrusivos gnésicos	Pa	Bajo
Gneis de Chinchina		
Cuarzo-feldespatos-biotita-silimatita, ocasionalmente con granate	Pnch	Bajo
Complejo Cajamarca		
Rocas metamórficas de muy bajo grado, conservan su textura sedimentaria	Pbsd	Bajo
Mármol y rocas de silicato de calcio	Pm	Bajo
Cuarcita y esquistos cuarzosos de grano fino (cuarzo sacaroidal y mica)	Pnq	Bajo
Esquistos actinolíticos y cloríticos, a veces calcáreos	Pev	Medio
Esquistos cuarzo sericiticos, grafitosos, pizarras y filitas	Pes	Bajo
Gneisis feldespáticos	Pnf	Bajo

9.3 Potencial acuífero

Haciendo uso del mapa anterior y del de pendientes, se construyó el siguiente mapa del potencial acuífero del territorio departamental, a sabiendas de que el agua se acumula en las áreas de bajas pendientes de las formaciones de alta permeabilidad, cualitativo, ejemplo de la utilidad del mapa del potencial de receptividad/transmisividad hídrica.

El mapa discrimina las zonas con alto potencial acuífero, zonas en las que al perforar se hallará agua subterránea en cantidades explotables, con una probabilidad cercana a uno. En las áreas calificadas con bajo potencial acuífero la probabilidad de hallar un yacimiento hídrico es baja, aunque eventualmente en estas áreas, en algunos lugares cuidadosamente ubicados, se puedan construir aljibes someros; pero un pozo profundo es altamente improbable. En las áreas marcadas en el mapa con el color gris no es posible afirmar ni negar la posibilidad de un hallazgo hídrico al perforar un pozo. Es evidente el alto potencial acuífero de los valles del Magdalena y del Risaralda, también es de destacar el potencial acuífero del área entre Puente Colombia (Manizales) y La Margarita (Anserma) y de la zona del Alto Occidente del Municipio de Riosucio.



10. Caudales

Tú que puedes, vuélvete...me dijo el río llorando.
Los cerros que tanto quieres -me dijo- allá te están esperando.
Atahualpa Yupanki.

El agua que fluye por los cauces naturales constituye las corrientes que van a engrosar los ríos. Esta agua fluyente es la que el hombre utiliza en muchas de sus actividades: los acueductos son alimentados por ella, los distritos de riego, se envasa en los embalses para la generación eléctrica, a esos cauces van a parar los descoles de las aguas servidas. Por supuesto, los ríos de por sí, tienen un valor ecológico considerable. Determinar la magnitud de este fluido que corre por los cauces, y de su variabilidad, es de suma importancia para la planificación del uso del recurso hídrico, la concesión de aguas y para el diseño de obras de ingeniería.

10.1 Recolección, depuración y crítica de la información hidrométrica

- Inventario de estaciones hidrométricas

En lo concerniente a la medición de caudales no se cuenta con tantas estaciones como en el caso de la lluvia y la información de las existentes con frecuencia presenta inconsistencias. El Cuadro 2, anexo, muestra el inventario con 80 estaciones entre limnigráficas (LG) y limnimétricas (LM). Estas mediciones se hacen con base en las lecturas de mira y mediante el uso de una función, denominada curva de calibración, que relaciona el nivel al que llega la corriente con su caudal. Generalmente estas funciones son de tipo potencial, polinomial o exponencial.

- Depuración información hidrométrica

Para la validación de la información hidrométrica se aplicaron los siguientes análisis estadísticos:

- ✓ Análisis de cambio de medias. Se divide el conjunto de datos en dos subconjuntos y se analiza si estos subconjuntos poseen medias diferentes desde el punto de vista estadístico. La prueba no es concluyente acerca de la bondad de los datos, es apenas indicativa, y sólo sirve para estaciones con más de 20 años de registros.
- ✓ Análisis de tendencia. Si la estación presenta una tendencia estadísticamente significativa diferente de 0. Sirve para estaciones con más de 15 años de registros. La prueba no es concluyente, es apenas indicativa.

Pero además de los problemas estadísticos que suele presentar la información fluviométrica, el mismo método de estimación de caudales conlleva sus inexactitudes, pues la inferencia de estos por las llamadas curvas de calibración hechas con base en aforos puntuales, presenta, para caudales mínimos y máximos y aún para los medios, sesgos de importancia, como se muestra a continuación.

Al realizar el análisis y crítica de la información de los caudales inferidos por la lectura de mira con base en las curvas de calibración, en su mayoría anuales, de las estaciones hidrométricas, se advirtió que los caudales mínimos inferidos en varios casos no son fidedignos y pueden estar muy lejos del caudal real del río. Para dar ejemplo de esta situación, se traen a colación los caudales mínimos muy bajos inferidos para el río Supía con la curva de calibración construida de manera tradicional. Se evidencia el error y se construye otra curva de calibración que infiere un caudal muy distinto, el cual sí refleja las condiciones hidrológicas del río en esos momentos.

En el año de 1996 se hizo uso de la curva de calibración construida con el método tradicional, ecuación: $Q = 27,62 Z^{2,46}$, la cual aplicada sobre la lectura de mira del día 13 de septiembre, que fue de 0,19 m, estimó un caudal de 0,46 m³/s. Estimación inaceptable, pues ese mismo día un aforo con un nivel de mira de 0,20 m, calculó 4,01 m³/s. Para ese mes, según la curva anterior, el caudal promedio del río fue de 0,63 m³/s. Inferencia hidrométrica, también inaceptable

como caudal del río Supía pues ese mes no fue un mes especialmente seco, según el dato de precipitación mensual medido en la estación Rafael Escobar: 138,5 mm/mes. Tampoco el mes anterior, agosto, con 183,1 mm/mes fue un mes de estiaje extremo.

Con un método no tradicional, el cual no construye curvas anuales de calibración, sino que establece curvas para lapsos variables según las variaciones de la relación caudal aforado - nivel de mira en los aforos puntuales que se realizaron, se obtiene otra curva de calibración del río Supía para el período comprendido entre mayo de 1996 y septiembre de 1998 (Figura 10.1).

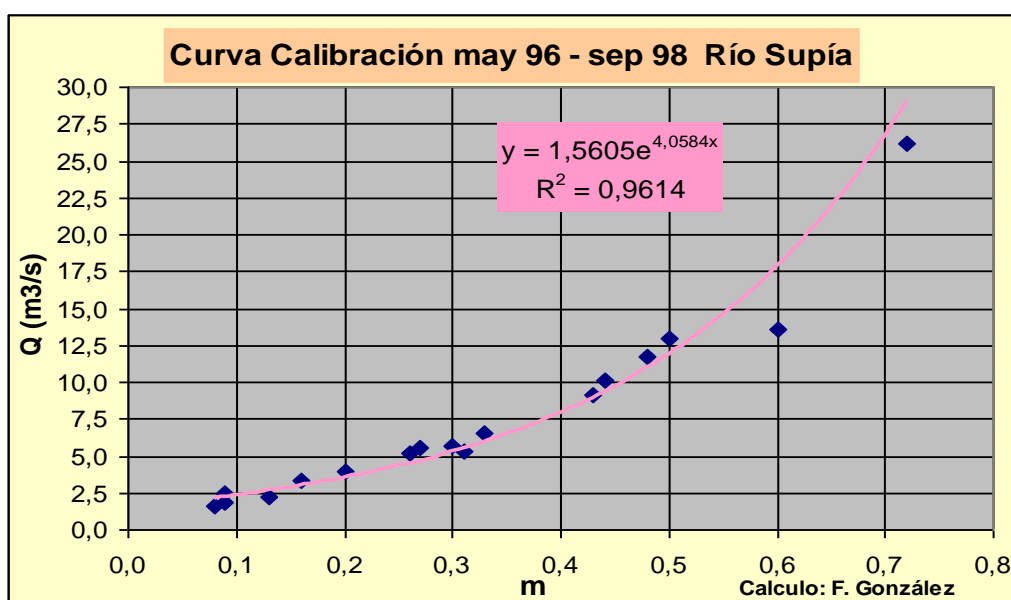


Figura 10.1. Curva de calibración río Supía may96 –oct98 método no convencional.

Con el método no convencional se establece la curva exponencial:

$Q = 1,56 * e^{4,06 * z}$, con la cual se infiere un caudal para ese día 13 de septiembre de 2006 de 3,37 m³/s y el caudal promedio del mes es de 3,64 m³/s, datos, estos sí aceptables.

Para el año de 1998 por el método convencional se construyó la curva:

$Q = 19,56 Z^{0,94}$, curva que infiere caudales de 0,0 m³/s en varios días del mes de marzo de ese año, cuando la lectura de mira indicó 0,00 m, es decir el río estaba totalmente seco. Lo que no es creíble, pues aunque fue un período especialmente seco, hubo algunos aguaceros que debieron producir alguna

escorrentía. La estación Rafael Escobar midió lluvias de 57,2 mm en enero, 102,4 mm en febrero y 102,7 mm en marzo, el 24 de febrero se hizo un aforo que arrojó un caudal de 2,48 m³/s. Toda esa agua no iba a desaparecer. Con la curva construida por el método no convencional, $Q = 1,56 * e^{4,06*z}$, se infiere un caudal para esos días del mes de marzo de 1,56 m³/s, inferencia, esta sí, plausible. La Figura 10.2 ilustra el problema. Para niveles bajos, cercanos a cero, el río queda sin agua según la curva.

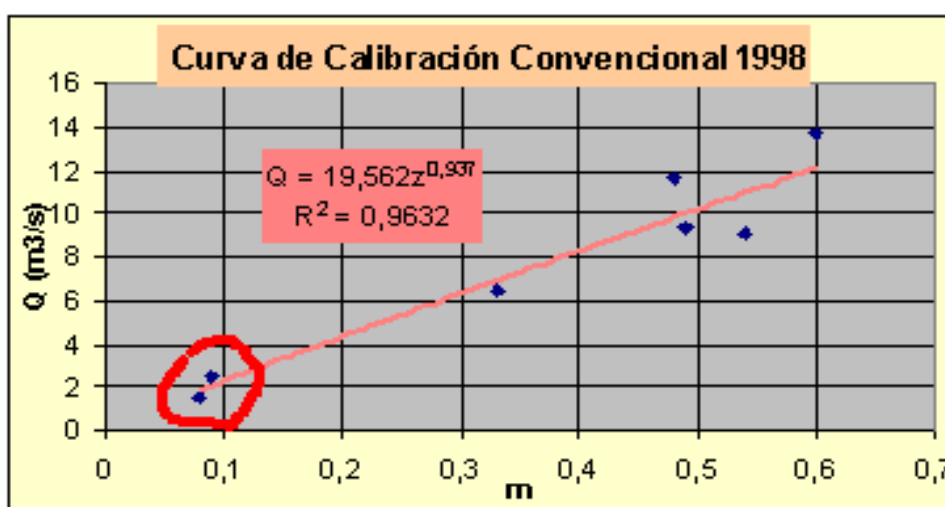


Figura 10.2. Curva de calibración convencional río Supía 1998.

La discusión anterior, pone de manifiesto los crasos errores en que se puede incurrir al aceptar los caudales mínimos inferidos por curvas de calibración. Por tanto, esos datos deben ser usados con suma precaución, pues pueden inducir dislates hidrométricos de envergadura. En muchos casos, si se tienen, es conveniente recurrir a la cuantificación hidrométrica de los aforos y con ella determinar las características hidrológicas, ya que con los aforos se puede estar más seguro de la fidelidad de su cuantificación.

El problema de las curvas de calibración ocurre porque los ríos de montaña del Departamento sufren con frecuencia cambios en la morfometría de sus lechos, como lo atestigua la fotografía, como consecuencia de las crecientes o de la sedimentación. Cambios que alteran significativamente, en no pocas ocasiones, la relación entre el nivel de la corriente y caudal fluyente. La validación y corrección de las curvas de calibración de las estaciones hidrométricas operadas

por la CHEC y por el IDEAM, para las corrientes del Departamento, sin hablar de las que pueda operar ISAGEN, datos de muy complicada consecución, es una tarea monumental y costosa. Costosa por los desembolsos exorbitantes requeridos para adquirir toda la información hidrométrica del IDEAM.



Fotografía 10.1. 19.06.2011, quebrada La María, cambio en su cauce después de la creciente del 13 de mayo del 2011. Foto: Luis Alfonso Montoya.

10.2 Curvas de acumulación ¹⁰⁶

Los datos hidrométricos de una estación fluviométrica, ya sean los mismos aforos o los datos de caudales diarios inferidos con base en las lecturas de mira, se pueden agrupar para su análisis en las llamadas curvas de acumulación, que se construyen a partir de la ordenación de esos datos de mayor a menor.

Algunas metodologías para estimar los caudales bajos ecológicos o ambientales tienen como criterio el caudal que es superado durante un porcentaje del tiempo. ¹⁰⁷ Por ejemplo el 97,5% del tiempo, que corresponde “sensu lato” al $Q_{min2,33}$, al caudal mínimo con período de retorno de 2,33 años que corresponde, también, “sensu lato” al promedio de los caudales mínimos anuales. Otras se acogen al 90% del tiempo o

¹⁰⁶ Los resultados estadísticos de los análisis hidrológicos de este capítulo con la información histórica recolectada, suponen una imagen de lo que sucedió en esos años 1960 – 2010. No consideran tendencias posibles debidas al cambio climático, por demás muy difíciles de detectar por el corto período de tiempo disponible y la calidad de la información. En el próximo capítulo se discutirán los posibles efectos del cambio climático en la hidrología departamental.

¹⁰⁷ Ver Grupo GIREH (2008).

al 95%. En el *Estudio Nacional del Agua* (IDEAM, 2001) se recomienda estimar un caudal ambiental constante, definido como el caudal promedio multianual de mínimo 5 a máximo 10 años que permanece el 97,5% del tiempo y cuyo período de recurrencia es de 2,33 años. El proyecto de Ley 365 de 2005, *Ley de Aguas*, sugiere estimar el caudal ecológico fijo como el caudal presente en la corriente durante el 90% del tiempo.

Para estimar los caudales correspondientes a estos porcentajes se recurre a la curva de acumulación o función acumulada. Esta curva se puede levantar con base en los caudales diarios calculados mediante el uso de curvas de calibración sobre lecturas de mira o con base en los aforos puntuales. Por supuesto, los datos diarios inferidos a partir de las lecturas de mira, son mucho más numerosos que los aforos. Pero estos datos diarios, establecidos con base en las lecturas de mira y la función denominada curva de calibración, tienen el inconveniente para inferir caudales mínimos, como los de $Q_{97,5\%}^{108}$, de que la inferencia puede no ser correcta, como se discutió en el numeral anterior con el río Supía. Hay varios ejemplos más: para la Bocatoma del Guacaica se tiene que con la curva de calibración en enero de 1998, con un nivel de mira de 0,28 m, se infieren $1,29 \text{ m}^3/\text{s}$, y el día 21 de enero, con ese mismo nivel de mira, se aforaron $1,41 \text{ m}^3/\text{s}$, una diferencia no apreciable, pero un solo aforo de los 269 con que se cuenta está por debajo de ese $1,29 \text{ m}^3/\text{s}$. Hay datos diarios de caudal sobreestimados: para el mes de julio de 1982 el mínimo caudal diario inferido para la Estación Bocatoma del río San Francisco fue de $1,30 \text{ m}^3/\text{s}$, pero un aforo el día 9 de ese mismo mes midió $0,98 \text{ m}^3/\text{s}$.

Para la determinación de los caudales ambientales, estas imprecisiones debidas al método estadístico con el que se construyen las curvas de calibración, llegan a tener su importancia. El método de las curvas de calibración, más si son levantadas con base en períodos anuales fijos, induce inexactitudes de importancia que pueden malograr el cálculo de estadísticos sobre los caudales mínimos. Se debe ser muy cuidadoso en el levantamiento de las curvas de calibración e incluso explorar otros

¹⁰⁸ Caudal que es superado el 97,5% del tiempo.

métodos distintos del método tradicional. Por lo pronto se levantarán las curvas de acumulación sobre aforos puntuales para efectos de encontrar Q97,5%, Q90% o Q95%.

- Curvas de acumulación sobre aforos puntuales

Se muestran en las figuras a continuación la curva de acumulación construida para el río Chinchiná, estación Montevideo, en su forma natural y en su forma logarítmica.¹⁰⁹

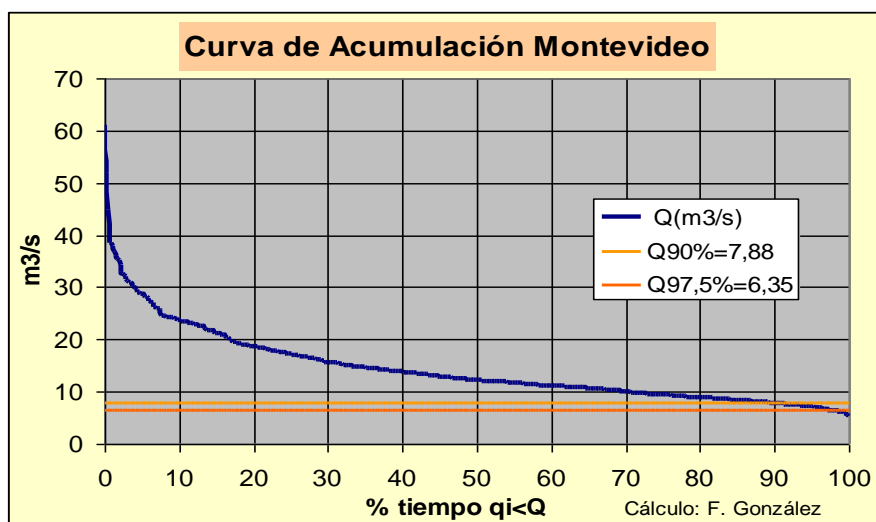


Figura 10.3. Curva de acumulación río Chinchiná, estación Montevideo.

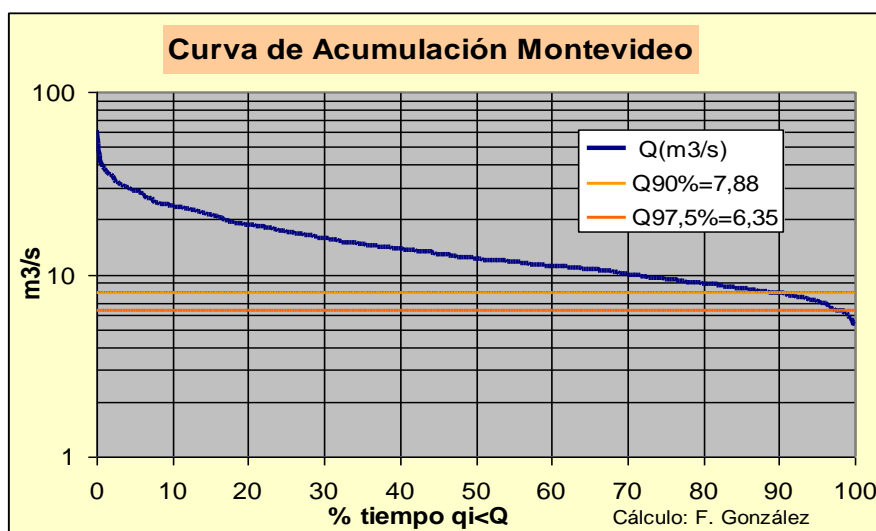


Figura 10.4. Curva de acumulación forma logarítmica, estación Montevideo.

¹⁰⁹ En el estudio de González (COAMBIENTAL, CORPOCALDAS, 2010) se puede consultar la información de más de dos decenas de curvas de acumulación de las estaciones hidrométricas de las que se contaba con más de 100 aforos puntuales, estaciones estas pertenecientes a la CHEC y a Aguas de Manizales.

La Tabla 10.1 muestra los estadísticos levantados sobre las curvas de acumulación de aforos puntuales de 21 estaciones hidrométricas

Tabla 10.1. Estadísticos curvas de acumulación sobre aforos						
Corriente	Promedio μ	Mediana	Q90%	Q97,5%	Q 97,5% / μ	entidad
Campoalegre Tarapacá	5,998	5,305	3,310	2,690	0,448	CHEC
Chinchiná Montevideo	14,345	12,250	7,880	6,350	0,443	CHEC
Chinchiná Sancancio	5,830	4,920	2,370	1,640	0,281	CHEC
Guacaica Hoyo Frío	3,879	3,265	1,820	1,410	0,363	CHEC
La Miel Tebaida	5,430	4,820	2,630	2,210	0,407	CHEC
Mapa La Bretaña	8,580	7,340	3,410	2,680	0,312	CHEC
Otún Bananera	10,560	9,170	5,310	4,650	0,440	CHEC
Pensilvania Tebaida	22,270	19,540	8,970	6,570	0,295	CHEC
Q. Estrella Puente	1,378	1,113	0,198	0,062	0,045	CHEC
Q. Romeral	1,069	0,892	0,401	0,260	0,243	CHEC
San Francisco	3,035	2,700	1,280	0,980	0,323	CHEC
Supía Pte. Carretera	6,250	5,250	2,530	1,630	0,261	CHEC
Tapias La Paila	5,040	4,420	2,000	1,630	0,323	CHEC
California	0,502	0,413	0,221	0,155	0,309	Aguas M
Río Chinchiná	1,573	1,114	0,822	0,700	0,445	Aguas M
Río Molinos	1,414	1,256	0,878	0,772	0,546	Aguas M
Olivares	0,094	0,080	0,039	0,025	0,266	Aguas M
Pinares	0,162	0,143	0,065	0,046	0,284	Aguas M
Pipinta	0,144	0,129	0,070	0,058	0,403	Aguas M
Romerales	0,539	0,448	0,205	0,169	0,314	Aguas M
Termales	0,546	0,455	0,260	0,204	0,374	Aguas M

Cálculo: F. González

En la figura a continuación, se aprecian relaciones lineales entre Q90%, Q97,5%, y el promedio de los aforos, con ajustes o R^2 más que aceptables. Las relaciones mostradas en la figura son las ecuaciones de regionalización de los parámetros Q90%, Q97,5%.

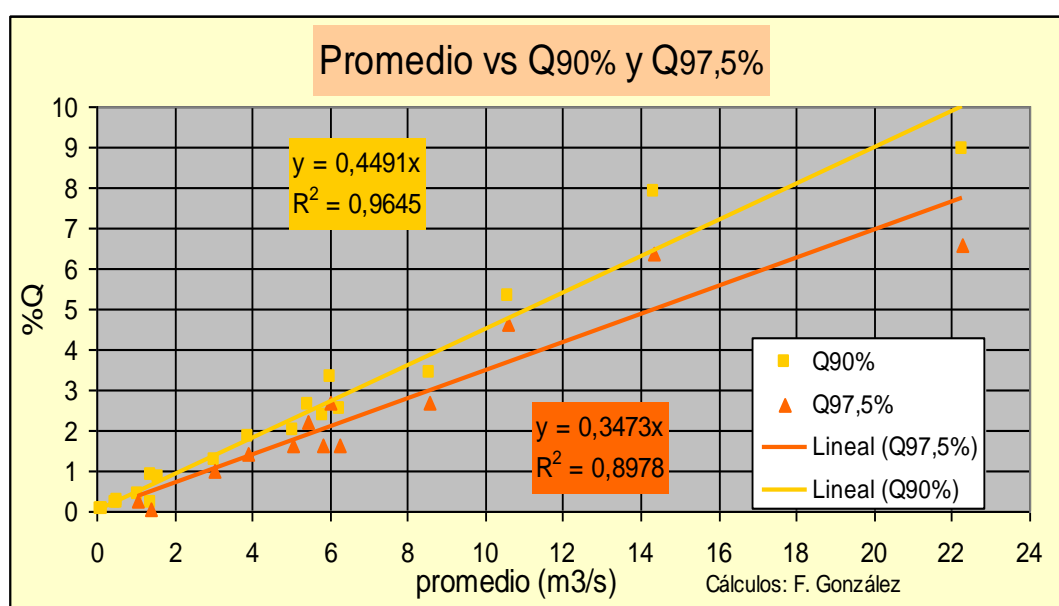


Figura 10.5. Relación caudales mínimos Q90% y Q97,5% vs caudal promedio.

Con estas relaciones es posible estimar caudales mínimos, sólo conociéndose el caudal promedio multianual.¹¹⁰

- Discusión

Los aforos puntuales son una medida “real” del caudal que discurre por un cauce en un momento dado. Los estadísticos calculados sobre caudales mínimos a partir de las curvas de acumulación de aforos poseen verosimilitud. No por ello dejan de presentar ciertos problemas si se recurre a ellos para propósitos distintos, como determinar estadísticos sobre caudales máximos o caudales promedios.

En los más de 7.000 aforos con los que se cuenta, no se encuentran crecientes verdaderamente significativas para las corrientes aforadas. Por ejemplo, el máximo aforo para la estación Montevideo sobre el río Chinchiná es de 61,2 m³/s, cuando sabemos que en varias ocasiones al año el río supera los 80 m³/s. Esta “preferencia” de las comisiones de hidrología por los caudales bajos tiene, al parecer, sus consecuencias estadísticas. Como se aprecia en la Tabla 2 que compara el promedio de aforos y el caudal promedio mensual multianual, levantado con base en lecturas de mira, para las estaciones hidrométricas de las que se cuenta con los dos datos, los caudales de los aforos son más bajos en más del 15% que el caudal promedio de las estaciones.

Estación hidrométrica	Promedio aforos	Caudal promedio multianual
Campoalegre Tarapacá	6,00	7,50
Chinchiná Montevideo	14,34	17,48
Chinchiná Sancancio	5,83	6,22
La Miel Tebaida	5,43	5,90
Mapa La Bretaña	8,58	10,03
Otún Bananera	10,56	13,71
Pensilvania Tebaida	22,27	25,58
Q. Estrella Puente	1,38	1,65
Supía Pte. Carretera	6,25	7,85
Tapias La Paila	5,04	5,59
Promedio	8,57	10,15

¹¹⁰ En un próximo numeral se desarrolla un método con el cual se calcula el caudal promedio multianual de cualquier corriente del Departamento aforada o no aforada.

Sin embargo, para lo que aquí atañe, que es obtener mediante las curvas de acumulación los caudales mínimos Q90% y Q97,5%, los aforos puntuales son idóneos, pues para caudales bajos no hay sesgos en su medición.

10.3 Caudales promedios y regímenes hidrométricos

Con la información hidrométrica, construida a partir de las lecturas de mira e inferida por las curvas de calibración, se calcularon los caudales promedios multianuales y los caudales promedios mensuales multianuales, los que se muestran en la tabla.

Tabla 10.3. Caudales Promedios Mensuales Multianuales (m3/s)														Q	Area	Rendim.	N
NOMBRE	CORRIENTE	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	Medio	(km2)	(l/s-km2)	años
QUITASUEÑO	ARMA	28,0	28,9	31,6	38,9	46,7	41,1	31,9	33,6	37,6	41,0	43,7	36,2	36,6	1075,6	34,0	21
TARAPACA	CAMPOALEGRE	6,6	6,7	7,2	9,3	9,5	7,8	5,8	5,1	5,9	8,0	10,5	7,9	7,5	195,5	38,4	36
MI CASITA	CAMPOALEGRE	4,7	4,4	3,7	4,5	4,5	3,6	3,4	3,7	4,1	5,2	5,4	5,1	4,3	107,9	40,3	13
COSTA AZUL	CHAMBERY	4,3	3,7	3,3	4,1	5,1	5,1	4,0	3,0	2,6	3,3	5,0	5,7	4,1	208,5	19,7	20
CHUPADEROS	CHINCHINA	2,9	2,4	3,8	3,7	3,3	2,9	2,0	1,5	1,9	4,8	5,2	5,3	3,3	142,2	23,3	7
SANCANSIO	CHINCHINA	5,5	5,3	5,5	7,7	8,7	7,6	4,4	3,8	4,9	7,0	7,7	6,7	6,2	213,6	29,1	16
MONTEVIDEO	CHINCHINA	14,7	15,8	17,5	19,4	20,9	17,8	13,2	12,3	13,9	20,0	23,5	20,6	17,5	520,1	33,6	34
RIO CLARO	CLARO	5,9	5,9	8,5	13,7	8,2	6,6	4,7	4,5	5,1	6,4	7,2	6,1	6,9	246,1	28,0	4
SAN GABRIEL	GUACAICA	9,5	9,7	10,8	11,9	12,4	10,5	8,6	8,4	9,7	12,2	13,5	11,6	10,7	332,6	32,3	14
BOCATOMA	GUACAICA	5,0	5,7	6,9	8,1	8,1	6,7	4,5	3,3	5,7	7,6	8,4	6,8	6,4	170,6	37,5	21
PUENTE VICTORIA	GUARINO	32,2	37,6	40,5	40,9	47,1	41,2	29,5	28,6	42,7	48,1	46,5	43,7	39,9	771,0	51,7	9
PUENTE CARRET.	GUARINO	28,4	28,0	32,7	39,4	48,5	36,6	23,6	21,2	28,0	38,2	41,4	36,8	33,6	831,7	40,4	14
GALLINAZO	LA MARIA	2,1	2,1	1,5	2,7	2,6	2,0	1,5	1,0	1,2	1,6	1,7	2,2	1,8	61,2	30,0	14
PUENTE HIERRO	LA MIEL	79,7	79,5	79,1	90,6	97,5	69,7	47,0	49,7	69,7	99,3	122,4	107,8	82,7	762,3	108,4	28
LA MIEL II	LA MIEL	29,8	33,9	36,6	40,7	39,3	25,9	18,3	18,1	25,3	34,5	43,6	37,8	32,0	362,1	88,3	24
PUENTE SAMANÁ	LA MIEL	51,1	54,5	52,8	55,9	57,5	39,2	28,1	30,4	41,3	53,4	68,9	64,9	49,8	477,4	104,4	31
PUENTE SAN DIEGO	MANSO	12,4	10,0	10,4	15,2	16,7	12,2	9,1	10,0	14,1	20,6	23,4	16,9	14,2	84,6	168,4	26
LA BRETaña	MAPA	7,6	7,2	6,8	10,6	14,2	12,6	7,3	6,6	8,1	13,8	15,0	10,6	10,0	300,6	33,4	17
TEBAIDA	PENSILVANIA	23,0	26,8	27,3	31,1	29,8	20,6	16,2	16,0	22,9	27,3	35,5	30,5	25,6	258,7	98,9	26
LA MARGARITA	Q. CAMBIA	0,9	0,8	0,8	2,2	2,4	2,7	1,4	1,1	1,7	2,1	2,9	1,3	1,7	51,5	32,8	6
GUACARI	Q. HONDA	3,2	2,8	2,9	3,9	4,5	3,3	2,3	2,1	2,9	4,3	5,0	4,6	3,4	119,7	28,0	19
PTE LA ESTRELLA	Q. LA ESTRELLA	1,2	1,2	1,3	1,9	2,1	1,9	1,5	1,3	1,4	2,0	2,5	1,7	1,7	26,6	62,1	27
LA ENEA	Q. MANIZALES	0,7	0,8	0,8	0,8	1,3	0,7	0,6	0,6	0,7	1,2	1,7	1,9	1,0	26,2	37,5	7
PUENTE NEGRO	RISARALDA	17,2	17,3	16,6	25,9	34,9	33,8	18,6	19,0	20,7	28,2	31,8	24,1	24,0	830,4	28,9	20
BUENOS AIRES	RISARALDA	11,2	10,5	12,0	17,3	23,3	21,2	13,2	12,2	16,7	21,6	22,7	17,7	16,6	481,2	34,5	29
LA VIRGEN	RISARALDA	10,4	10,4	10,2	15,7	20,7	19,8	12,4	11,0	14,6	20,2	21,8	16,2	15,3	443,7	34,4	22
LA MARIA	SAN EUGENIO	4,0	4,2	4,0	6,6	6,5	6,1	4,2	3,5	3,3	6,0	8,0	5,5	5,2	101,8	50,7	18
LA REINA	SAN EUGENIO	3,4	3,4	3,7	5,8	5,9	4,7	2,7	2,5	2,9	5,9	6,3	4,5	4,3	81,4	52,8	27
PTE CARRET 6-916	SUPIA	5,2	5,0	5,1	8,3	12,1	9,6	5,6	5,1	7,2	12,9	10,4	7,7	7,9	145,7	53,9	17
PTE LAG JUNTAS	TAPIAS	4,3	3,7	3,8	5,4	7,5	5,4	3,6	3,0	4,0	8,5	9,5	6,9	5,5	187,1	29,2	23
LA PAILA 6-940	TAPIAS	5,6	4,9	5,1	6,7	6,9	4,8	3,6	3,4	4,8	7,1	8,1	6,3	5,6	190,4	29,4	13

La figura siguiente ilustra los regímenes hidrométricos de grandes ríos del Departamento: Arma (área aferente 1075,6 km²), Chinchiná (área aferente 520,1 km²), Risaralda (área aferente 830,4 km²), Guarinó (área aferente 799,6 km²). Se dibujaron veinticuatro meses, dos años, empezando por enero (mes 1) y terminando en diciembre del segundo año (mes 24) para ilustrar en forma clara como se profundiza el estiaje de inicio del año que empieza a insinuarse en diciembre (mes 12). Se graficaron los valores promedios multianuales de los caudales mensuales dividido por el caudal promedio multianual y así se obtiene una curva adimensional indicativa de la fluctuación de los caudales a lo largo del año, independiente del monto del caudal del río.

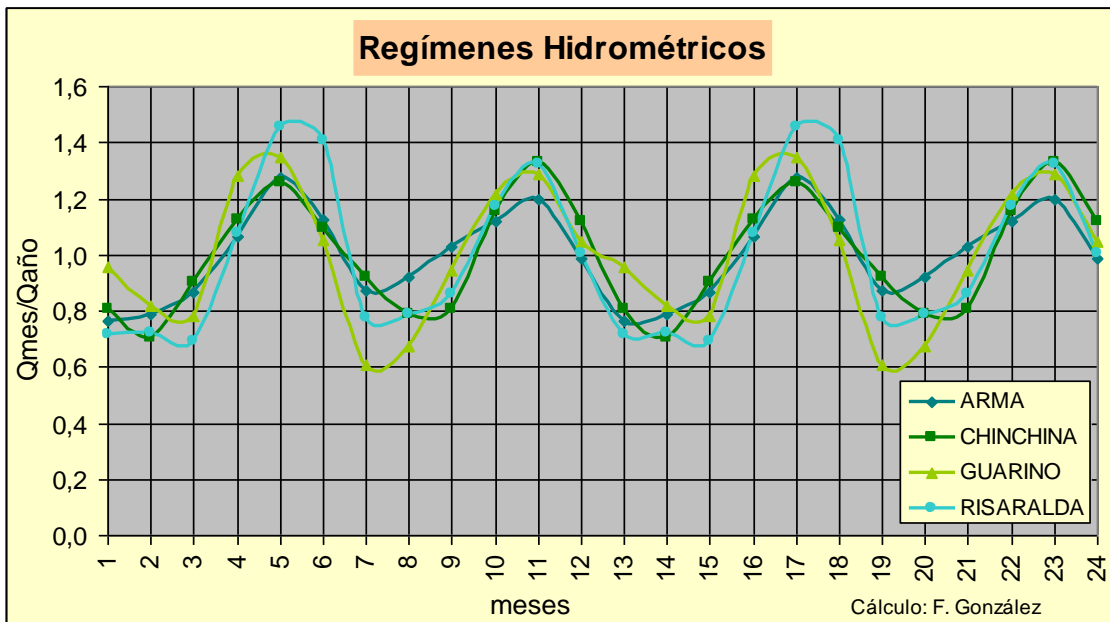


Figura 10.6. Regímenes hidrométricos de grandes ríos de Caldas.

En la figura se aprecia que todos los regímenes de caudales de los cuatro ríos son regímenes “bimodales”, o de doble onda anual, herederos de la “bimodalidad” de los regímenes de lluvias. Sin embargo en el río Guarinó el estiaje de julio-agosto es mucho más pronunciado que el de febrero-marzo, a consecuencia de que en la zona donde discurre este río el régimen de precipitación imperante tiene su estiaje más pronunciado en el trimestre JJA (ver numeral 5.5). El régimen del río Arma posee la menor variabilidad, posiblemente a causa de su mayor área aferente.

La figura a continuación contiene el régimen pluviométrico imperante en la cuenca del río La Miel y el régimen del río del mismo nombre levantado en el lugar de la presa Amaní, con un área aferente de 762,3 km². Se advierte que los meses de máximos hidrométricos suceden luego de haber ocurrido el máximo pluviométrico en el mes anterior. En general, la curva hidrométrica sigue a la pluviométrica con un rezago de un mes y presenta una cierta atenuación de los máximos y los mínimos, hechos indicativos de una cierta capacidad de retención en los sustratos litológicos, los suelos o la vegetación. El valor de uno, en el eje de las ordenadas, indica que se está en el promedio de la serie.

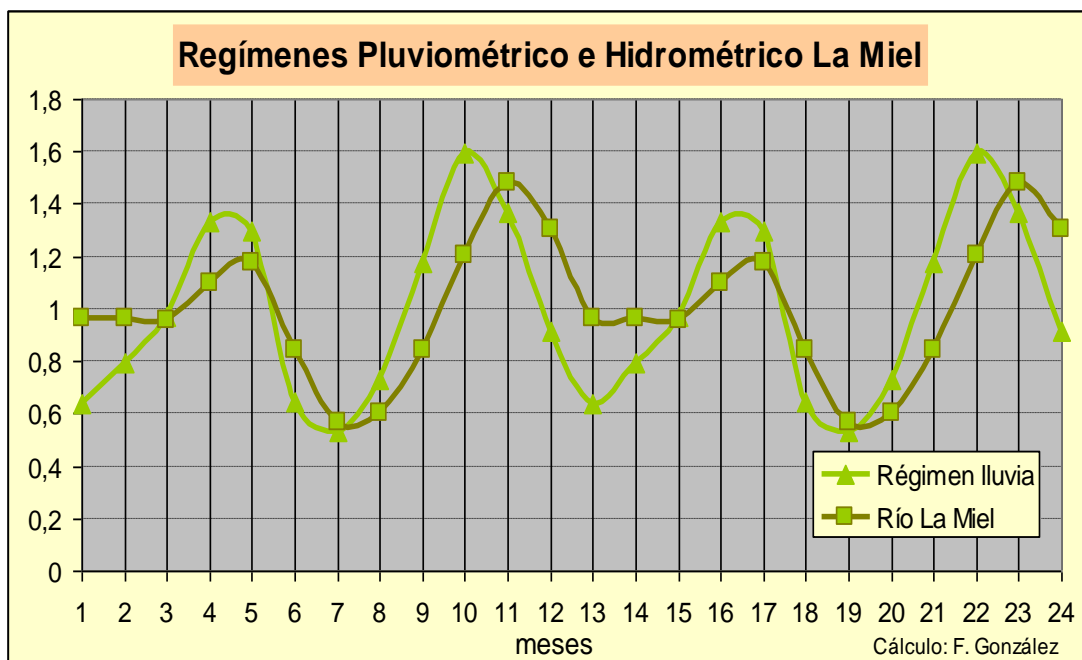


Figura 10.7. Régimen pluviométrico e hidrométrico cuenca del río La Miel.

El régimen hidrométrico del río Arma posee una variabilidad atenuada con respecto al régimen pluviométrico de la cuenca. El período seco de principios del año resulta en los caudales bastante mitigado con respecto a las lluvias.

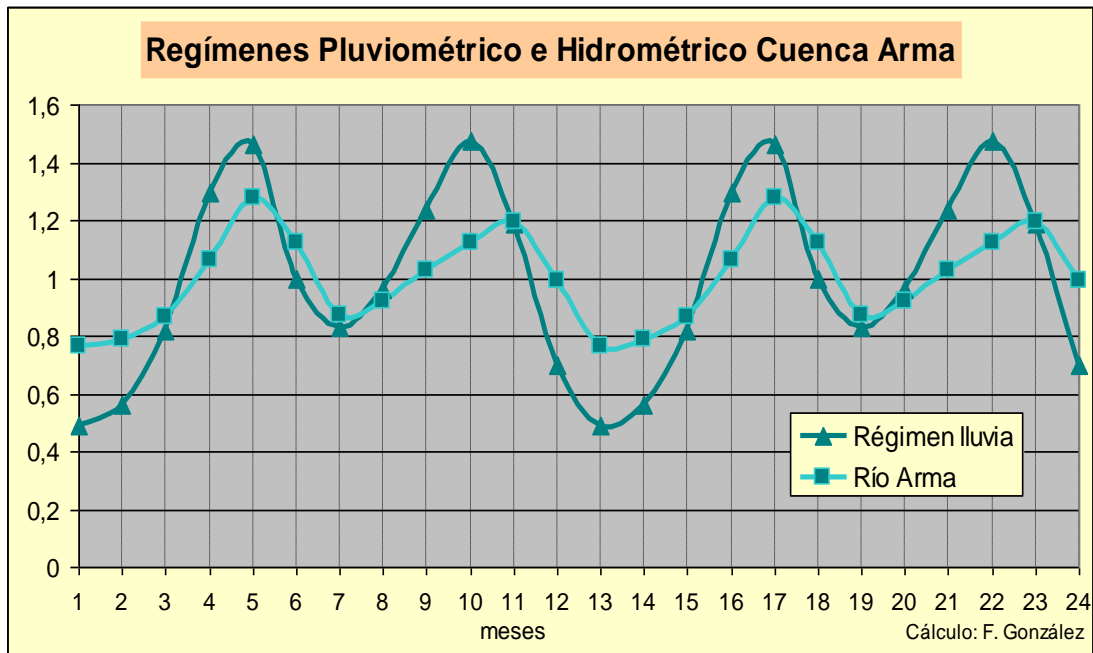


Figura 10.8. Régimen pluviométrico e hidrométrico cuenca del río Arma.

10.4 Escurrimiento inferido por balance hídrico de largo plazo ^{111 112}

El método de balance hídrico interanual indica que el escurrimiento, Q , es igual a la precipitación, P , menos la evaporación, E : ¹¹³

$$Q = P - E \quad (10.1)$$

¹¹¹ El balance hídrico de largo plazo ha sido bastante recurrido en el mundo para el cálculo de caudales promedio anual y mensuales, verbigracia para el Río Rín el artículo de W.P.A. van Deursen y J.C.J. Kwadijk, (1993). En el libro “*Balances hídricos de Colombia*” (Vélez, Poveda y Mesa, 2000, p97) se expone una detallada sustentación teórica del modelo.

¹¹² En el estudio de F. González (COAMBIENTAL-CORPOCALDAS, 2010) se presentan caudales inferidos por este mismo método. Pero como los mapas de P y ETP , aquí utilizados, difieren porque han sido actualizados con unas 20 estaciones pluviométricas principalmente de Cenicafé y algunas de la Universidad Nacional de Colombia y la fórmula del cálculo de la evapotranspiración ha sido ajustada, los caudales inferidos también difieren.

¹¹³ Se supone para el balance hídrico multianual que no hay cambios seculares en el almacenamiento de agua en el subsuelo, es decir, que en términos de año a año, el contenido de agua en el suelo se haya en equilibrio.

No toda el agua lluvia caída es susceptible de evapotranspirarse, pues cierta magnitud toma el camino de los cauces colectores sin siquiera penetrar el suelo. Magnitud estimada en una zona plana en un 15% y en una zona de montaña en un 20% (LeCarpentier, Umaña y Vega, 1975), que aquí se le denomina Cfi, coeficiente de flujo inmediato, que está relacionado con la pendiente, mediante la siguiente relación donde el coeficiente aumenta, a medida que aumenta la pendiente:

$$Cfi = 0,15 + 2 * (Pendiente^{0,5})/100 \quad (\text{pendiente en } ^\circ) \quad (10.2)$$

Siendo así la ecuación (10.1) se transforma en las siguientes tres expresiones:

$$QI = Cfi * P \quad (10.3)$$

$$QS = (1 - Cfi) * P - ETP \quad (QS \geq 0) \quad (10.4)$$

$$Q = QI + QS \quad (10.5)$$

Donde QI denota el escurrimiento inmediato de índole superficial, también llamado escorrentía y QS el escurrimiento mediato en gran parte o en su totalidad subsuperficial. ETP la evapotranspiración potencial. Las variables están medidas en mm/año.

El sistema de las tres ecuaciones (10.3), (10.4) y (10.5) está planteado para simular el escurrimiento en condiciones de meses de relativa sequía, cuando P es menor o apenas mayor que ETP. Y no obstante P ser menor que ETP se da algún escurrimiento. Cuando P supera por bastante a ETP, basta con la ecuación (10.1) para el cálculo de Q, pues la evaporación real es virtualmente la potencial. En términos estrictos, la ecuación (10.4) no es una estimación del escurrimiento subsuperficial, pues parte de lo calculado con esta expresión bien puede escurrir de manera superficial.

Con base en los mapas promedio multianuales de precipitación (ver capítulo 5, numeral 5.3) y de evapotranspiración (ver capítulo 7, numeral 7.3) el mapa de pendientes derivado del modelo de elevación digital 30 m x 30 m del USGS y las ecuaciones arriba descritas, se construyó el mapa de escurrimiento promedio

multianual (Mapa 10.1), el cual se presenta en litros sobre segundo por kilómetro cuadrado.

El promedio del mapa es de 60,1 L/s*km², el valor mínimo es de 3,7 L/s*km² y el máximo 246,2 L/s*km². El histograma del mapa muestra que su valor modal está entre 30 y 40 L/s*km². Un promedio de 60 L/s*km² es alto, por lo que el Departamento posee un buen rendimiento hídrico.

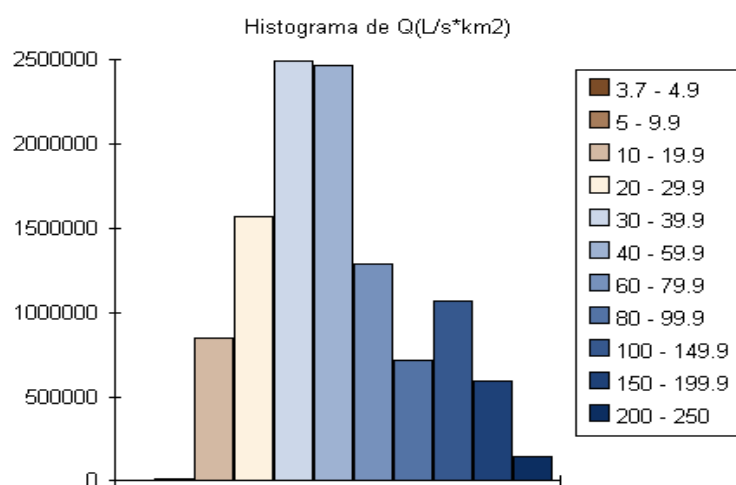
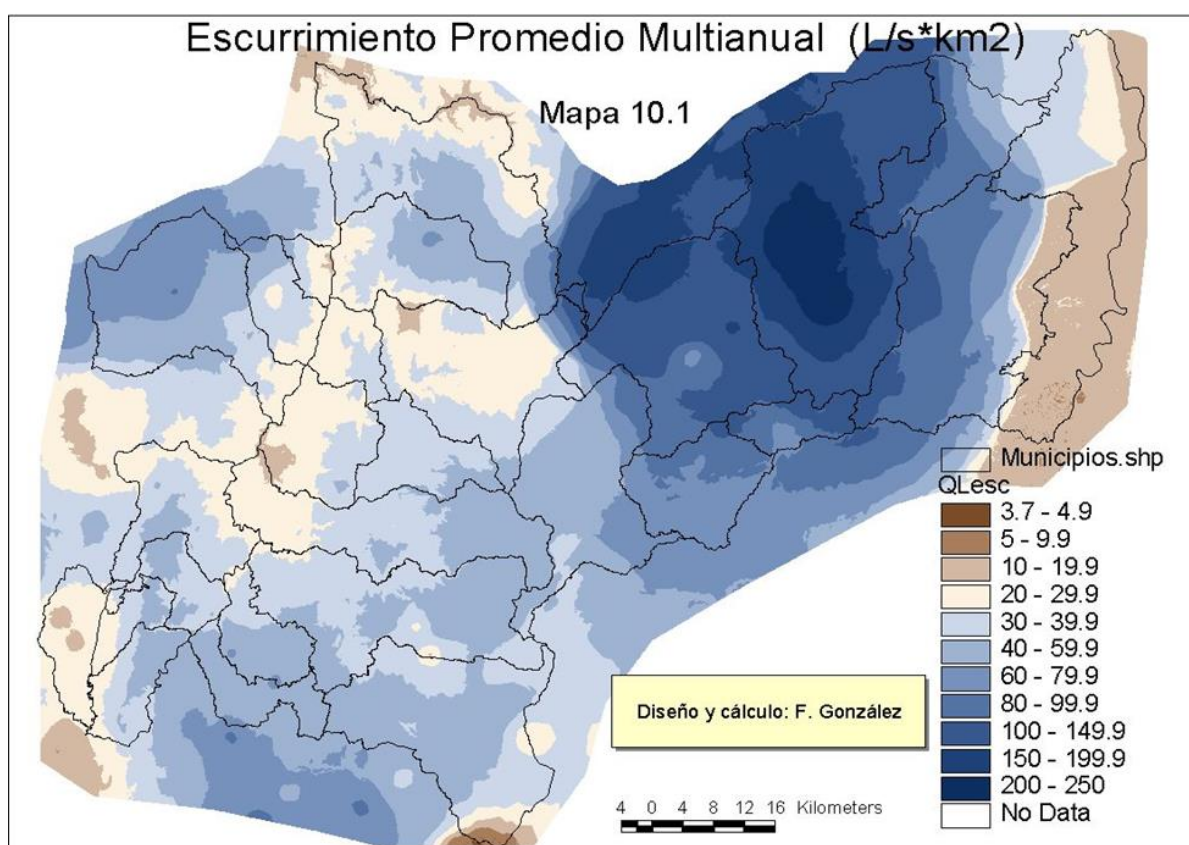


Figura 10.9. Histograma mapa de esgurrimento promedio multianual.

En el mapa se advierte la zona de muy altos rendimientos hídricos del Oriente de Caldas. La zona más extensa de bajos rendimientos hídricos se encuentra en la planicie del Magdalena. También los cañones del Cauca, del Arma y del Chambery presentan bajos rendimientos hídricos. El menor escurrimiento se tiene en la ladera del Nevado de Santa Isabel.

10.5 Acumulación del flujo por escurrimiento en los cauces

Los caudales promedios multianuales en los ríos y quebradas de Caldas se pueden inferir a partir del mapa de escurrimiento, acumulando estos flujos que escurren por las laderas y van a engrosar los caudales en los cauces colectores. Cálculo para el cual se construyó una rutina que haciendo uso de las herramientas de análisis hidrológico que provee el ArcGIS (2008), acumula el escurrimiento “in situ” en los cauces colectores. Se asume que la topografía determina la dirección del flujo y este se acumula celda por celda, así la celda (pixel) que se encuentra abajo recibe el flujo de las que están arriba de ella.

La acumulación del escurrimiento “in situ” requiere un mapa de altitudes o modelo de elevación digital (DEM), que para el efecto es un recuadro del DEM 30 m x 30 m del USGS con cubrimiento de las cuencas del Departamento de Caldas. Incluye las principales cuencas compartidas con otros departamentos: Guarinó, Campoalegre, San Eugenio, San Francisco, Risaralda, Arquía y cuenca alta del Arma. No incluye la totalidad de las cuencas del Samaná y del Arma que se adentran extensamente en Antioquia, ni la del Mapa que avanza en Risaralda. Se siguió la siguiente secuencia para obtener la acumulación de caudales en los cauces colectores:

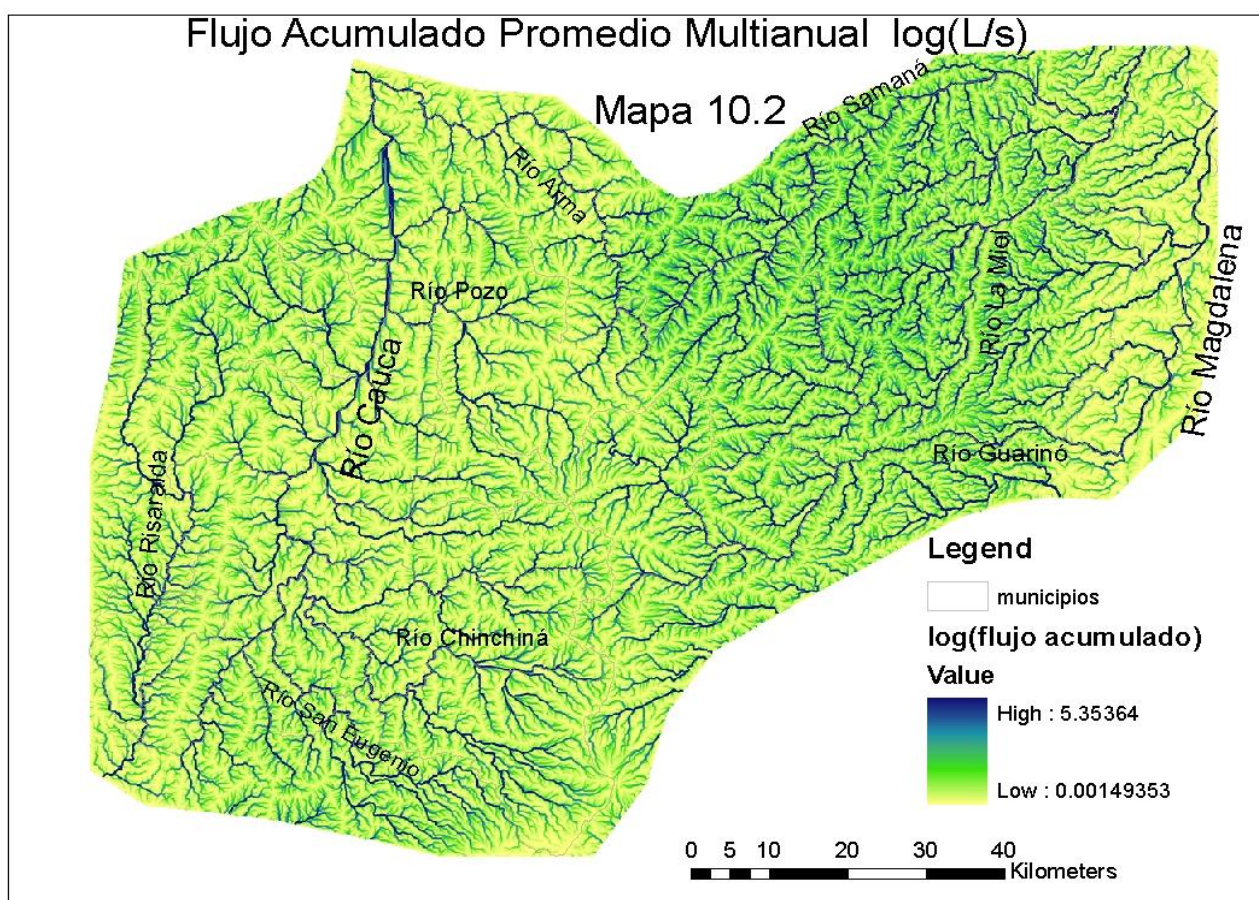
- a) Ubicación de “sumideros”, (en inglés, “*sinks*”) o celdas más bajas que las que están alrededor, de las cuales el agua no podría salir.
- b) Llenado de “sumideros” para que no haya puntos de acumulación de caudal interiores, donde el agua llega y supuestamente no fluye.
- c) Obtención de la dirección de la pendiente, a donde se supone que se dirige el flujo que escurre.

- d) Ubicación de las celdas de salida, o celdas externas más bajas que las de sus alrededores.
- e) Encadenamiento de las celdas para la acumulación del flujo.
- f) Acumulación de flujo celda a celda, teniéndose como base de acumulación el mapa de escurrimiento promedio multianual

Se obtiene así el mapa de flujos acumulados, en el que se destacan los cauces colectores, que se muestra a continuación, donde se van acumulando los escurrimientos “in situ” convertidos en caudales. El mapa para mayor visualización de las corrientes, sobre todo las pequeñas menores que 100 L/s, está construido sobre el logaritmo de los caudales. Un logaritmo de cinco equivale a un caudal de 100.000 L/s o su equivalente 100 m³/s.

Al visualizar el mapa flujo acumulado, muestra que este tiene coherencia hidrográfica. Se aprecia en el Mapa 10.2, Flujo acumulado promedio multianual, cómo emergen las pequeñas corrientes y estas cómo se aúnan hasta formar los ríos. Se observa, también, que las zonas de altos escurrimientos, como la del Oriente de Caldas, presentan una tonalidad verdosa pues la densidad de las pequeñas corrientes es mayor que la correspondiente a zonas secas, como las de la planicie del Magdalena Medio o la cuenca río Pozo, que presentan una tonalidad amarillenta.

El mapa puede ser consultado mediante software de sistemas de información geográfica, ArcView o ArcGIS, para leer el caudal promedio multianual de un río en particular. Escogido un lugar en un cauce al que se le quiere hacer lectura de su caudal medio con base en los datos geográficos que se tengan -sus coordenadas, su altitud, o el área de aferencia- se le ubica en el mapa y luego se lee el dato.



Por ejemplo, se quiere conocer el caudal promedio que fluye en el sitio de la bocatoma del acueducto regional de Occidente y se tienen datos del área aferente de 3.530 ha y de una altitud de 2.200 m. Valiéndose de los mapas, hectáreas aferentes y de curvas de nivel y conociendo que ese río discurre por el Alto Riosucio, se ubica el lugar de la bocatoma donde indica la flecha en la Figura 10.10, obteniéndose un área de aferencia de 3.560 ha, y luego se lee el dato de caudal en el mapa de Flujo Acumulado Promedio Multianual, lectura que arroja 1.953 L/s.

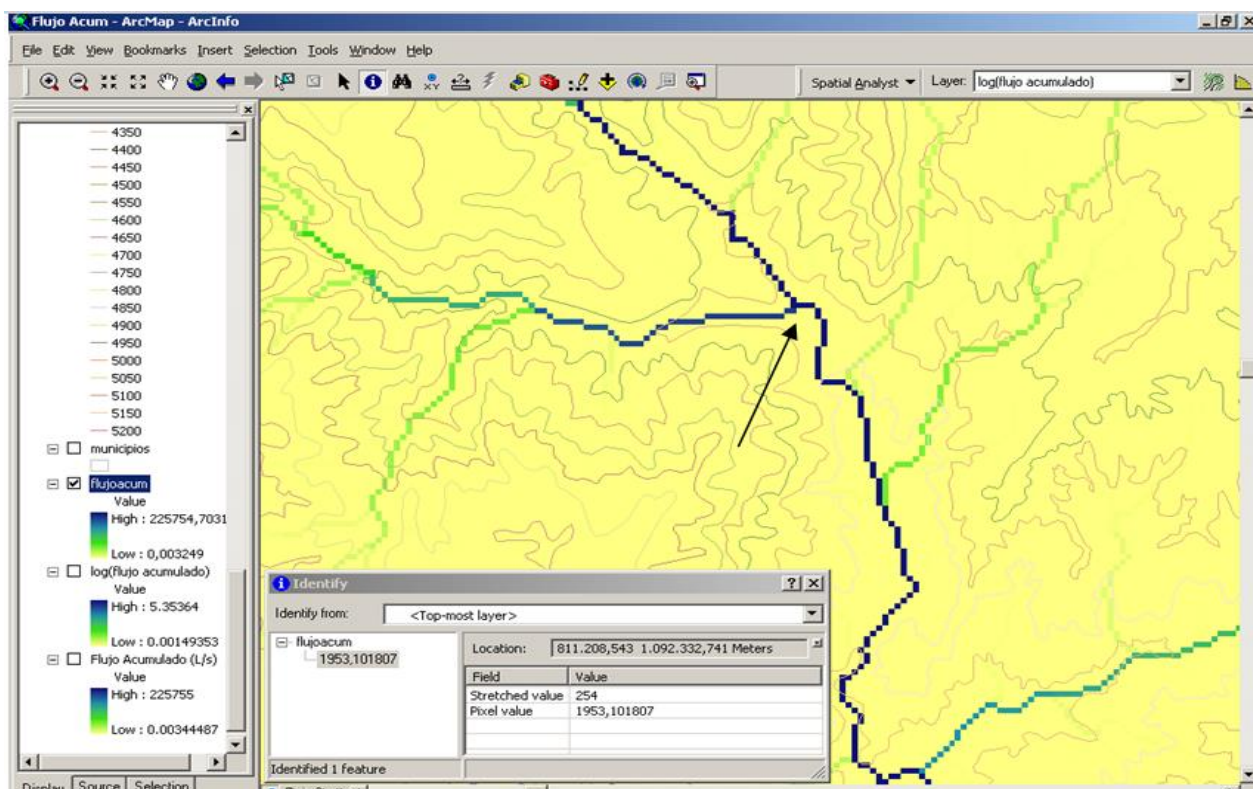


Figura 10.10. Consulta del caudal promedio en la bocatoma del Acueducto de Occidente.

10.6 Validación del modelo de acumulación de flujo

Con el caudal promedio multianual de cada estación hidrométrica, presentado en la Tabla 10.3 y la lectura en el Mapa 10.2 del caudal acumulado en cada estación hidrométrica mediante el ArcView o el ArcGis, se validó el modelo de acumulación de flujo. De esa tabla se sustrajeron para la validación las estaciones hidrométricas de ríos que su cuenca hidrográfica se adentra en otros departamentos (cuencas de los ríos Arma y Mapa) y las que tenían menos de 10 años de registros para evitar problemas de inexactitud del dato por su corto registro.

En el río Guarinó sucede una situación interesante. El modelo de flujo acumulado infiere para la estación de Puente Victoria, a los 450 m de altitud, 42,4 m³/s y las mediciones hechas entre los años de 1994 y 2002 incluidos, dan un caudal promedio de 39,9 m³/s. Para la estación Puente La Dorada, a los 200 m de altitud, el IDEAM aforó un caudal promedio de 33,6 m³/s entre los años 1980 y 2002 y el modelo de flujo acumulado infiere 45,4 m³/s. Según las mediciones en las estaciones

hidrométricas, el río Guarinó pierde caudal entre Puente Victoria y Puente La Dorada, lo que se explica porque el río en su tramo final discurre sobre una planicie de alta permeabilidad (ver Mapa 9.1) y alimenta un extenso acuífero ¹¹⁴. Por tanto, también, se sustrajo la estación Puente La Dorada.

La figura y la tabla, a continuación, ilustran el resultado de la confrontación mediante el error o diferencia de los datos observados contra los inferidos.

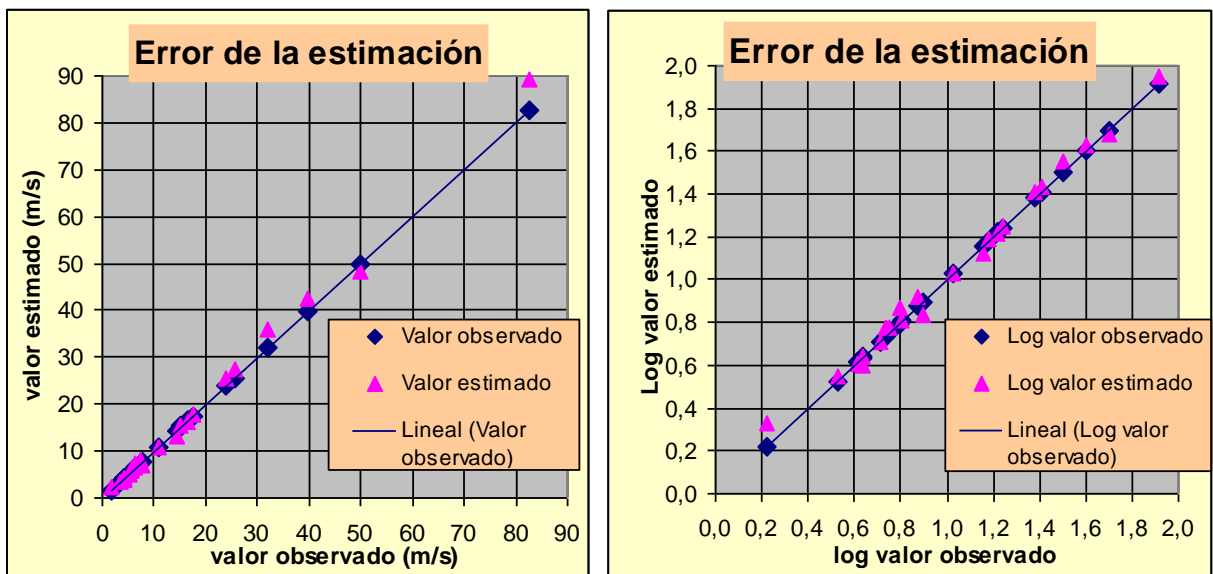


Figura 10.11. Error de la estimación del modelo de flujo acumulado.

Como puede apreciarse en la Figura 10.11, los caudales calculados por dos métodos muy distintos; las mediciones de caudal con base en lecturas de mira, valor observado, y el modelo de acumulación de flujo, valor estimado, que parte del balance hídrico entre precipitación, evapotranspiración y caudal, son muy similares,

¹¹⁴ En el área afloran varios manantiales, entre ellos el que alimenta la Charca de Guarinocito. Como desde siempre lo han sabido los pescadores, la Charca, mediante este manantial, está vinculada al río Guarinó. Espejo de agua que tiene importancia para la reproducción de poblaciones piscícolas.

ISAGEN, ejecutora del trasvase del Guarinó a La Miel, nunca contempló en sus cálculos del caudal ecológico por mantener una vez trasvasado el río, la merma de caudal del Guarinó en su tramo final. Es decir, no consideró la importancia del río como aferente al acuífero ni, por supuesto, a la Charca de Guarinocito.

es más; excelentes. En el libro *Balances Hidrológicos de Colombia* (Vélez, Poveda y Mesa, 2000) se considera que un promedio en el error cuadrático porcentual de alrededor del 20% es muy aceptable. Aquí se expuso un modelo que logra un promedio del error cuadrático adimensional en términos porcentuales de 6,99 %.

Tabla 10.4. Error cuadrático porcentual de la estimación					
n	NOMBRE	CORRIENTE	Valor observado (m³/s)	Valor estimado (m³/s)	Error cuadrático (%)
1	TARAPACA	CAMPOALEGRE	7,50	8,26	10,07
2	MI CASITA	CAMPOALEGRE	4,35	4,00	7,96
3	COSTA AZUL	CHAMBERY	4,10	4,03	1,70
4	SANCANSIO	CHINCHINA	6,22	7,40	18,97
5	MONTEVIDEO	CHINCHINA	17,48	17,60	0,70
6	SAN GABRIEL	GUACAICA	10,73	10,80	0,64
7	BOCATOMA	GUACAICA	6,40	6,51	1,74
8	PUENTE VICTORIA	GUARINO	39,88	42,40	6,31
9	PUENTE HIERRO	LA MIEL	82,67	89,40	8,15
10	LA MIEL II	LA MIEL	31,99	35,90	12,22
11	PUENTE SAMANÁ	LA MIEL	49,83	48,20	3,28
12	PUENTE SAN DIEGO	MANSO	14,25	13,27	6,87
13	TEBAIDA	PENSILVANIA	25,58	27,25	6,51
14	GUACARI	Q. HONDA	3,36	3,53	5,08
15	PTE LA ESTRELLA	Q. LA ESTRELLA	1,65	2,14	29,37
16	PUENTE NEGRO	RISARALDA	24,00	25,60	6,69
17	BUENOS AIRES	RISARALDA	16,60	16,40	1,23
18	LA VIRGEN	RISARALDA	15,26	15,60	2,21
19	LA MARIA	SAN EUGENIO	5,16	5,10	1,13
20	LA REINA	SAN EUGENIO	4,30	4,36	1,49
21	PTE CARRET 6-916	SUPIA	7,85	6,87	12,48
22	PTE LAG JUNTAS	TAPIAS	5,47	5,94	8,66
23	LA PAILA 6-940	TAPIAS	5,59	6,00	7,30
	Promedio		16,97	17,68	6,99

El error cuadrático de la estación hidrométrica Sancancio, sobre el río Chinchiná, el segundo más grande de la tabla, se explica porque los acueductos de Manizales y Villamaría captan aguas de esta corriente y los descoles de las aguas servidas nutren de vuelta al Chinchiná, aguas debajo de la mencionada estación, captación que es del orden de 0,8 m³/s. Si se suma este valor al aforado en la estación Sancancio el resultado se acerca mucho al valor inferido por el modelo de acumulación de flujo. Es posible que el mayor error cuadrático de la Tabla 10.4, el de la quebrada La Estrella, se deba a tomas aguas arriba para usos agrícolas.

La estimación de caudales mediante el modelo de flujo acumulado tiende a ser levemente mayor que la inferencia de caudales por lectura de mira, un 4,02%, lo que

puede explicarse, por lo menos en parte, porque hay flujos subterráneos que no son detectados en las estaciones hidrométricas. La Figura 10.12 ilustra el fenómeno ¹¹⁵. En ella se puede observar que el flujo desde el acuífero hacia afuera de la cuenca no es detectado por las mediciones hidrométricas. También puede suceder que los flujos laterales y el escurrimiento profundo no sean detectados en toda su magnitud en las estaciones. En estaciones que miden corrientes pequeñas, estos flujos no medidos tienden a poseer un porcentaje mayor frente al monto total del caudal efluente de la cuenca. Se estima que para ríos cuyo caudal promedio está por encima de los 10 m³/s, estos flujos no medidos son del orden del 2% de ese caudal promedio y para pequeñas corrientes, inferiores a 1 m³/s promedio, suelen estar entre el 5% y el 15%. Por tanto, es consistente con el funcionamiento hidrológico que el modelo de acumulación estime caudales un tanto mayores que los medidos en las estaciones hidrométricas. ¹¹⁶

Con las consideraciones de los dos párrafos anteriores, la sobreestimación del modelo de acumulación de flujo sobre las medidas hidrométricas ronda el 2%, valor irrisorio. La exactitud y precisión del modelo de acumulación de flujo y de las estimaciones de la precipitación y evapotranspiración logradas en la presente publicación son muy difíciles de lograr en modelos hidrológicos regionales.

¹¹⁵ Adaptada de Natalia Uribe (2010).

¹¹⁶ En *Balances Hidrológicos de Colombia* (Vélez, Poveda y Mesa, 2000) se presenta una estimación de la precipitación por rocío o precipitación horizontal como de unos 50 mm/año para lugares situados por encima de los 2.500 m de altitud, en lugares bajos está precipitación es deleznable. Los caudales aforados del Chinchiná y de la quebrada Cajones que surten la planta Gallinazo del acueducto de Manizales son en un 15% y 11% menores que los calculados por el modelo de acumulación de flujo. La precipitación oculta u horizontal no se refleja en estos caudales aforados en el Chinchiná y la quebrada cuyas cuencas están por encima de los 2.500 m, pues son menores a los inferidos por el modelo de acumulación. Puede ser que en la superficie de los pluviómetros se condensen gotas de rocío y resulte medida esta precipitación sin habérselo propuesto.

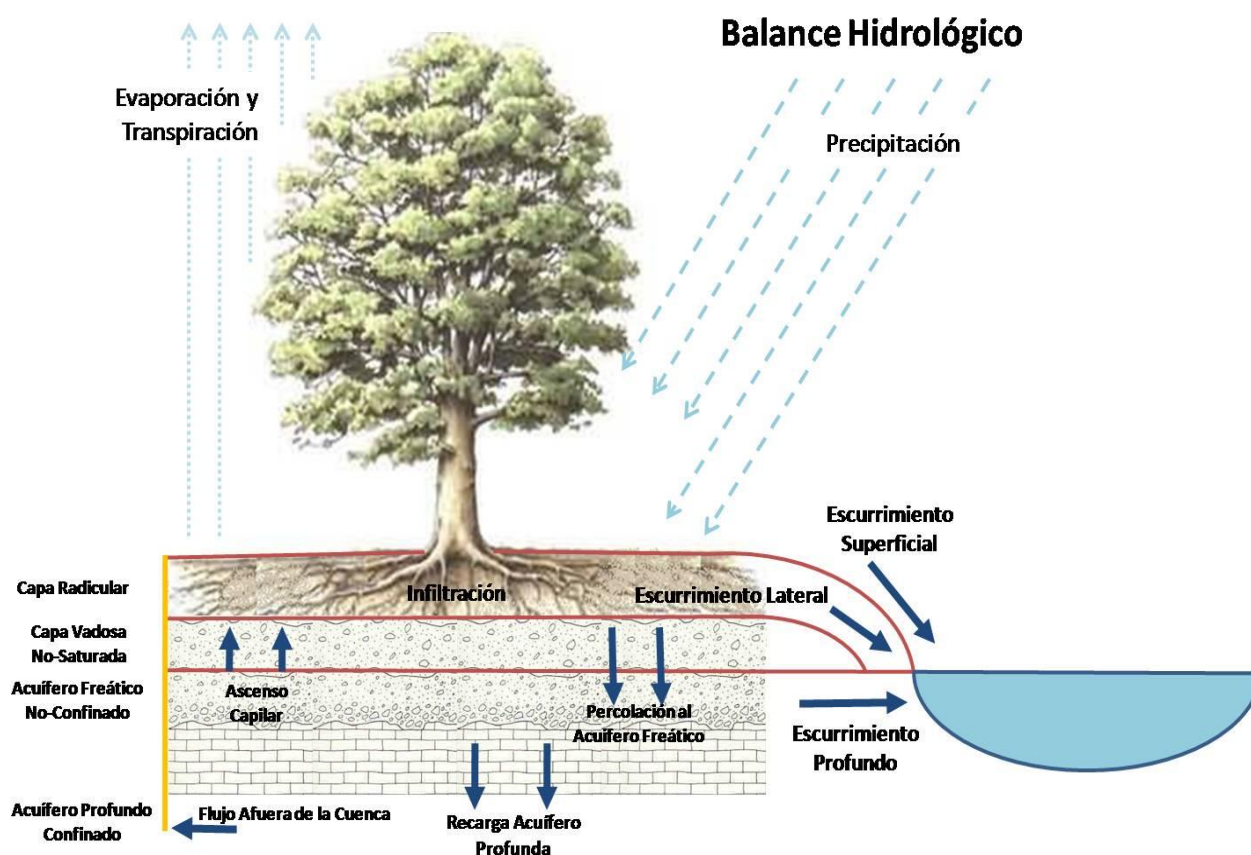


Figura 10.12. Balance hidrológico en una cuenca con sus escurrimientos.

El modelo de balance hídrico, desarrollado en el Capítulo 8, aunado al modelo de acumulación de flujo, se pueden aplicar para estimar caudales promedios mensuales. Empero se requeriría de un mapa de capacidad de campo de los suelos extendido a las áreas pertenecientes a otros departamentos de cuencas compartidas, que no se tiene.¹¹⁷

Como colofón de este numeral se puede afirmar que la acumulación de flujo a partir del escurrimiento promedio multianual es un excelente estimativo de los caudales promedio multianuales que discurren en los ríos y quebradas del Departamento. Además de validarse el modelo de acumulación de flujo con este análisis del error cuadrático, se han validado, también, los métodos de levantamiento de los mapas de precipitación promedio multianual y de evapotranspiración anual.

¹¹⁷ En el libro mencionado en la cita anterior y en el artículo de Vélez Jaime et al (2002) se exponen modelos para el cálculo de estos caudales mensuales, denominados de tanques.

10.7 Caudales mínimos asociados a períodos de retorno

Los caudales mínimos anuales asociados a ciertos períodos de retorno -2, 5, 10, 20 o 50 años-, son útiles para el diseño de obras de infraestructura como acueductos o distritos de riego, en las que el costo económico, social o político de un desabastecimiento es indeseable.

- Vinculación del período de retorno a caudales mínimos anuales

El método de asociar los eventos extremos anuales, ya sean mínimos o máximos, está descrito en las siguientes fórmulas:

$$Tr = 1 / P$$

$$P = (m - b) / (n + 1 - 2b)$$

Donde: Tr, período de retorno

P, es la probabilidad de deficiencia.

m, posición del evento en la muestra ordenada de menor a mayor.

n, número de datos.

b, constante de Blom, 3/8. ¹¹⁸

- Selección de la distribución de probabilidad de mínimos anuales

Para el ajuste a una distribución de probabilidad de las series de caudales mínimos multianuales asociados a períodos de retorno, se analizaron en el estudio de Fernando González (CORPOCALDAS, 2003) las funciones: Gumbel por Mínimos Cuadrados, Gumbel por Momentos, Gumbel metodología de Ven Te Chow, Log-Normal, Pearson III de tres parámetros y el método de Fuller. Además se agregó la Función Recíproca. En dicho estudio resultó seleccionada la función Log-Normal, la cual se describe a continuación, puesto que la mayoría de las funciones se rechazaron por no ajustarse a los datos de las series de caudales mínimos anuales.

¹¹⁸ Ver pie de página 82 (numeral 5.8).

- Log-Normal

El método de Log-Normal asume que los logaritmos de la variable aleatoria, en este caso los Qmin anuales, se distribuyen normalmente, por lo tanto, se tiene:

$$Z = \frac{\ln Q_{min} - \alpha}{\beta} \quad y \quad Z \sim N(\alpha, \beta)$$

Donde: α es el promedio de los logaritmos de la variable Qmin

β es la desviación estándar de los logaritmos de la variable Qmin

$$Q_{minTr} = \text{Exp}(ZTr \beta + \alpha)$$

Para un período de retorno dado Tr, se tiene que el valor de la función acumulada de la distribución está dado por:

$$F(Tr) = 1 / Tr \Rightarrow ZTr = N^{-1}\{1 / Tr\}$$

Conocido el ZTr asociado a un período de retorno dado, se puede hallar el QminTr. El método es de fácil aplicación ya que Excel (2010) posee la inversa de la Función Normal y se le puede construir intervalos de confianza con base en establecer una regresión entre los Qmin medidos y los Qmin inferidos, lo cual se puede hacer con el uso de un paquete estadístico.

- Ejemplo de aplicación

En la Tabla 10.5 se aprecia la aplicación en una hoja Excel (2010) del método de la Log-Normal para el río Blanco aforado por Aguas de Manizales. Las columnas se van llenando de izquierda a derecha y cada columna es un paso en la aplicación del método. Se observan en la tabla los períodos de retorno calculados por las fórmulas de Hanzen y Blom para ejemplificar sus diferencias. La fórmula utilizada fue la de Blom. Las últimas cuatro columnas se obtienen con el modelo de regresión que relaciona los caudales mínimos, Qmin, con caudales inferidos por el modelo, Qest, y mediante la utilización en el paquete estadístico Statgraphics (1999). El modelo de regresión lineal está especificado por:

```
Qest = 41,48 + 0,7976*Qmin
Correlation Coefficient = 0,9556
R-squared = 91,31 percent
Standard Error of Est. = 21,13
```


A continuación se aprecian los intervalos de confianza del 95% tanto para las observaciones, como para el estimador del modelo especificado (Figura 10.13).

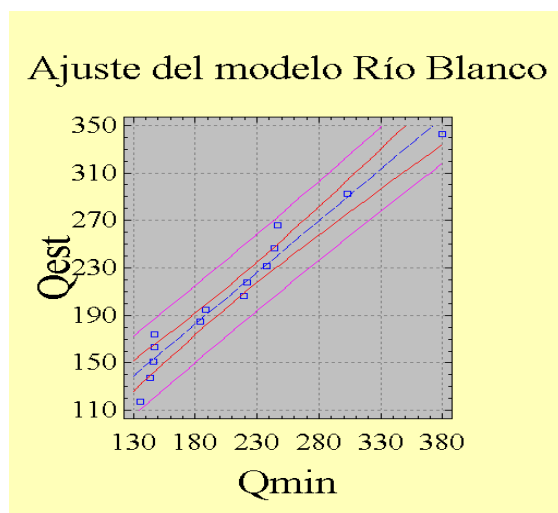


Figura 10.13. Ajuste entre los Qmin anuales y los Qest.

Tabla 10.5. Cálculo Modelo Log-Normal Río Blanco													
Año	Qmin anual	m	Tr (Hanzen)	Tr (Blom)	F(<x)	Qmin	Ln Qi	LogNormal	Qest	Inferidos modelo de regresión intervalo de confianza del 95%			
	(l/s)	posición en la serie	$Tr = n / (m - 1/2)$	$Tr = (n + 1/4) / (m - 3/8)$	$F(<x) = 1 / Tr$ (Blom)	Qmin ordenados	Ln [Qmin] (∅)	Distr. Nor. Inv $\hat{\mu}, \hat{\sigma}$ (Z)	Exp(Z)	Límite Inferior Observación	Límite Superior Observación	Límite Inferior Estimador	Límite Superior Estimador
1997	146,8	1	30,00	22,80	0,044	135,3	4,91	4,767	117,5	100,2	198,6	132,0	166,8
1998	144,0	2	10,00	8,77	0,114	144,0	4,97	4,924	137,5	107,4	205,2	139,9	172,8
1999	302,7	3	6,00	5,43	0,184	146,3	4,99	5,020	151,4	109,4	207,0	141,9	174,4
2000	246,2	4	4,29	3,93	0,254	146,8	4,99	5,094	163,1	109,8	207,4	142,4	174,7
2001	147,2	5	3,33	3,08	0,325	147,2	4,99	5,159	174,0	110,1	207,7	142,8	175,0
2002	146,3	6	2,73	2,53	0,395	183,8	5,21	5,218	184,5	140,2	236,0	174,9	201,3
2003	135,3	7	2,31	2,15	0,465	188,4	5,24	5,274	195,1	143,9	239,6	178,8	204,7
2004	219,0	8	2,00	1,87	0,535	219,0	5,39	5,329	206,2	168,5	263,8	203,8	228,5
2005	237,9	9	1,76	1,65	0,605	222,3	5,40	5,385	218,1	171,1	266,4	206,4	231,1
2006	188,4	10	1,58	1,48	0,675	237,9	5,47	5,444	231,3	183,4	279,0	218,4	244,0
2007	244,0	11	1,43	1,34	0,746	244,0	5,50	5,508	246,7	188,2	284,0	223,0	249,2
2008	380,0	12	1,30	1,23	0,816	246,2	5,51	5,583	265,8	190,0	285,7	224,6	251,1
2009	222,3	13	1,20	1,13	0,886	302,7	5,71	5,679	292,6	233,4	332,5	264,6	301,3
2010	183,8	14	1,11	1,05	0,956	380,0	5,94	5,836	342,4	334,5	452,9	356,5	430,9
n = 14				Promedio Ln [Qmin] = $\hat{\mu}$ =		5,30		Cálculos: F. González					
				Desviación Ln [Qmin] = $\hat{\sigma}$ =		0,31							

Ahora se establece una relación entre caudal estimado por el modelo, Q_{est} , y los datos de las últimas cuatro columnas referidas a los intervalos de confianza del 95%, tanto de las observaciones como del estimador (Figura 10.14).

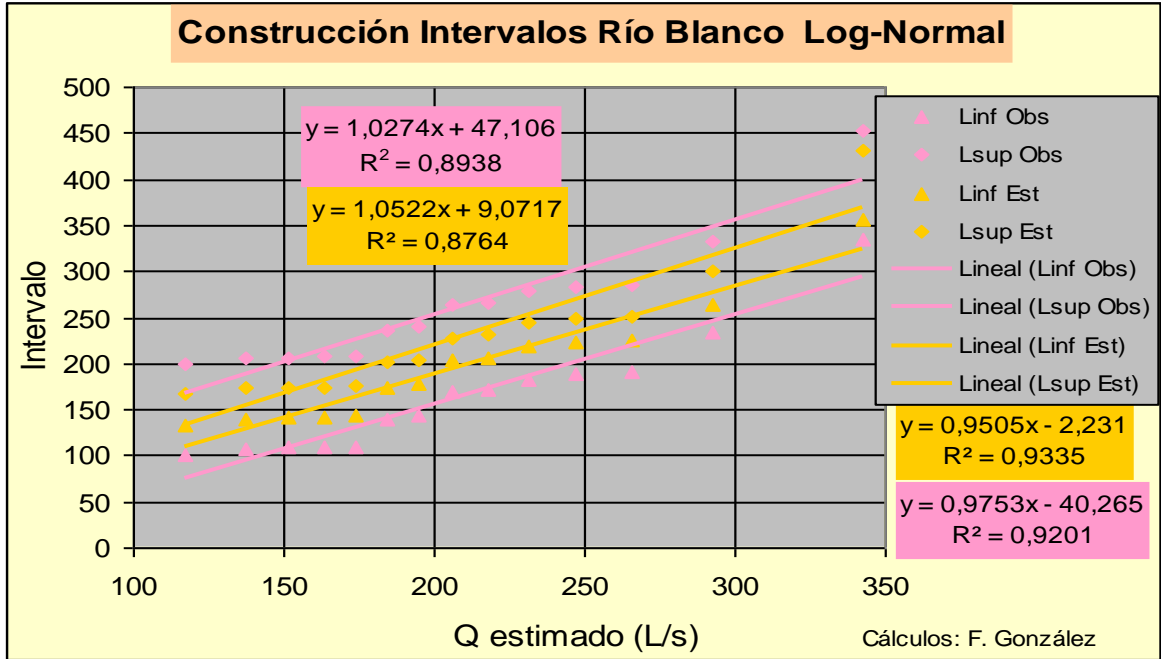


Figura 10.14. Construcción de intervalos 95% de las observaciones y del estimador.

Con la inferencia de caudal, Q_{est} , para valores de la función acumulada en la Tabla 10.5 y relaciones lineales mostradas en la Figura 10.14 se construye la Figura 10.15, en la que se establecen los caudales mínimos asociados a períodos de retorno predeterminados para el río Blanco.

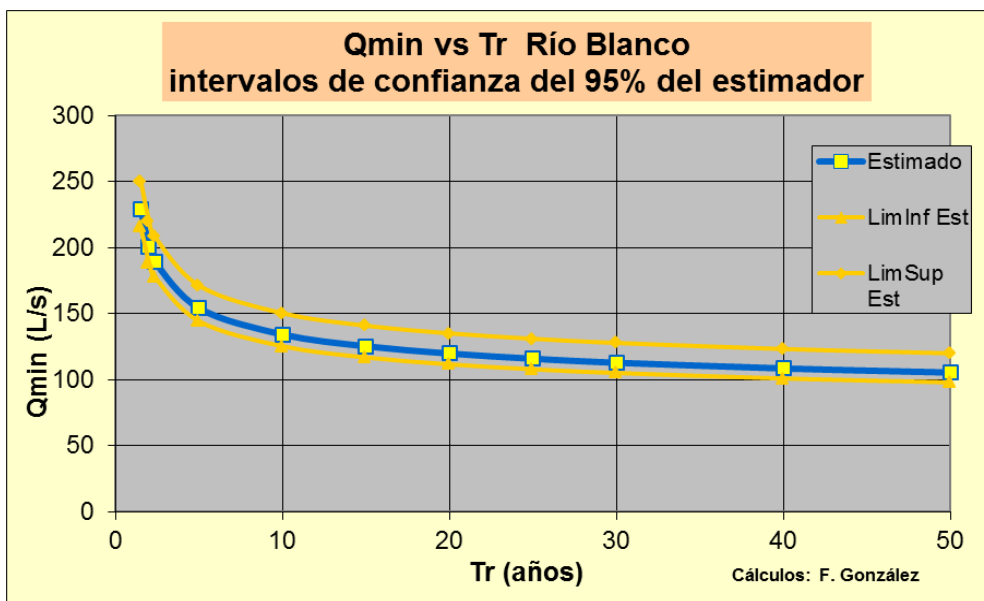


Figura 10.15. $Q_{min}Tr$ estimado e intervalos del 95% para el estimador.

El método anterior se aplicó a 17 estaciones hidrométricas de la CHEC o HIMAT, con los resultados que muestra la tabla a continuación.¹¹⁹

Tabla 10.6. Caudales mínimos diferentes períodos de retorno (m3/s)

Río - Estación	Modelo	Tr (años)										
		1,5	2	2,33	5	10	15	20	25	30	40	50
Guarínó - Puente Carretera	Log-Nor	13,84	12,28	11,69	9,72	8,61	8,10	7,78	7,55	7,38	7,13	6,95
La Miel - Puente Carretera	Log-Nor	29,55	24,65	22,87	17,30	14,38	13,11	12,34	11,80	11,39	10,80	10,39
Manso - San Diego	Log-Nor	3,12	2,70	2,54	2,03	1,76	1,63	1,55	1,50	1,46	1,40	1,35
La Miel - San Miguel	Potencia	90,57	83,72	80,30	65,17	53,93	48,27	44,62	41,98	39,94	36,92	34,73
San Eugenio - La Reina	Log-Nor	1,45	1,31	1,26	1,08	0,97	0,92	0,89	0,87	0,85	0,83	0,81
Chinchiná - Montevideo	Log-Nor	7,94	7,27	7,01	6,13	5,60	5,36	5,20	5,09	5,01	4,88	4,79
Chinchiná - Chupaderos	Log-Nor	1,48	1,16	1,04	0,71	0,55	0,49	0,45	0,42	0,40	0,37	0,35
Guacaica - Bocatoma	Log-Nor	2,03	1,68	1,55	1,15	0,95	0,86	0,81	0,77	0,74	0,70	0,67
Tapias - La Paila	Log-Nor	1,81	1,51	1,40	1,06	0,88	0,81	0,76	0,73	0,70	0,67	0,64
Q. Honda - Guacari	Potencia	1,51	1,18	1,04	0,55	0,31	0,22	0,17	0,14	0,12	0,10	0,08
Chambery - Costa Azul	Lineal	1,86	1,42	1,23	0,62	0,35	0,26	0,22	0,19	0,18	0,15	0,14
Mapa - La Bretaña	Log-Nor	3,51	2,87	2,65	1,95	1,59	1,43	1,34	1,28	1,23	1,16	1,11
Risaralda - Puente Negro	Log-Nor	11,71	9,69	8,96	6,69	5,51	5,01	4,70	4,49	4,33	4,09	3,93
Risaralda - Buenos Aires	Log-Nor	6,71	5,74	5,38	4,23	3,61	3,33	3,16	3,04	2,95	2,82	2,73
Risaralda - La Virgen	Log-Nor	5,75	4,79	4,45	3,36	2,79	2,55	2,40	2,29	2,21	2,10	2,02
Supía - Puente Carretera	Log-Nor	2,63	2,22	2,08	1,61	1,35	1,24	1,18	1,13	1,09	1,04	1,00
Arma - Quitasueño	Potencia	18,06	15,19	13,86	8,75	5,77	4,52	3,80	3,32	2,98	2,50	2,19
Cálculos: F. González												

Como la Función Potencial fue la que mejor se ajustó al conjunto de datos para algunas estaciones: San Miguel, Guacarí, Quitasueño, se aplicó esta función en vez de la Log-Normal. Se describe a continuación la función.

- Función Potencial

La función potencial tiene la ventaja de no presentar valores negativos, se puede establecer una relación con la función de distribución:

$$Q_{minTr} = a * F (< x)^c$$

donde: F (<x) Función de distribución o acumulada

a y c parámetros para establecer por regresión

¹¹⁹ Estadísticos levantados con información del antiguo HIMAT, cuando la información hidrométrica se encontraba a disposición del investigador que la necesitara. Se puede consultar la información de la aplicación de este método a estaciones de Aguas de Manizales en el estudio de González (COAMBIENTAL - CORPOCALDAS, 2010).

Como: $F(< x) = P(x < X) = 1/Tr$

Se tiene: $Q_{minTr} = a * (1/Tr)^c$

La Función Potencial es fácil de calcular y se le pueden construir intervalos de confianza, haciendo uso de un paquete estadístico.

10.8 Regionalización del cálculo de caudales mínimos y extensión del método a cuencas no instrumentadas

Las curvas de acumulación o los métodos estadísticos para el cálculo de caudales mínimos asociados a períodos de retorno tienen una utilidad limitada pues sólo son aplicables a la corriente y al sitio donde se encuentra ubicada la estación hidrométrica. Por tanto, es imprescindible su extensión a todo el espacio mediante las llamadas técnicas de regionalización.

- Regionalización de los estadísticos de las curvas de acumulación

Los estadísticos calculados con base en la curva de acumulación, verbigracia $Q_{97,5\%}$ y $Q_{90,\%}$, se pueden extender con cierta facilidad a corrientes no instrumentadas con la simple aplicación de las relaciones establecidas en la Figura 10.5 (numeral 10.2):

$$Q_{97,5\%} = 0,35 Q_{med} \quad (10.6)$$

$$Q_{90\%} = 0,45 Q_{med} \quad (10.7)$$

Q_{med} : caudal promedio multianual

El Q_{med} , el caudal acumulado promedio, se puede leer del mapa *Flujo Acumulado Promedio Multianual* como muestra la Figura 10.10 (numeral 10.5), caudal dado en L/s. El Q_{med} leído en el mapa se estima mayor en un porcentaje del 2% que el caudal que discurre por las corrientes y que es medido en las estaciones hidrométricas, como se explicó en el numeral 10.6. Por tanto se debe ajustar ese Q_{med} leído con el sistema de información multiplicándolo por 0,98. Pero además de ese ajuste es necesario hacer otra precisión debida a que las curvas de acumulación fueron levantadas con base en los aforos y el promedio con base en éstos difiere por

lo bajo en alrededor de un 15% del promedio real según los discutido en el numeral 10.2. Es decir es preciso ajustar de nuevo Q_{med} , estimado por el modelo de acumulación de flujo, esta vez multiplicándolo también por 0,85. En síntesis la relación (10.6) para corrientes mayores quedaría de la forma:

$$Q_{97,5\%} = 0,35 (Q_{medmapa} * 0,98 * 0,85) \Rightarrow Q_{97,5\%} = 0,29 * Q_{medmapa} \quad (10.8)$$

- Regionalización del cálculo de caudales mínimos anuales asociados a períodos de retorno

Para regionalizar el cálculo de caudales mínimos asociados a períodos de retorno se parte de los parámetros estadísticos: caudal medio multianual, Q_{med} ; media de los caudales mínimos anuales, μ_{Qmin} ; desviación estándar de los caudales mínimos anuales, σ_{Qmin} ; y los caudales mínimos asociados a distintos períodos de retorno, Q_{minTr} ; inferidos con el método de la Log-Normal II, y se aplica el modelo estipulado en las siguientes ecuaciones: ¹²⁰

$$\mu_{Qmin} = \lambda * Q_{med}$$

$$\sigma_{Qmin} = \varphi (\mu_{Qmin})$$

$$Q_{minTr} = \mu_{Qmin} - \delta_{Tr} * \sigma_{Qmin}$$

Donde tanto los parámetros λ y δ_{Tr} como la función φ son estimados por métodos de regresión aplicados sobre los datos de caudales mínimos presentados en la Tabla 10.7.

¹²⁰ F. González (CORPOCALDAS, 2003) presenta una adecuación de este modelo para aplicarlo en pequeñas cuencas (< 1.000 ha) donde se contemplan los efectos de las características del subsuelo, en los caudales mínimos. Germán Poveda et al (2002) recurren a un método similar al aquí expuesto, en el que se hallan relaciones lineales entre la media y desviación estándar de los caudales mínimos con el caudal promedio. El método de la curva de recesión no les dio los resultados esperados, lo mismo que al autor de este libro cuando ensayó su aplicación.

La información base hidrológica de la Tabla 10.7 proviene del estudio *Modelos Matemáticos de Cuantificación de la Oferta Hídrica Superficial en el Departamento de Caldas* (Fernando González, COAMBIENTAL - CORPOCALDAS, 2010), y en parte proviene del estudio *Balance Hídrico en la Subregión No.1 de Risaralda* (Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 1997). Información a la que se le hizo algunas correcciones. En las figuras 10.16, 10.17 y 10.18 se exponen los pasos con los que se determinaron los parámetros del modelo.

Tabla 10.7. Datos de caudales mínimos para estimación de parámetros modelo de regionalización (m³/s)

Río - Estación	Q_{med}	μ_{Qmin}	σ_{Qmin}	Q_{minTr5}	$Q_{minTr10}$	$Q_{minTr25}$	$\mu_{Qmin} - Q_{minTr5}$	$\mu_{Qmin} - Q_{minTr10}$	$\mu_{Qmin} - Q_{minTr25}$
Guarínó - Puente Carretera	31,03	12,77	3,92	9,72	8,61	7,55	-5,80	-4,68	-3,63
La Miel - Puente Carretera	82,70	26,90	12,05	17,30	14,38	11,80	-5,25	-2,32	0,25
Manso - San Diego	14,25	0,48	0,28	2,03	1,76	1,50	-1,76	-1,48	-1,22
La Miel - San Miguel	245,09	79,90	19,32	65,17	53,93	41,98	-45,85	-34,60	-22,66
San Eugenio - La Reina	4,30	1,35	0,33	1,08	0,97	0,87	-0,74	-0,64	-0,53
Chinchiná - Montevideo	17,50	7,42	1,51	6,13	5,60	5,09	-4,61	-4,09	-3,58
Chinchiná - Chupaderos	4,58	1,36	0,90	0,71	0,55	0,42	0,19	0,35	0,48
Guacaica - Bocatoma	6,40	1,84	0,84	0,77	0,81	1,15	0,07	0,03	-0,31
Tapias - La Paila	5,49	1,65	0,71	1,06	0,88	0,73	-0,36	-0,18	-0,02
Q. Honda - Guacarí	3,67	1,15	0,57	0,55	0,31	0,14	0,03	0,27	0,43
Chambery - Costa Azul	4,10	1,42	0,80	0,62	0,35	0,19	0,18	0,45	0,61
Mapa - La Bretaña	10,68	3,17	1,40	1,95	1,59	1,28	-0,54	-0,18	0,13
Risaralda - Puente Negro	27,26	8,54	2,51	6,69	5,51	4,49	-4,18	-3,00	-1,97
Risaralda - Buenos Aires	18,34	6,11	2,22	4,23	3,61	3,04	-2,01	-1,39	-0,82
Risaralda - La Virgen	16,79	5,21	2,16	3,36	2,79	2,29	-1,21	-0,64	-0,14
Supía - Puente Carretera	8,48	2,40	0,96	1,61	1,35	1,13	-0,65	-0,40	-0,17
Arma - Quitasueño	42,25	14,66	7,05	8,75	5,77	3,32	-1,70	1,28	3,73
Guarínó - La Suecia	7,05	4,00	2,76	1,06	0,64	0,27	1,70	2,12	2,49
San Eugenio - La María	5,16	1,46	0,47	0,97	0,81	0,75	-0,50	-0,34	-0,28
Campoalegre - Tarapacá	7,50	3,33	0,90	2,34	2,00	1,69	-1,44	-1,10	-0,79
Campoalegre - Mi Casita	4,35	2,02	0,86	0,50	0,28	0,15	0,36	0,58	0,71
Q. La Estrella - Puente	1,65	0,26	0,06	0,02	0,01	0,00	0,04	0,05	0,06
Q. Manizales - La Enea	0,98	0,42	0,33	0,16	0,11	0,08	0,17	0,22	0,25
Tapias - Puente Juntas	5,40	1,24	0,76	0,52	0,37	0,26	0,24	0,39	0,50
Samaná - Puente Linda	55,19	15,34	5,25	10,43	8,81	7,36	-5,18	-3,57	-2,12

Cálculos: F. González

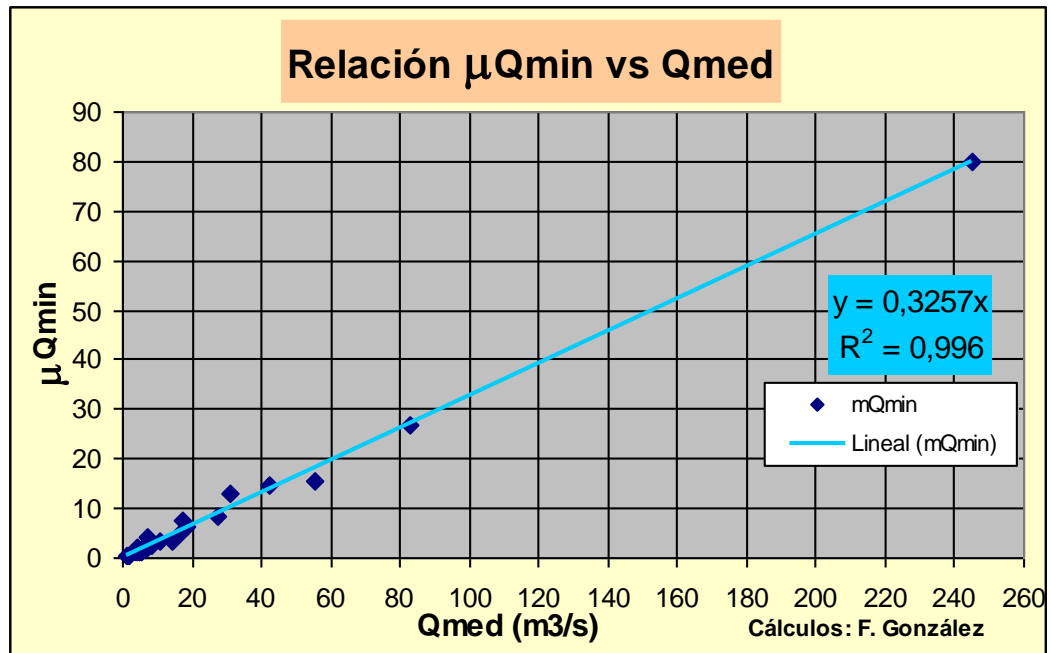


Figura 10.16. Relación μQ_{min} vs Q_{med} .

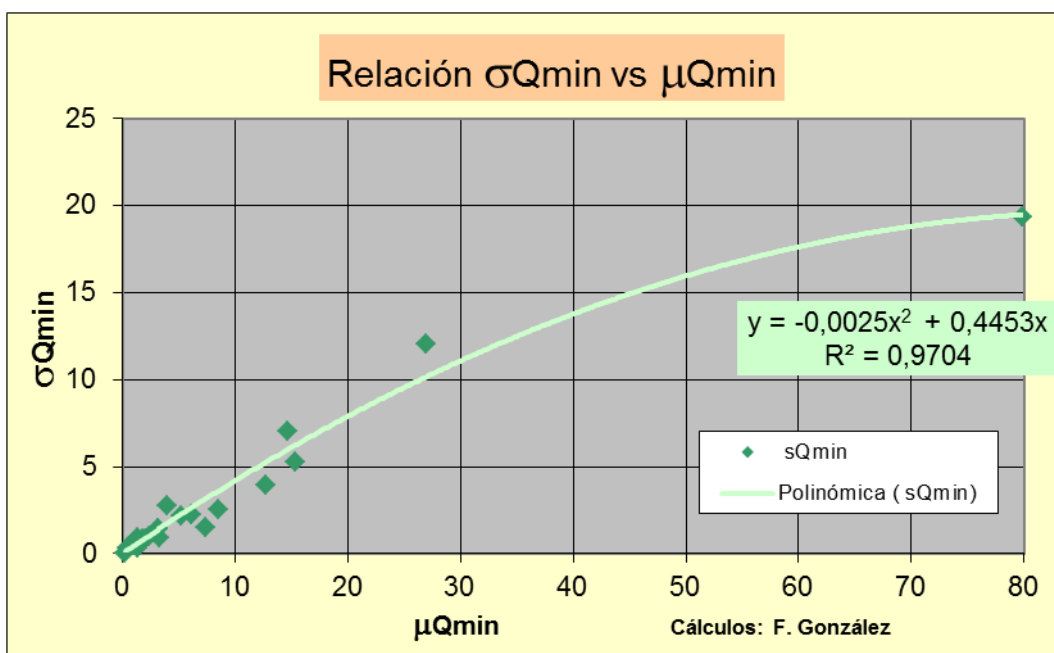


Figura 10.17. Relación σQ_{min} vs μQ_{min} .

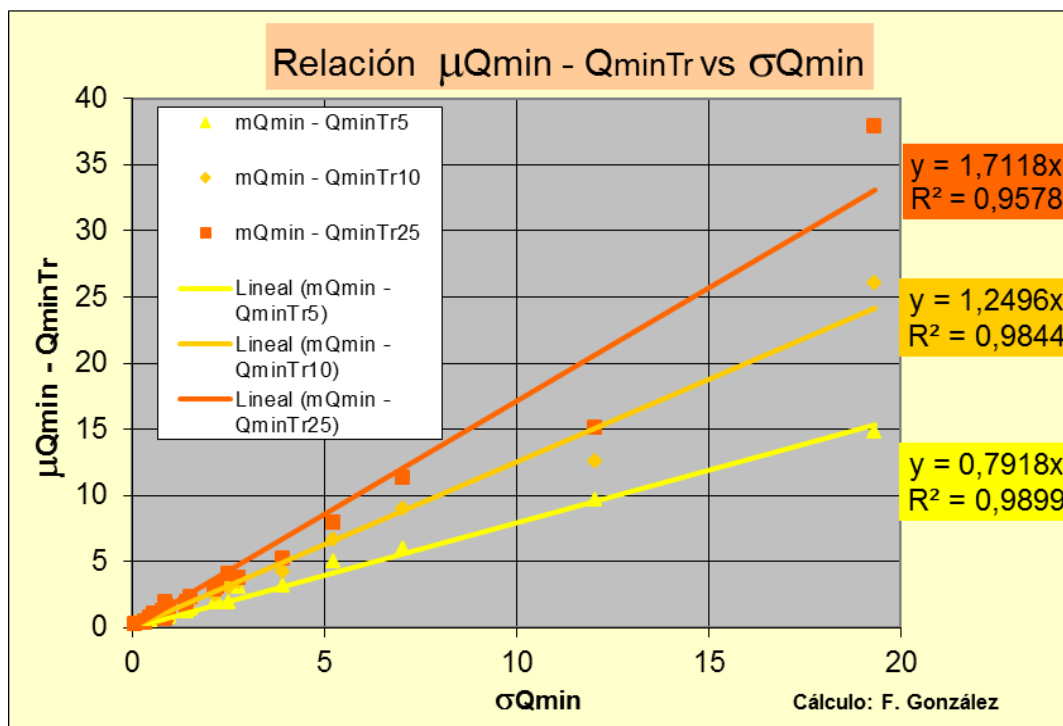


Figura 10.18. Relaciones $\mu Q_{min} - Q_{minTr}$ vs σQ_{min} .

Atendiendo los resultados expuestos en las figuras 10.15 y 10.16 el modelo quedaría especificado así:

$$\mu Q_{min} = 0,33 * Q_{med} \quad R^2 = 0,994 \quad (10.9)$$

$$\sigma Q_{min} = 0,45 * \mu Q_{min} - 0,0025 * (\mu Q_{min})^2 \quad R^2 = 0,970 \quad (10.10)$$

Los parámetros δTr de las relaciones: $Q_{minTr} = \mu Q_{min} - \delta Tr * \sigma Q_{min}$, para períodos de retorno de 5, 10 y 25 años, según la Figura 10.18 están dados por:

$$\delta 5 = 0,79 \quad R^2 = 0,990 \quad (10.11)$$

$$\delta 10 = 1,25 \quad R^2 = 0,984 \quad (10.12)$$

$$\delta 25 = 1,71 \quad R^2 = 0,958 \quad (10.13)$$

Cabe anotar; que si el Q_{med} , el caudal promedio multianual, se lee desde el mapa digital, haciendo uso del sistema de información geográfica, esta lectura es un tanto mayor, un 2%, que los caudales promedio que discurren en los ríos porque en ellos no se miden los flujos subterráneos, como se explicó en el numeral 10.6.

- Ejemplo de aplicación del modelo regional de caudales mínimos

Se aplicó el modelo regional a la quebrada Cambía (Municipio de Anserma), cuya área es de 51,49 km² y el caudal promedio leído en el mapa de *Flujo Acumulado* es de 1,62 m³/s: ¹²¹

$$Q_{medreal} = 0,98 * Q_{medmapa}$$

$$\mu Q_{min} = 0,33 * Q_{med}$$

$$\sigma Q_{min} = 0,45 * \mu Q_{min} - 0,0025 * \mu Q_{min}^2$$

Sustituyendo en las ecuaciones se obtiene: $\mu Q_{min} = 0,52 \text{ m}^3/\text{s}$ y $\sigma Q_{min} = 0,23 \text{ m}^3/\text{s}$.

Con la ecuación: $Q_{minTr} = \mu Q_{min} - \delta Tr * \sigma Q_{min}$ y los parámetros δTr :

$\delta 5 = 0,79$, $\delta 10 = 1,25$, $\delta 25 = 1,71$, se obtiene:

Tr (años)	5	10	25
Q _{minTr} (m ³ /s)	0,34	0,23	0,12

Cabe utilizar la relación (10.8) para calcular Q_{97,5%} de la quebrada Cambía, que es aproximado al caudal de retorno de 2,33 años, dando como resultado 0,45 m³/s, lo cual es consistente con el μQ_{min} calculado en el modelo de regionalización.

10.9 Caudales máximos asociados a períodos de retorno

Determinar los caudales máximos asociados a un período de retorno entre 2 y 100 años es un requisito fundamental para el diseño de obras de infraestructura como puentes, alcantarillas, obras de control y mitigación de inundaciones, asociadas a una vida útil y un cierto nivel de riesgo y para la prevención de crecientes catastróficas, pues el monto del caudal de la avenida es el dato básico con el cual se pueden determinar las cotas y el área de inundación.

¹²¹ En los cuatro aforos que se realizaron en la quebrada Cambía en el mes de octubre de 2010 en el estudio de González (COAMBIENTAL - CORPOCALDAS, 2010) se obtuvo un promedio de 1,66 m³/s, lo cual es coherente con el caudal promedio arriba reseñado, pues fue un período más lluvioso de lo “normal”.

Es importante tener en cuenta que los caudales mensuales máximos medios diarios, los mayores caudales medios diarios del mes, no son representativos de las crecientes reales o instantáneas, pues apenas llegan a un 30% o 40% del valor real de las crecientes. Por tanto, no se puede recurrir a estaciones que miden los caudales con lectura diaria del nivel de mira por un observador en un momento del día; las llamadas estaciones hidrométricas. Más en los ríos de montaña, como los del Departamento de Caldas, donde las crecientes suelen transcurrir en lapsos de minutos, las mediciones en un momento del día no captan las magnitudes de esas avenidas. Para inferir los caudales de una creciente es imperioso recurrir a estaciones limnigráficas, que sí miden los caudales transeúntes en cualquier momento del día, denominados caudales máximos instantáneos.

Es preciso advertir que entre los datos fluviométricos, de suyo con una alta imprecisión como se acotó en el numeral 10.1, los datos de caudales máximos instantáneos presentan la mayor incertidumbre, ya que la estimación del caudal fluyente durante una riada recurre a las denominadas curvas de calibración hechas con base en los aforos puntuales de los caudales que discurren por el cauce en condiciones “normales”; es decir, cuando el nivel del río es mucho más bajo que el nivel alcanzado en las crecientes. En otras palabras, el caudal inferido para las crecientes, cuando el río alcanza un nivel extraordinario, se hace con datos de niveles bajos o medios, y por tanto, es una extrapolación a una condición hidráulica totalmente distinta, más en los pequeños ríos de montaña donde los caudales de las crecientes pueden ser dos órdenes de magnitud superiores a los caudales medios del río. Casos hay en que el río en su riada sumerge la mira de medición del nivel. Sin embargo, a pesar de las altas imprecisiones que puedan tener los datos de crecientes, estos proveen un indicativo de la magnitud de las avenidas que, hoy por hoy, es difícil y dispendioso lograr de otra manera.¹²²

En F. González (CORPOCALDAS, 2003) se seleccionó el método de Gumbel ajustado por mínimos cuadrados para caudales máximos, después de un cuidadoso

¹²² En el numeral 10.11 se presenta el cálculo del monto de una creciente que sumergió la mira de medición en la estación Montevideo del río Chinchiná.

análisis en el que se evaluaron distintos métodos como son: Gumbel por momentos, Gumbel metodología de Ven Te Chow, Log Normal, Pearson III de tres parámetros y el método de Fuller. Métodos descritos ampliamente en Monsalve (2008).^{123 124}

¹²³ Un método harto socorrido para el cálculo de caudales máximos es el llamado método racional, aplicable en pequeñas cuencas. Se ha creado conciencia dentro de la comunidad de ingenieros de la ciudad que hacen uso de la hidrología, del hecho de que el método racional para cuencas con alguna dimensión, a pesar de ser pequeñas, genera unos valores en extremo altos. Esto se debe a que el método asume simultaneidad de la intensidad de la lluvia caída en todo el espacio de estudio. Las curvas IDF se levantan con base en los registros pluviométricos de un punto en el espacio. La suposición de base del método racional de que en todos los lugares de la cuenca se presenten las mismas intensidades máximas al mismo tiempo, es difícil de cumplir en áreas con algún tamaño (> 100 ha) en las condiciones meteorológicas y orográficas de los Andes colombianos. Ejemplos en los libros presentan cifras por demás escalofriantes: 180 m³/s para un Tr =10 años en una cuenca de 1.500 ha. El método del escurrimiento superficial modificado basado en el conocido método de Muskingum-Cunge y presentado en detalle en el estudio precitado de F. González (CORPOCALDAS, 2003), corrige por lo menos en parte esta deficiencia del método racional.

¹²⁴ Se puede recurrir a modelos lluvia-escorrentía para estimar caudales máximos, modelos que recurren al tiempo de concentración, considerado como el tiempo de viaje de una gota de agua de lluvia que escurre superficialmente desde el lugar más lejano de la cuenca hasta el punto de salida. Los métodos de estimación del tiempo de concentración infieren resultados harto disímiles. Aristizábal, Botero y Vélez (2012), para la cuenca alta del Río Chinchiná, medida en la estación Sancancio, aplicaron quince fórmulas con estimativos que van desde 0,47 h a 15,17 h. Un cálculo de la creciente con el tiempo de concentración más bajo supera en unas siete veces la calculada con el tiempo de concentración más alto. Obtener el promedio de los tiempos de concentración inferidos por distintas fórmulas y calcular con base en ese tiempo la creciente máxima es un albur asaz osado. Además, se comete el error de interpolar precipitaciones máximas como si la ocurrencia de precipitaciones máximas en distintas estaciones fueran sucesos simultáneos, es decir, se asume que las lluvias diarias máximas asociadas a períodos de retorno ocurren en sincronía en toda la cuenca Alta del río Chinchiná. El resultado es una estimación, en la bocatoma de Sancancio, de caudales máximos en extremo altos.

- Método de Gumbel (ajuste por mínimos cuadrados)

El método de Gumbel, mostró ser muy consistente y es de relativa fácil aplicación.

Su distribución acumulada tiene la forma ¹²⁵:

$$FQ(Q_{max}) = \text{Exp} \left\{ - \text{Exp} \left((Q_{max} - a) / c \right) \right\}$$

Donde: Q_{max} , variable que representa los caudales máximos anuales

$F_Q(q)$, función de distribución de probabilidades de los caudales máximos anuales

a, c , parámetros de la función estimados mediante regresión

Al aplicarse dos veces la función logaritmo se tiene:

$$\text{Ln}(\text{Ln}(1/FQ(Q_{max}))) = (Q_{max} - a) / c \quad \text{o bien} \quad \text{Ln} \text{Ln} \left(\frac{Tr}{Tr-1} \right) = (Q_{max}Tr - a) / c$$

Donde: Tr , período de retorno en años, cuyo recíproco es la probabilidad de que en un año cualquiera ocurra un caudal mayor

La ecuación anterior se puede escribir de la forma:

$$Q_{max}Tr = a + c \text{Ln} \text{Ln} \left(\frac{Tr}{Tr-1} \right)$$

Para cada caudal máximo anual Q_{max_m} ordenado de mayor a menor y asociado a un período de retorno Tr_m calculado por la fórmula de Blom, la ecuación queda:

$$Q_{max}Tr_m = a + c \text{Ln} \text{Ln} \left(\frac{Tr_m}{Tr_m-1} \right)$$

Con la cual se puede estimar los coeficientes a y c mediante regresión lineal, lo que se hizo utilizando el paquete estadístico Statgraphics (1999), que permite, además, el trazo de los intervalos de confianza.

- Aplicación del método de Gumbel

Para ejemplificar la forma de resolución del método de Gumbel se recurrió a los datos de crecientes máximas anuales de la estación limnigráfica de San Miguel sobre el río La Miel, de la que se adquirió información, por lo que se cuenta con datos hasta

¹²⁵ Ver Aparicio Francisco J. (2008, p263).

el año 2008. La Tabla 10.8 trae los períodos de retorno asociados a cada evento ordenado según la fórmula de Blom, las crecientes Q_{max} , en orden descendente, y los límites del intervalo de confianza del 95%, tanto para las observaciones como para el estimador, límites obtenidos con Statgraphics, con el que se establecieron las líneas de regresión (Figura 10.19). Con base en las relaciones mostradas en la Figura 10.19, se construye la Figura 10.20, que contiene los caudales máximos estimados por período de retorno, Tr .¹²⁶

Tabla 10.8 Caudales Máximos (m³/s) Anuales La Miel San Miguel Intervalos 95% Gumbel									
m	Tr (Blom)	Tr/Tr-1	Ln(Ln(Tr/(Tr-1)))	Q_{max}	LimInfObs	LimSupObs	LimInfEst	LimSupEst	
1	56,40	1,02	-4,02	1.903	1.922	2.088	1.966	2.044	
2	21,69	1,05	-3,05	1.708	1.690	1.847	1.740	1.797	
3	13,43	1,08	-2,56	1.696	1.579	1.733	1.632	1.680	
4	9,72	1,11	-2,22	1.659	1.505	1.658	1.560	1.602	
5	7,62	1,15	-1,96	1.549	1.448	1.600	1.505	1.543	
6	6,27	1,19	-1,75	1.527	1.404	1.554	1.462	1.496	
7	5,32	1,23	-1,57	1.404	1.363	1.514	1.423	1.455	
8	4,62	1,28	-1,41	1.403	1.330	1.479	1.389	1.420	
9	4,09	1,32	-1,27	1.363	1.300	1.449	1.360	1.389	
10	3,66	1,38	-1,14	1.333	1.272	1.422	1.333	1.361	
11	3,32	1,43	-1,03	1.331	1.247	1.396	1.308	1.335	
12	3,03	1,49	-0,92	1.316	1.224	1.373	1.285	1.311	
13	2,79	1,56	-0,81	1.296	1.202	1.351	1.264	1.289	
14	2,59	1,63	-0,72	1.293	1.181	1.330	1.243	1.268	
15	2,41	1,71	-0,62	1.261	1.162	1.311	1.224	1.249	
16	2,26	1,80	-0,54	1.243	1.143	1.292	1.205	1.230	
17	2,12	1,89	-0,45	1.236	1.124	1.272	1.185	1.210	
18	2,00	2,00	-0,37	1.220	1.106	1.255	1.168	1.193	
19	1,89	2,12	-0,29	1.204	1.089	1.238	1.151	1.177	
20	1,80	2,26	-0,21	1.152	1.072	1.221	1.134	1.160	
21	1,71	2,41	-0,13	1.141	1.055	1.204	1.117	1.143	
22	1,63	2,59	-0,05	1.114	1.038	1.187	1.099	1.126	
23	1,56	2,79	0,03	1.080	1.021	1.170	1.082	1.110	
24	1,49	3,03	0,10	1.051	1.004	1.153	1.065	1.093	
25	1,43	3,32	0,18	1.029	987	1.136	1.047	1.076	
26	1,38	3,66	0,26	1.017	970	1.120	1.030	1.060	
27	1,32	4,09	0,34	1.012	953	1.103	1.012	1.043	
28	1,28	4,62	0,43	1.009	935	1.086	995	1.026	
29	1,23	5,32	0,51	978	916	1.067	975	1.008	
30	1,19	6,27	0,61	972	895	1.045	953	987	
31	1,15	7,62	0,71	954	873	1.024	931	967	
32	1,11	9,72	0,82	934	850	1.001	907	944	
33	1,08	13,43	0,95	840	820	972	876	915	
34	1,05	21,69	1,12	820	781	934	836	878	
35	1,02	56,40	1,39	767	716	870	770	817	
Cálculos: F. González									

¹²⁶ Al parecer, la construcción de la represa de Amaní no ha alterado significativamente el valor de las crecientes máximas en San Miguel, pues el promedio de los caudales máximos anuales anteriores a la represa es de 1.225 m³/s y posteriores es de 1.175 m³/s. Puede ser que las avenidas máximas vengan por el río Samaná Sur o que pasen por encima del embalse sin afectarse mayormente.

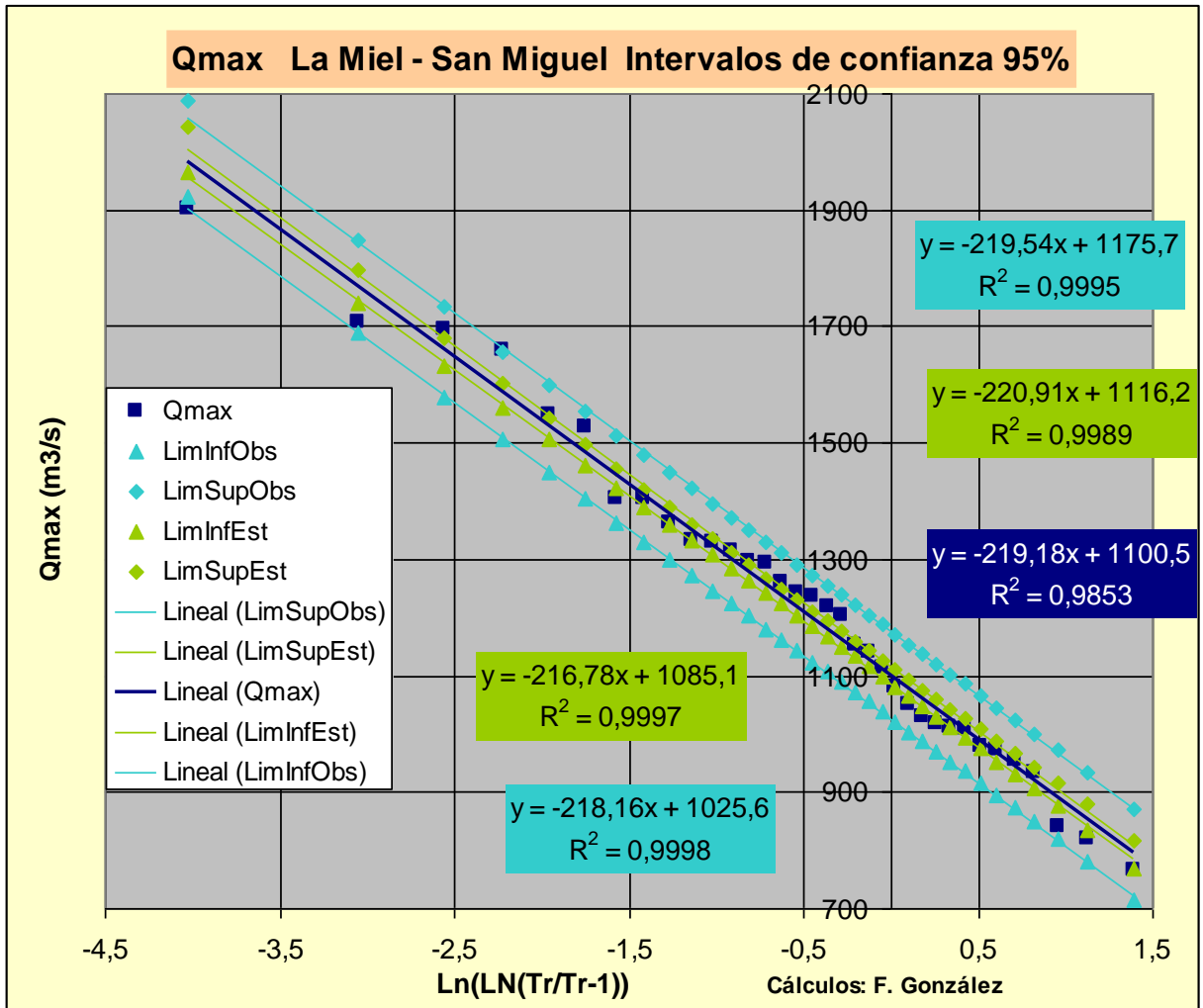


Figura 10.19. Intervalos de confianza para las observaciones y el estimador.

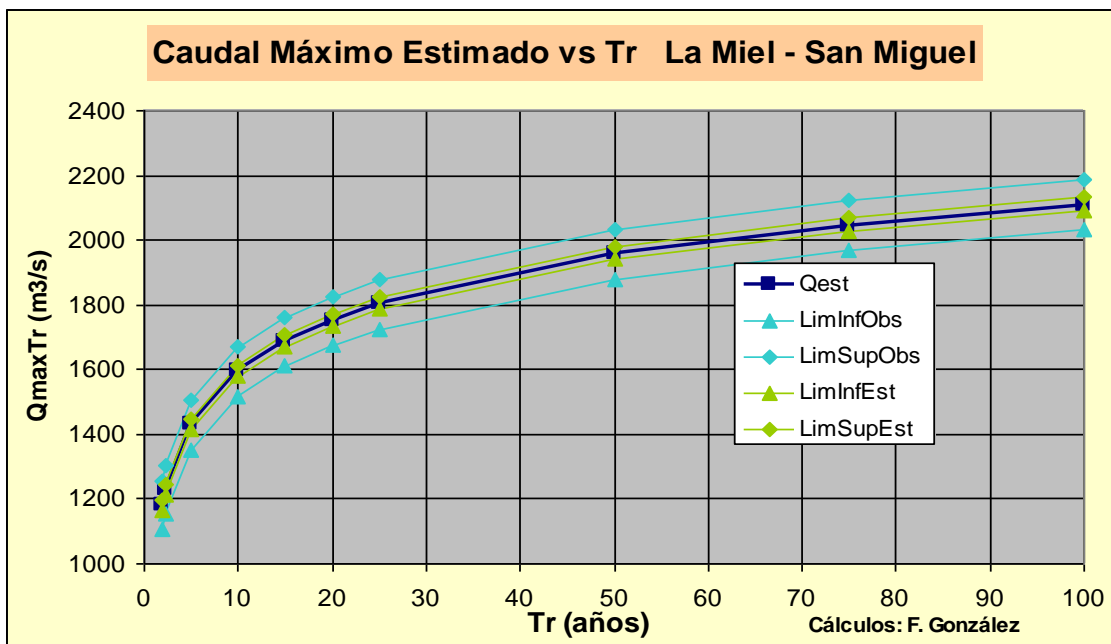


Figura 10.20. Qmax estimado método de Gumbel e intervalos de confianza, San Miguel.

10.10 Regionalización del cálculo de caudales máximos, extensión del método a cuencas no instrumentadas

Para la regionalización del cálculo de caudales máximos se cuenta con la información de caudales máximos instantáneos de 16 estaciones limnigráficas mostradas en el Tabla 10.9 con algunos de sus parámetros morfométricos ¹²⁷. La regionalización se hizo con base en la función de Gumbel en la forma presentada por Ven Te Chow (ver *Hidrología de Antioquia*, Universidad Nacional, Facultad de Minas Medellín, 1997). Esta forma de Gumbel es de fácil aplicación pero tiene el inconveniente de no poderse calcular los intervalos de confianza. Posee la gran ventaja de ser fácilmente regionalizable, pues se puede encontrar una fórmula regional para el cálculo de μQ_{max} y σQ_{max} , con base en el área, la precipitación

¹²⁷ Regionalización aplicable a cuencas $> 50 \text{ km}^2$, puesto que la extensión mínima de la Tabla 10.8 es de $81,4 \text{ km}^2$. Para cuencas inferiores, en González (CORPOCALDAS, 2003) se sugiere aplicar el método del escurrimiento superficial modificado, método que es expuesto en ese estudio y en el que, también, se presentan otros dos métodos de regionalización de caudales máximos, el Índice de Crecientes y el Gradex, a ríos de Caldas. El método Gradex, es apropiado para cuencas pequeñas y medianas, entre 20 km^2 y 100 km^2 , permite estimar los caudales máximos asociados a períodos de retorno de más de diez años a partir de la distribución de frecuencia de las precipitaciones máximas diarias anuales. Es útil cuando se cuenta con una estación hidrográfica con pocos años de registros y se quiere encontrar caudales máximos asociados a períodos de retorno largos, 50 o más años. Es el caso de una gran obra de infraestructura programada para realizarse en unos pocos años. Con los registros de esos años y aplicando el Gradex se halla el caudal de diseño. En ese estudio se halló que la regionalización con Gumbel y el Gradex obtenían resultados similares. La conceptualización teórica tanto del método Gradex como del Índice de Crecientes se encuentra en el *Balance Hídrico en la Subregión No.1 de Risaralda* (Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 1997). Óscar Mesa et al (2003) sugiere la aplicación de diferentes modelos según la extensión de la cuenca y la región objeto de estudio. Vélez, Quintero y Delgado (2006) aplican una metodología de regionalización sencilla basada en el coeficiente de variación de los caudales máximos, válida para Antioquia y la Región del Eje Cafetero.

promedio, el escurrimiento promedio de las cuencas o, como en el caso presente, con el Q_{med} leído en el mapa de acumulación de caudales.

- Gumbel (Ven Te Chow)

$$Q_{maxTr} = \mu Q_{max} + kTr * \sigma Q_{max} \quad (10.14)$$

$$kTr = \sqrt{-6/\pi * (0,577 + Ln(Ln(Tr/Tr - 1)))} \quad (10.15)$$

Q_{maxTr} : Caudal máximo para un período de retorno determinado

μQ_{max} : Media estimada de los caudales máximos

σQ_{max} : Desviación estándar estimada

kTr : Factor de frecuencia dependiendo del período de retorno

La Tabla 10.9 también muestra, para las 16 estaciones hidrográficas, los caudales máximos asociados a distintos períodos de retorno que van de dos años a cien años, calculados por el método Gumbel (Ven Te Chow).¹²⁸ Con los datos se construyeron la Figura 10.20 y la Figura 10.21, donde se establecen las relaciones de regionalización para el cálculo de μQ_{max} y σQ_{max} con base en el Q_{med} , y con estos estadísticos conocidos, calcular los caudales máximos asociados a períodos de retorno por la fórmula de Ven Te Chow, para cualquier lugar en una corriente, puesto que el Q_{med} , caudal promedio, se puede leer en el mapa de *Flujo Acumulado*.

¹²⁸ La información de caudales máximos instantáneos de La Paila (Tapias) y Guacarí (Quebrada La Honda) presentó inconsistencias difíciles de superar.

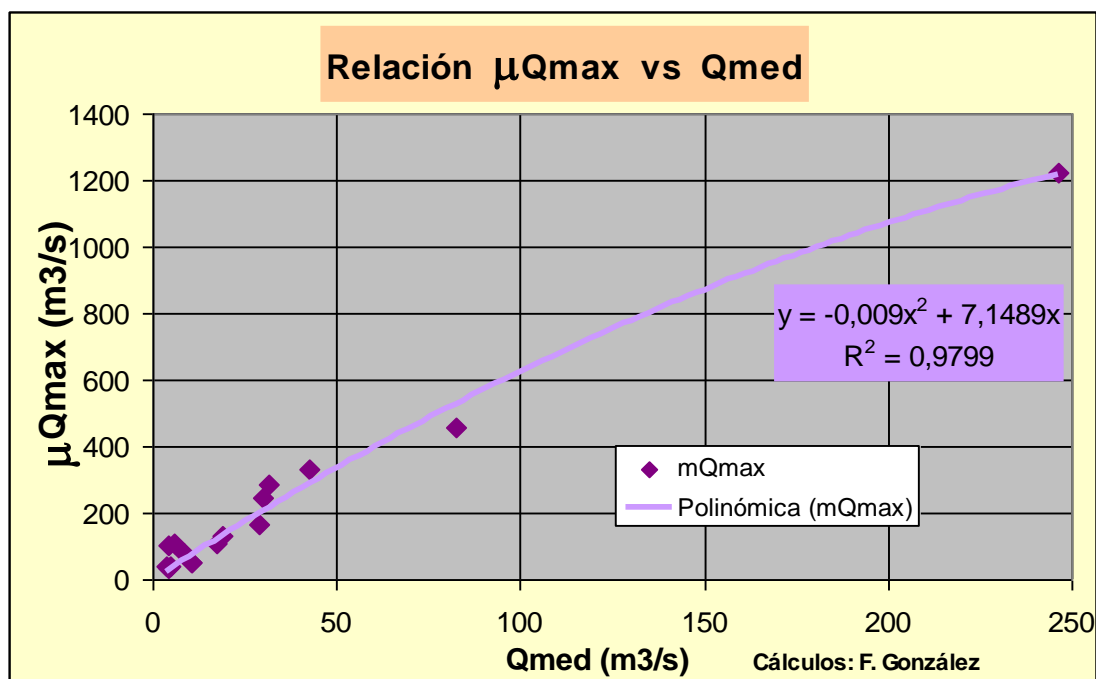


Figura 10.21. Relación μQ_{max} vs Q_{med} .

Tabla 10.9. Datos morfométricos e hidrométricos inferencia regional de μQ_{max} , σQ_{max} y Q_{maxTr} , método Gumbel-Ven Te Chow

Estación	Nombre	Cuenca	Datos morfométricos			Datos hidrométricos			Tr (años)										LnLn(Tr/Tr-1)	K
			long río km	pend río %	area km ²	Q_{med} (m ³ /s)	μQ_{max} (m ³ /s)	σQ_{max} (m ³ /s)	2	5	10	15	20	25	50	75	100			
Pte Carretera	Supía		20,0	8,46	146,0	8,2	80,3	30,2	75,3	102,0	119,7	129,7	136,7	142,0	158,6	168,3	175,1	1		
La Virgen	Risaralda		58,9	3,28	429,9	17,2	108,2	49,5	100,1	143,8	172,8	189,1	200,6	209,4	236,5	252,3	263,5	2		
Buenos Aires	Risaralda		69,1	3,04	481,5	18,9	131,3	49,2	123,2	166,8	195,6	211,8	223,2	232,0	259,0	274,7	285,8	3		
La Breña	Mapa		24,6	6,17	300,6	10,7	51,9	24,3	47,9	69,3	83,5	91,6	97,2	101,5	114,8	122,5	128,0	4		
Puente Negro	Risaralda		101,5	2,50	777,0	28,7	164,0	52,3	155,4	201,6	232,2	249,5	261,6	270,9	299,5	316,2	328,0	5		
Quitaseño	Arma		65,4	4,95	1075,6	42,7	330,9	143,0	307,4	433,7	517,4	564,6	597,6	623,1	701,5	747,1	779,3	6		
Costa Azul	Chamberi		25,0	8,20	212,7	4,1	31,9	13,4	29,7	41,5	49,3	53,8	56,9	59,2	66,6	70,8	73,9	7		
Pte. Las Juntas	Tapias		46,4	6,02	187,8	5,6	107,0	42,8	99,9	137,8	162,8	176,9	186,8	194,4	217,9	231,6	241,2	8		
El Retiro	Chinchiná				1044,4	30,0	247,3	73,1	235,3	299,9	342,7	366,8	383,7	396,7	436,8	460,1	476,6	9		
San Gabriel	Guacaica		48,6	6,12	304,0	10,7	51,7	14,6	49,3	62,1	70,7	75,5	78,8	81,4	89,4	94,0	97,3	10		
Chupaderos	Chinchiná		28,9	7,68	178,2	4,6	42,6	12,3	40,6	51,5	58,7	62,8	65,6	67,8	74,6	78,5	81,3	11		
La Reina	San Eugenio		22,0	14,96	81,4	4,4	102,9	37,6	96,7	129,9	151,9	164,3	173,0	179,7	200,3	212,2	220,7	12		
San Miguel	La Miel				2349,3	246,3	1223,3	270,0	1179,0	1417,6	1575,6	1664,7	1727,1	1775,2	1923,3	2009,4	2070,3	13		
Puente Carretera	La Miel				743,0	82,7	459,1	194,0	427,2	598,6	712,1	776,2	821,0	855,6	962,0	1023,8	1067,6	14		
Puente Carretera	Guarinó		94,0	3,90	835,0	31,6	287,3	110,2	269,2	366,6	431,1	467,5	493,0	512,6	573,1	608,2	633,1	15		
Guacari	Q. Honda				119,7	3,5	37,4	25,1	33,2	55,4	70,0	78,3	84,1	88,6	102,3	110,3	115,9	16		

Cálculos: F. González

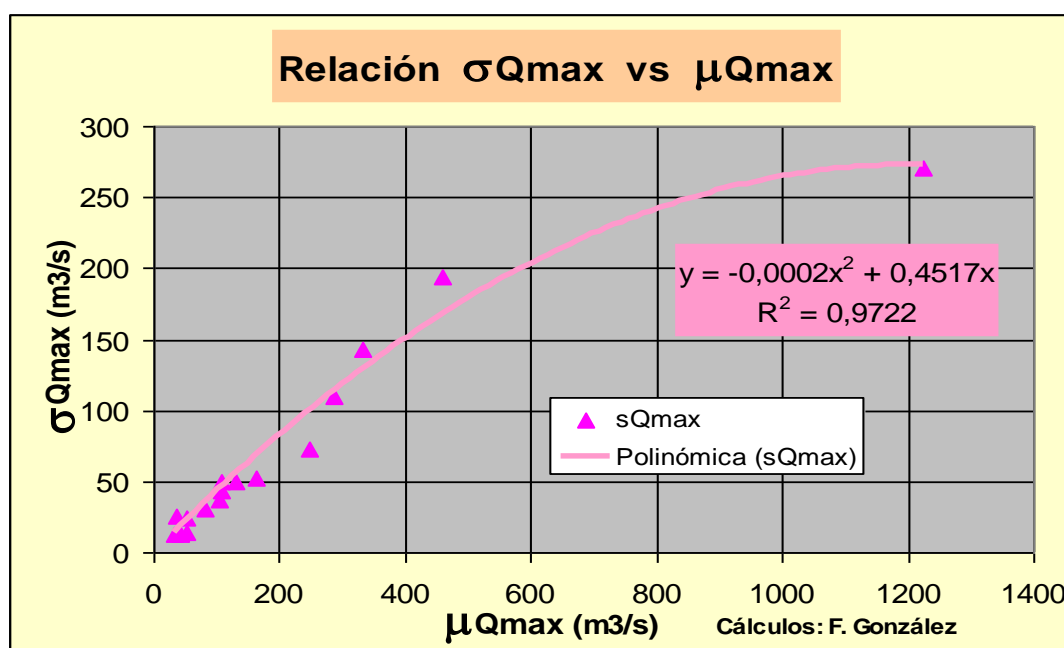


Figura 10.22 Relación σQ_{max} vs μQ_{max} .

De las figuras 10.21 y 10.22 se coligen las relaciones de regionalización de μQ_{max} y σQ_{max} :

$$\mu Q_{max} = 7,15 * Q_{med} - 0,009 * (Q_{med})^2 \quad (10.16)$$

$$\sigma Q_{max} = 0,45 * \mu Q_{max} - 0,0002 * (\mu Q_{max})^2 \quad (10.17)$$

Las relaciones anteriores están advirtiéndolo, en su segundo término cuadrático negativo, que a medida que la cuenca crece en magnitud las crecientes máximas disminuyen en proporción al caudal promedio que discurre en el río. Es decir, las avenidas en los ríos pequeños, más si son de montaña, son brutales.

Cuando la cuenca es pequeña, menor que 150 km², o tiene el río una pendiente fuerte mayor que el 8%, se aplica una relación en la que se utiliza la pendiente del río, pues las crecientes en estas condiciones son mayores de lo que establece la relación (14).

Con la ayuda del paquete estadístico Statgraphics (1999) y con los datos consignados en el Tabla 10.9, se construyó un modelo así determinado:

$\text{Log}(UQ_{\max}) = 1,39 + 0,953 \cdot \text{Log}(Q_{\text{med}}) + 0,498 \cdot \text{Log}(\text{Pend})$
 R-squared = 69,7 percent
 R-squared (adjusted for d.f.) = 63,0 percent
 Standard Error of Est. = 0,442
 Mean absolute error = 0,290
 Durbin-Watson statistic = 2,69

Entonces: $\mu Q_{\max} = 4,03 * Q_{\text{med}}^{0,95} * \text{Pend}^{0,50}$ (10.18)

Es de anotar, que si el Q_{med} , el caudal promedio multianual, es leído desde el mapa digital, esta lectura es un tanto mayor que los caudales promedios que discurren en los ríos porque en ellos no se miden los flujos subterráneos, como ya se ha explicado, y se debe ajustar la lectura multiplicándola por 0,98.

- Ejemplo de aplicación

Se aplicó el modelo regional a la Quebrada Cambía (Municipio de Anserma), cuya área es de 51,49 km², la pendiente del cauce es de 12,25 % y el caudal promedio leído en el mapa de *Flujo Acumulado* es de 1,62 m³/s. Como la pendiente es superior al 8%, para encontrar μQ_{\max} se aplican las relaciones:

$$Q_{\text{medreal}} = 0,98 * Q_{\text{medmapa}}$$

$$\mu Q_{\max} = 4,03 * Q_{\text{med}}^{0,95} * \text{Pend}^{0,50}$$

$$\sigma Q_{\max} = 0,45 \mu Q_{\max} - 0,0002 (\mu Q_{\max})^2$$

Los valores hallados son $\mu Q_{\max} = 21,9 \text{ m}^3/\text{s}$ y $\sigma Q_{\max} = 9,8 \text{ m}^3/\text{s}$. Aplicando las relaciones del factor de frecuencia kTr :

$$Q_{\max Tr} = \mu Q_{\max} + kTr * \sigma Q_{\max}$$

$$kTr = \sqrt{-6/\pi * (0,577 + \text{Ln}(\text{Ln}(Tr/Tr - 1)))}$$

se obtienen los siguientes caudales máximos asociados a distintos períodos de retorno:

Tr (años)	2	5	10	15	20	25	50	75	100
$Q_{\max Tr}$ (m ³ /s)	20,3	28,9	34,6	37,8	40,1	41,8	47,2	50,3	52,5

10.11 Dimensionamiento de una creciente extraordinaria del río Chinchiná ¹²⁹

Con el propósito de validar la fiabilidad de las estimaciones de caudales máximos fundamentadas en métodos hidrológicos basados en datos de caudal provenientes de la inferencia por curvas de calibración sobre las lecturas de mira, aquí se recurre a un método hidráulico, totalmente distinto, para el dimensionamiento de una creciente de máximo caudal en 26 años, puesto que, como se ha expuesto, los métodos hidrológicos son de suyo imprecisos y pueden llegar a ser inexactos. Los métodos hidráulicos se basan en la conservación de la energía, principio de Bernoulli, que relaciona la altura o cabeza hidráulica de un flujo crítico con su velocidad. ¹³⁰

Para levantar un cálculo del volumen de agua que tuvo la riada del día 13.05.2011, en el río Chinchiná en su paso bajo el puente de Cenicafé, se recurrió a obtener la dimensión de la creciente en la bocatoma de Montevideo operada por la CHEC, ya que siendo una geometría definida es posible determinar con una exactitud más que aceptable el volumen de la creciente conociendo el nivel alcanzado por esta. Además, los directos operarios de la CHEC tienen memoria de un evento para ellos extraordinario, que afecta la cotidianidad de su labor, pues la creciente inhabilitó la bocatoma. Del testimonio de los operarios de la CHEC se logró establecer:

- ✓ La creciente duró alrededor de dos horas en pasar, aproximadamente de las 19:00 h a las 21:00 h. Desde las 15:00 h el río comenzó a aumentar su caudal.
- ✓ La creciente fue la mayor que se haya tenido en los últimos 26 años, desde la avalancha del Ruiz.
- ✓ Toda la edificación de la bocatoma cimbraba al paso de la creciente.
- ✓ Gracias a una llamada de advertencia de una de las plantas hidroeléctricas aguas arriba, las compuertas se abrieron totalmente antes de que arribara la creciente. Llamada hecha con unas tres horas de anticipación.

¹²⁹ Fernando González (Quasar Ltda, 2011)

¹³⁰ Se puede consultar en Carlos A. Duarte (2009) la teoría hidráulica que soporta estos métodos.

- ✓ El nivel alcanzado fue el del borde del muro del lado derecho del vertedero, (Fotografía 10.2).
- ✓ La creciete llegó hasta anegar el patio interior de la bocatoma y sumergir la mira puesta sobre el muro de la compuerta (Fotografía 10.3).



Fotografía 10.2. Nivel alcanzado por la creciete en el vertedero y altura de la cresta Foto: F. González.

Fotografía 10.3. La creciete ahogó las estructuras hidráulicas. Foto: F. González.

- Geometría de las compuertas y del vertedero

Para la evacuación de crecientes, la bocatoma de Montevideo cuenta con tres compuertas y un vertedero. Según el manual de operación de la bocatoma, las compuertas tienen las siguientes dimensiones:

- Una compuerta de 3,40 m de base y 2,55 m de alto
- Dos compuertas de 1,98 m de base y 1,50 m de alto

El vertedero tiene un ancho aproximado de 22,4 m, una cresta de protección de 1,3 m y una rampa de evacuación con pendiente aproximada de 15° (Fotografía 10.4).

Por el testimonio de los operarios quienes indicaron que la creciete llegó al borde del muro del vertedero (Fotografía 10.2), como el haber llegado a anegar el patio interior y haber sumergido la mira, según la visita de inspección y las fotografías que muestran el nivel alcanzado por la creciete, se determinó como la cabeza hidráulica, H, la altura de ese muro sobre la base del vertedero (Fotografía 10.2).

Haciendo uso de las fotografías (Fotografía 10.5), se estableció que la base de las dos compuertas pequeñas se encuentra a 4,5 m por debajo del borde del vertedero y la base de la compuerta grande a 2 m. Con lo que se puede establecer que la base de la compuerta grande estuvo sumergida en 5,4 m en el máximo nivel de la creciente y la base de las compuertas pequeñas estuvo sumergida 7,9 m. Las tres compuertas funcionaron en modo orificio, por estar completamente sumergidas en la creciente.



Fotografía 10.4. Vertedero de la bocatoma de Montevideo. Foto: F. González.



Fotografía 10.5. Compuertas y vertedero de la bocatoma de Montevideo. Foto: F. González.

- Fórmulas empleadas para el cálculo de la creciente
- Caudal evacuado por el vertedero

Se aplicó la fórmula de Francis: ¹³¹

$$Qv = 2/3 Cp (2g)^{1/2} L [(H + Vo^2/2g)^{3/2} - (Vo^2/2g)^{3/2}]$$

¹³¹ Para identificar la fórmula de aplicación se consultaron varios autores: George E. Russell (1984), Brater E. F. et al (Seventh Edition), Richard H. French (1988), Ven Te Chow (1994), Carlos A. Duarte (2009). Se probaron varias fórmulas como la de la Sociedad Suiza de Ingenieros y Arquitectos, la de Bazin, la de Rehbock. La de Francis en la forma arriba presentada y de la forma presentada por Ven Te Chow y por George Russell obtiene resultados similares y coherentes por lo que seleccionó esta fórmula.

Donde: L, longitud del vertedero
 H, altura de la cabeza hidráulica
 Cp, constante de contracción por cresta hundida
 Vo, velocidad de arribo de la creciente
 g, aceleración de la gravedad 9,8 m/s²
 $Cp = 0,602 + 0,083 H/p$

donde: p, altura de la cresta del vertedero medida desde el fondo del río

A la que se le aplicó una corrección por la influencia de las contracciones laterales, pues el vertedero tiene un ancho inferior al del cauce del río:

$$Lc = L - 0,2 H$$

La velocidad de arribo de la creciente se estimó por el tiempo transcurrido entre la llamada de alerta y el paso de la creciente y la distancia recorrida entre ambas bocatomas de la CHEC, estimándose una velocidad aproximada de 4 m/s.

Con: L = 22,4 m, H = 3,4 m, p = 1,3 m y Vo = 4 m/s, se obtiene: Qv = 416 m³/s, con una velocidad aproximada de la corriente en la cabeza hidráulica de 5,5 m/s.

- Caudal evacuado por las compuertas

Como todas las compuertas funcionaron como orificios por estar completamente sumergidas durante la creciente la fórmula aplicada es:

$$Q = c A (2 g Ho)^{1/2}$$

Donde: A, área de la compuerta
 Ho, cabeza hidráulica sobre el centro del orificio

Para la compuerta grande: A = 8,67 m², Ho = 3,7 m y la constante c, como es un orificio que en la práctica evacua al aire libre, su valor es de 0,6 (según el *Handbook of hydraulics*), dando como resultado:

$$Qc1 = 0,6 * 8,67 (2 g * 3,7)^{1/2} = 44 m^3/s$$

Para las compuertas pequeñas: $A = 5,94 \text{ m}^2$, $H_o = 6,9 \text{ m}$ y la constante c , como son orificios puestos al nivel del piso de evacuación, su valor es de 0,55 (según el *Handbook of hydraulics*). Pero además, como estas dos compuertas funcionaron como orificios ahogados durante la creciente (ver Fotografía 10.6), se redujo su evacuación al 95%, es decir:

$$Q_{c2,3} = 0,95 * 0,55 * 5,94 (2g * 6,9)^{1/2} = 36 \text{ m}^3/\text{s}$$

Caudal Total de la creciente a su paso por bocatoma Montevideo:

$$Q = 416 \text{ m}^3/\text{s} + 44 \text{ m}^3/\text{s} + 36 \text{ m}^3/\text{s} = 496 \text{ m}^3/\text{s}$$

Redondeando y asumiendo posibles errores se tienen un valor probable de la riada de $500 \text{ m}^3/\text{s}$ y un intervalo de probabilidad del 0,95 definido por:

$$[460 \text{ m}^3/\text{s}, 580 \text{ m}^3/\text{s}]$$

El intervalo no es simétrico alrededor del valor de $500 \text{ m}^3/\text{s}$, porque los cálculos son más sensibles a las imprecisiones que aumentan el cálculo del caudal que a las que lo reducen, por ejemplo en la velocidad de aproximación de la creciente del río.



Fotografía 10.6. Compuertas pequeñas funcionando como orificio ahogado en la creciente. Foto: F. González.

- Período de recurrencia

Una vez dimensionada la creciente en el sitio de la bocatoma de Montevideo, estimada en $496 \text{ m}^3/\text{s}$, se puede determinar el período de recurrencia de la

creciente con el método de regionalización expuesto en el numeral anterior. Es preciso indicar que en Montevideo se halla ubicada una estación limnimétrica que se mide con nivel de mira el caudal del río, una vez al día a las 7:00 h por inspección ocular. Los datos así obtenidos no dan fe de las crecientes que bien pueden transitar en una hora distinta a la de la medición, como ocurrió con la creciente del 13 de mayo de 2011. El dato de la CHEC da cuenta para ese día de un caudal de 37,1 m³/s. En otras palabras, para medir crecientes instantáneas se requiere una estación limnigráfica. En la estación de Montevideo sólo se han registrado crecientes de 80 m³/s, pues al parecer cuando se supera ese tope la mira queda sumergida, cosa que ocurrió el 13 de mayo de 2011.

Como el caudal promedio multianual medido en Montevideo, Q_{med}, es de 17,5 m³/s, aplicando las ecuaciones (10.16) y (10.17) del numeral 10.10 se tiene:

$$\begin{aligned} \mu Q_{max} (Montevideo) &= 7,15 * (17,5) - 0,009 * (17,5)^2 = 122,4 \text{ m}^3/\text{s} \\ \sigma Q_{max} (Montevideo) &= 0,45 * (122,4) - 0,0002 * (122,4)^2 = 52,1 \text{ m}^3/\text{s} \end{aligned}$$

Con los datos anteriores, y las relaciones (10.14) y (10.15) del factor de frecuencia de Gumbel (Ven Te Chow) se obtiene:

Tr (años)	2	5	10	15	20	25	50	75	100
Q _{max} Tr (m ³ /s)	112,2	157,6	187,7	204,6	216,5	225,7	253,8	270,2	281,8

Por tanto, la creciente del 13 de mayo del 2011 supera largamente los 100 años de período de retorno, calculados con la información histórica hidrológica del departamento de Caldas. Creciente excepcional.

Examinando las precipitaciones del día 11.05.2011 de la ciudad de Manizales se advierte que llovió desde aproximadamente las 14:00 h hasta las 20:00 h, es decir, en un lapso de 6 horas. Las lluvias de ese día en las 14 estaciones pluviográficas de la Universidad Nacional de Colombia en la ciudad de Manizales tuvieron un promedio de 53,1 mm y se sucedieron concentradas en seis horas, lo que explica en parte la magnitud de la creciente de ese día. Pero además llovió

en una gran extensión de la cuenca. En Montevideo (CHEC) 70 mm y en La Fe a los 2.782 m de altitud (Aguas de Manizales) en la microcuenca de la quebrada Tolda Fría, 64 mm, ocasionando una creciente que se desprendió desde la parte alta de la cuenca, que fue alimentada en su transcurso aguas abajo por lluvias fuertes caídas a lo largo de toda la cuenca, y que causó a su paso desestabilización de los cauces y daños en obras de infraestructura, como lo muestra el siguiente registro fotográfico:



Fotografía 10.7. 16.07.2011. Huella de la creciente en el cauce de la quebrada Romerales. Foto: F. González.



Fotografía 10.8. 2.07.2011, operarios arreglando compuertas en bocatoma Montevideo. Foto: F. González.

Fotografía 10.9. 15.07.2011, gavión de protección del puente de Cenicafé sobre el Chinchiná destruido por la creciente. Foto: Luis Alfonso Montoya.

En el futuro es posible que ocurran este tipo de crecientes en el río Chinchiná con mayor frecuencia, por dos razones:

- a) El cambio climático que conlleva un calentamiento, haciendo que las lluvias de zonas frías montañosas tiendan a ser más intensas, y se asemejen más a las intensidades en las zonas más cálidas (ver numeral 11.4).

b) La urbanización creciente que hace que haya menos retención de agua en el suelo al hacerlo impermeable. Lo que lleva a tiempos de concentración de las microcuencas muy cortos.

- Discusión

Es de anotar que este tipo de riadas difícilmente son medidas en las estaciones hidrométricas pues superan la capacidad de las instalaciones de medición, cuando no las destruyen. Por lo tanto, es muy probable que las mediciones de las crecientes instantáneas no sean fieles indicadores de los caudales máximos en ríos de montaña como los del Departamento y subvaloren sus reales dimensiones, como se ha ilustrado en el presente ejemplo de una creciente en el río Chinchiná.

Se puede recurrir a modelos lluvia-escorrentía para estimar caudales máximos, pero se debe ser en extremo cuidadoso en la aplicación de estos modelos. No se puede interpolar los datos, por ejemplo, de lluvia diaria máxima asociada a un determinado período de retorno, verbigracia 25 o 50 años, medidos en las distintas estaciones pluviométricas de una cuenca para obtener sus mapas de lluvia máxima asociada a períodos de retorno y alimentar con ellos el modelo lluvia-escorrentía, puesto que no hay coincidencia temporal de los eventos de lluvia máxima acaecidos en distintos sitios del vaso hidrográfico.

Valga el siguiente ejemplo para aclarar lo anterior. En la noche del día 9.06.2005 y madrugada del día 10.06.2005 se desgarró sobre la ciudad de Manizales un aguacero que ocasionó varios deslizamientos en el sur-occidente de la ciudad, en particular en el barrio Panorama. El montó de ese aguacero en la estación El Carmen, operada por la Universidad Nacional, fue de 154,0 mm que le corresponde un período de retorno para el lugar de alrededor de 100 años. En la estación Posgrados (Universidad Nacional) el aguacero alcanzó apenas 62,3 mm no siendo siquiera el mayor aguacero de ese año en el lugar. La distancia entre los dos lugares es de apenas 3.150 m. En conclusión: no hay sincronía en los eventos de lluvia máxima, así sea entre sitios poco distantes. Monsalve

(2008, p.255) muestra en una figura como decae la intensidad de la precipitación en función del área de drenaje.¹³²

10.12 Efectos del ENSO en los caudales, en su fase cálida y en su fase fría

Por supuesto, “El Niño” y “La Niña” traen consecuencias sobre el monto de los flujos de agua que discurren por los cauces del Departamento de Caldas. En “El Niño” al disminuir las lluvias y aumentar la evaporación, disminuyen los caudales. A la inversa, en “La Niña” al aumentar las lluvias y disminuir la evaporación, aumentan los caudales (ver numerales 5.6 y 7.3). Las dos tablas siguientes para ríos de los departamentos de Caldas y Risaralda, dan fe de las afirmaciones anteriores.

¹³² Recientemente, 2012, se publicó un estudio que estima los caudales máximos de retorno de 25 y 50 años del río Chinchiná en la bocatoma de Sancancio, donde se comete el error de asumir que las lluvias diarias máximas asociadas a períodos de retorno ocurren en sincronía en toda la cuenca alta del río Chinchiná y se hace una interpolación espacial de estos datos, y además se desconoce el efecto mitigador de los flujos rápidos subsuperficiales de las gruesas capas de cenizas volcánicas que cubren amplios sectores de la cuenca. El resultado es una estimación de caudales máximos asociados a períodos de retorno de 25 y 50 años de 851 m³/s y 962 m³/s respectivamente, datos en extremo altos para la corriente puesto que se cuantificó en 500 m³/s la creciente máxima ocurrida en por lo menos 26 años.

En la parte alta de la cuenca suelen acaecer avalanchas debidas al represamiento del río Chinchiná o sus afluentes a causa de deslizamientos que pueden taponar sus cauces. Como las ocurridas en noviembre y diciembre del 2011 que afectaron la Planta Gallinazo del acueducto municipal. Estas avalanchas son pulsos que pueden tener dimensiones superiores a 1.000 m³/s y afectar el cauce en varios kilómetros aguas abajo. Pero no se deben directamente a la lluvia y su posterior escorrentía, son fenómenos que involucran causas geomorfológicas.

Tabla 10.10. Porcentaje de disminución de caudales mínimos en épocas de "El Niño"

Estación	Ene	Feb	Mar	Abril	Mayo	Junio	Julio	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
La Bananera	13,6	20,7	25,7	11,3	10,6	-4,6	4,6	8,2	18,9	5,1	20,3	8,6
Buenos Aires	20,7	27,7	25,4	8,1	-0,7	8,2	16,1	10,8	29,5	11,7	17,0	18,6
Cartago	22,8	33,8	44,1	22,3	16,8	15,2	23,4	21,6	33,1	21,5	24,2	21,9
Estrella	-16,2	42,7	21,1	20,1	25,3	14,7	25,3	28,3	0,7	18,6	20,9	20,4
Ínsula	9,9	11,1	22,0	14,9	18,0	10,2	5,2	8,5	27,0	9,3	6,4	6,1
La Reina	31,9	41,0	46,6	20,4	23,3	16,7	24,6	25,3	33,3	10,5	15,4	21,6
La Virgen	17,6	35,2	22,1	11,5	4,9	8,1	19,4	22,4	35,9	16,2	11,5	21,4
Montevideo	13,9	19,2	31,0	11,7	14,6	8,6	3,8	1,9	18,8	-0,9	3,2	12,6
Quitasueño	33,9	39,3	35,7	20,8	15,0	25,9	29,1	33,2	41,0	31,6	37,2	35,6
Tarapacá	6,1	14,5	17,7	17,5	13,9	7,1	11,9	7,0	13,2	2,2	5,4	9,1
Promedio	15,4	28,5	29,1	15,9	14,2	11,0	16,3	16,7	25,1	12,6	16,2	17,6

Fuente: Balance Hídrico en la Subregión No.1 de Risaralda (Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 1997).

Cotejando los datos de la Tabla 10.10 con los de la Tabla 5.10, Índices de precipitación bajo “El Niño” (numeral 5.6), se advierte que las lluvias sufren su desplome más fuerte en los meses de febrero y agosto, pero para los caudales la mengua mayor durante “El Niño” se sucede en febrero, marzo y septiembre. Este hecho es causado porque las condiciones de sequía severa, debido al fenómeno cálido del pacífico, han dejado los suelos secos y por tanto las lluvias incidentes en marzo y septiembre aumentan la humedad del suelo pero no van a engrosar los caudales en los cauces.

Tabla 10.11. Porcentaje de aumento de caudales máximos promedios diarios en "La Niña"

Estación	Ene	Feb	Mar	Abril	Mayo	Junio	Julio	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Cartago	6,4	37,7	15,7	3,8	4,7	92,7	118,0	105,4	70,7	26,2	53,9	64,7
Bananera	22,1	48,6	46,0	6,0	5,3	50,2	78,8	76,7	44,2	36,7	24,0	35,6
Buenos Aires	131,3	36,1	64,2	7,9	45,6	16,9	41,9	114,6	43,7	63,5	59,2	17,3
La Virgen	96,0	105,4	77,9	3,1	81,7	35,9	62,0	96,8	51,0	33,5	56,3	71,8
Puente Negro	13,4	39,7	-3,0	3,2	19,8	68,2	193,3	145,6	84,4	90,6	17,4	71,7
Quitasueño	97,8	114,0	15,2	45,9	35,5	20,8	55,0	82,3	91,1	86,3	72,8	91,8
Reina	53,7	91,9	74,8	16,7	27,1	21,2	49,8	71,1	48,6	32,4	42,4	20,3
Pte Las Juntas	92,1	110,8	176,8	28,8	31,7	1,6	119,8	77,7	59,4	26,4	14,9	56,0
La Estrella	-4,0	46,9	57,9	-0,6	2,8	-34,0	28,0	38,9	-37,6	-6,7	-7,4	-19,8
Ínsula	49,6	54,0	81,7	9,7	32,1	-7,5	46,7	44,5	15,0	17,8	39,1	32,5
Montevideo	22,7	92,7	55,8	19,3	16,2	-0,8	36,4	69,1	68,5	39,0	1,2	-2,7
Tarapacá	62,5	151,2	77,3	-1,7	12,4	17,5	82,9	49,4	23,2	22,8	30,6	63,1
Promedio	53,6	77,4	61,7	11,8	26,3	23,6	76,1	81,0	46,9	39,0	33,7	41,9

Fuente: Balance Hídrico en la Subregión No.1 de Risaralda (Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 1997).

Al comparar la Tabla 10.101 con la Tabla 5.11, Índices de precipitación bajo “La Niña” (numeral 5.6), se advierte la influencia directa de las lluvias altas caídas durante “La Niña” en los caudales máximos. Es más, en los caudales máximos se amplifican los efectos de las altas precipitaciones, “amplifican la señal” en los términos del argot técnico de algunos hidrólogos.

Como consecuencia de lo anterior, en los períodos bajo el efecto del fenómeno frío del Pacífico tropical los desastres a causa de las crecientes de los ríos tienen una inusitada frecuencia, como ocurrió en el año 2011.

11. Cambio climático

En los mismos ríos entramos y no entramos, somos y no somos.

Heráclito de Éfeso

El clima en la tierra cambia constantemente. Los registros paleoclimáticos: composición del polen en sedimentos lacustres, huellas bioquímicas contenidas en depósitos de sedimentos marinos, en depósitos de sedimentos terrestres, fósiles vegetales o animales, aire contenido en casquetes polares e isótopos de su agua, características de antiguos arrecifes de coral, anillos de árboles, pinturas y datos históricos, demuestran que la tierra ha estado, en ciertos períodos geológicos, más caliente o más fría que en el presente. El clima es un sistema dinámico altamente complejo en permanente transformación; se puede decir que de una manera caótica. Pero es preciso distinguir entre la variabilidad climática propia de la dinámica misma del sistema clima y el cambio secular del clima, al que comúnmente se le denomina cambio climático.

La variabilidad climática se refiere a las fluctuaciones propias del clima en las que no se cambia su estado promedio multianual. Estas fluctuaciones en el clima colombiano son causadas por factores como la Zona de Confluencia Intertropical –ZCIT-, “El Niño” – Oscilación del Sur –ENSO-, la Corriente Superficial del Chocó y otros factores estudiados en el capítulo 3, Contexto Macroclimático. El cambio climático es una variación tendencial y permanente de las condiciones climáticas como la temperatura media, mínima diaria promedio, máxima diaria promedio, la precipitación promedio anual, el ciclo diario de la precipitación, el ciclo hidrológico anual, la insolación, la evaporación, la humedad ambiente, entre otras.

Pronosticar la tendencia y monto de esos cambios seculares es de suma importancia para prever inundaciones, sequías y demás eventos catastróficos. Pronóstico que se construye estudiando las condiciones climáticas del pasado

de la tierra e identificando cuáles fueron las causas de las mutaciones de esas condiciones.

11.1 Breves apuntes sobre el pasado climático de la tierra ¹³³

El clima global de la tierra ha experimentado distintos estados con diferentes temperaturas y diferentes grados de humedad. A partir de los registros fósiles, se ha podido reconstruir el clima global en la tierra desde cerca de 1.000 millones de años atrás hasta el presente.

El globo terráqueo en ese lapso de mil millones de años ha oscilado entre dos condiciones climáticas: la presencia o ausencia de casquetes polares que indican su grado de calentamiento o enfriamiento. Entre 850 y 570 millones de años antes del presente, la tierra en la era geológica precámbrica tuvo un período frío, durante el cual, al parecer por los registros paleoclimáticos, los casquetes glaciales cubrieron latitudes medias, incluso latitudes tropicales, en lapsos de ese período, se habla de la “tierra bola de nieve” o del criogeno. En el período geológico cámbrico, entre 570 y 500 millones de años, permaneció en un estado cálido que se exageró al final de ese período. A finales del período ordovícico, en inicios del silúrico, hace unos 450 millones de años, la tierra tuvo una condición bastante fría con casquetes polares durante unas cuatro decenas de cientos de miles de años, período en el cual las plantas empiezan a colonizar la tierra. La condición cálida prevaleció en el devónico y en sus finales se tuvo una condición cálida en exceso. En el carbonífero, entre 360 y 290 millones de años, hubo casquetes polares con intermitencia, extensas selvas cubrían la tierra, las que dieron origen a los mantos carboníferos. En el pérmico la temperatura aumentó, llegando al final del período a un máximo, hace 250 millones de años, al parecer la mayor temperatura alcanzada en los últimos 850 millones de años. En el triásico, desde hace 250 millones de años hasta 200 millones de años, la tierra estuvo sin casquetes polares, pero no demasiado cálida. A finales del

¹³³ Referencias bibliográficas para este capítulo: William F. Ruddiman (2008), José Fernando Isaza y Diógenes Campos (2007), Óscar Mesa (2006).

jurásico e inicios del cretáceo pudo haber casquetes polares de poca extensión y en cortos lapsos, entre 160 y 120 millones de años. Durante el cretáceo la tierra se calentó llegando las selvas a alcanzar los círculos polares, fue el período de los dinosaurios. En el terciario, de 65 millones de años para acá, la tierra devino al enfriamiento, salvo por un inusual pulso de calor hace 55 millones de años que duró unas decenas de miles de años. Hacen su aparición las gramíneas, hoy la base alimentaria de la humanidad. Casquetes polares cubren los polos desde hace unos 30 millones de años hasta el presente. Pero en el cuaternario, en el último millón de años, se suceden unos largos lapsos fríos pronunciados a los que se les ha denominado glaciaciones cuando se expanden los casquetes polares llegando a latitudes medias, interrumpidos por otros períodos cortos menos fríos llamados interglaciares, pero aún con la presencia de casquetes polares. Ver William Ruddiman (2008), Isaza y Campos (2007).¹³⁴

Entre las causas de este cambio climático están los factores de forzamientos externos debidos a cambios en la órbita de la tierra alrededor del sol y a alteraciones de la actividad solar, entre las cuales están las llamadas manchas solares y el impacto esporádico de meteoritos de gran tamaño. Entre los mecanismos de forzamiento interno están la deriva continental, la orogénesis o formación de montañas, el vulcanismo, la circulación de las corrientes marinas, la circulación termohalina o circulación de aguas profundas del océano, las interacciones del clima con la biota, las variaciones en la composición de la

¹³⁴ El sol en los últimos 3.000 millones de años ha aumentado su luminosidad en un 25% o 30%, y sin embargo la temperatura en la tierra no ha aumentado en ese largo lapso, se ha mantenido entre ciertos rangos y en los últimos millones de años tiende a la baja. Ha permanecido en condiciones en las que es posible la ocurrencia de los tres estados del agua: líquido, gaseoso y sólido, el llamado punto triple, condición esta indispensable para la regulación térmica e hídrica de la tierra y por ende para la vida sobre ella. Una respuesta plausible a esta paradoja, llamada del joven sol opaco, es la Hipótesis de Gaia, en la que se postula que no sólo el clima influye en determinar las cualidades de los ecosistemas, sino que la vida en la tierra regula el clima, manteniéndolo en un rango apto para que la vida florezca (James Lovelock, 1979).

atmósfera, principalmente de la prevalencia de gases de efecto invernadero: vapor de agua, dióxido de carbono y metano.

Según la teoría de Milankovitch¹³⁵, en los últimos 800.000 años a uno de los mecanismos de forzamiento externo, las variaciones en la órbita de la tierra, se le atribuye el ciclo de duración de 100.000 años en los que se suceden períodos fríos de unos 90.000 años, llamados glaciaciones y períodos cálidos de unos 10.000 años, llamados interglaciares.

La última glaciación finaliza hace unos 10.000 años, y desde allí se ha mantenido un clima relativamente cálido y estable hasta nuestros días. Hubo un máximo entre 8.000 años y 6.000 años dependiendo del lugar de la tierra, y otro hace unos mil años cuando los vikingos se asentaron en Groenlandia, “*Greenland*”, y se cultivó la vid en Inglaterra. Es el llamado período medieval caliente. Entre los años 1550 y 1820 la tierra entra en un período más frío que el actual denominado la pequeña edad del hielo, propiciada por la baja actividad solar, pues las

¹³⁵ La órbita de la Tierra experimenta tres variaciones principales, que influyen en la radiación solar incidente, sobremanera en altas latitudes, permitiendo o no la existencia de casquetes glaciares:

- Excentricidad: la forma elíptica de la órbita varía entre una mínima elongación de 0,005 y una máxima de 0,067, con periodicidad aproximada de 100.000 años.
- Precesión: la Tierra se ladea sobre su eje a medida que rota y realiza una vuelta completa cada 23.000 años aproximadamente.
- Oblicuidad: el ángulo de inclinación del eje de rotación de la Tierra con respecto al plano de su órbita, varía entre 21.5° y 24.5° cada 41.000 años.

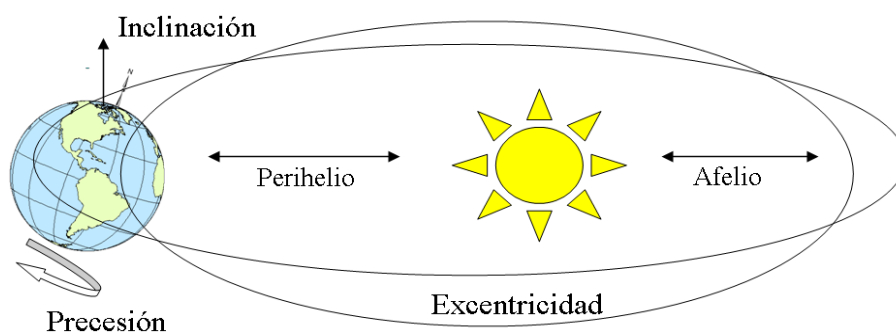


Figura 11.1. Variaciones orbitales del globo terráqueo.

manchas solares fueron mínimas o desaparecieron y hubo avances de muchos glaciares alrededor del globo. (Ver J. F. Isaza y D. Campos, 2007).

11.2 El calentamiento global

Desde la pequeña edad del hielo, el clima en la tierra ha devenido en una tendencia al aumento de la temperatura de la superficie del planeta. Aumento de temperatura que tiene causas naturales, el aumento de la actividad solar ¹³⁶, y que, según la evidencia en el pasado siglo fue exacerbado por causas antrópicas. La figura ilustra este aumento global de temperatura. Se aprecia el incremento constante que ha tendido desde el año 1976 hasta el 2000.

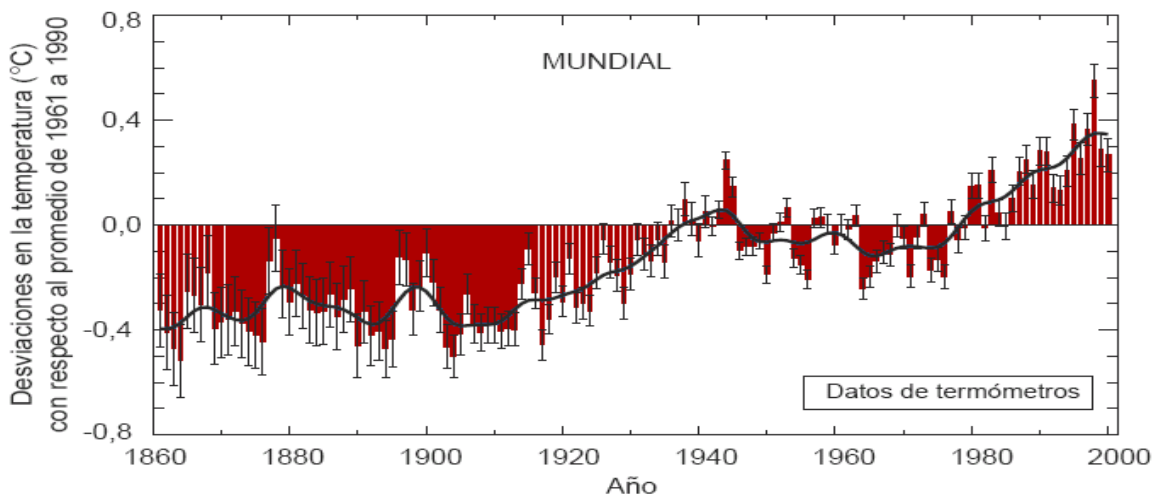


Figura 11.2. Anomalías en la temperatura anual promedio del aire en superficie. Fuente: Oscar Mesa (2006). Adaptada de Folland et al. (2001).

¹³⁶ Hacia 1645 -1715, las manchas solares estuvieron prácticamente ausentes, señal de una merma en la actividad de la corona solar, período que se conoce con el nombre del Mínimo de Maunder, y que coincide con La Pequeña Edad del Hielo.

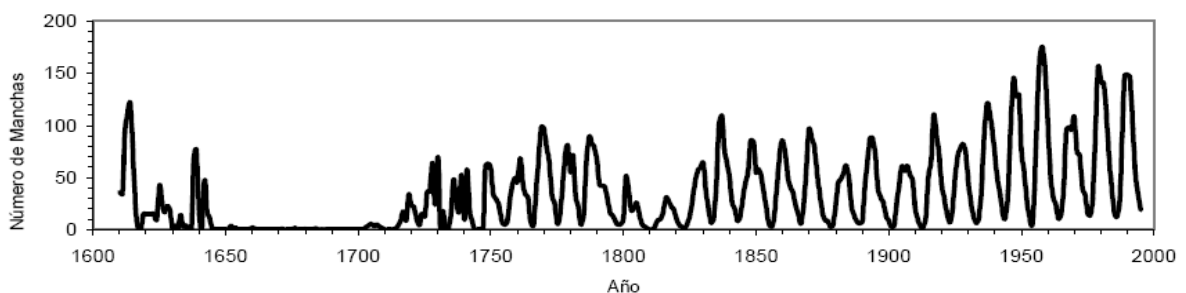


Figura 11.3. Serie de tiempo del número de manchas solares desde 1600. Fuente: O. Mesa (2006), datos de <http://www.ngdc.noaa.gov/stp/SOLAR/ftpsunspotnumber.html>.

Ese incremento pronunciado desde la década del 70 se le imputa al efecto invernadero, debido al aumento de la concentración en la atmósfera de gases como el dióxido de carbono, CO₂, y el metano, CH₄, causada por las emisiones de la quema de combustibles fósiles principalmente. Los gases de efecto invernadero, componentes de la atmósfera, son transparentes a las bajas longitudes de onda (0,16 μm a 5 μm) de la luz solar. Por tanto, la dejan pasar llegando a la superficie terrestre. Esta se calienta y emite calor radiante de la longitud de onda del infrarrojo (5 μm a 80 μm), el que es atrapado por los gases de efecto invernadero.

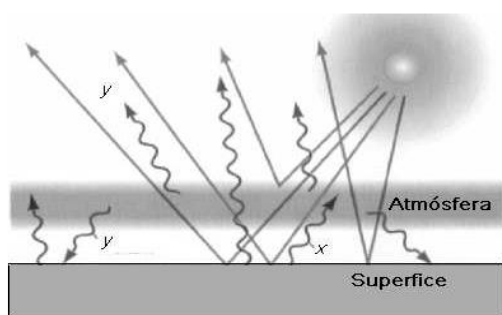


Figura 11.4. Esquema de un modelo de dos capas para ilustrar el efecto invernadero. Fuente: Óscar Mesa (2006).

Sin la atmósfera, la temperatura superficial de la tierra sería de unos -18 °C, cuando en realidad es de 15 °C aproximadamente (Óscar Mesa, 2006, p23). (Figura 11.4).¹³⁷

El incremento global en la temperatura media de aproximadamente 0,6 °C en el transcurso del siglo XX, ocurrió en dos períodos: de 1910 a 1945 y desde 1976 hasta el 2000. A consecuencia de ese calentamiento, hubo ablación de los casquetes polares que unida a la expansión térmica a masa constante de las

¹³⁷ El principal gas de efecto invernadero es el vapor de agua que contribuye en el 96% del efecto invernadero. EL CO₂ es responsable del 3% (Álvaro Jaramillo, 2005, p171). El efecto del vapor de agua en la temperatura de la tierra es dual. Por una parte, calienta la atmósfera por su efecto invernadero y por otra, la enfría cuando refleja la luz solar incidente. Las masas nubosas bajas enfrían porque reflejan la luz solar. El vapor de agua en la troposfera alta calienta al atrapar calor radiante de la tierra. Su efecto neto aún no se ha podido dilucidar, ni siquiera su signo. Lo que sí es cierto es que posee una alta variabilidad espacial y temporal.

aguas superficiales del mar, produjeron un ascenso de su nivel medio a una tasa de 1 mm a 2 mm por año. Se estima que la precipitación global sobre tierra tuvo un incremento del 2% en ese siglo (Óscar Mesa, 2006).

Según el pronóstico contenido en el reporte del *Intergovernmental Panel on Climate Change* –IPCC- (2001), en el presente siglo, la superficie terrestre y la troposfera baja se calientan entre 1,4 °C y 5,8 °C, ante todo, por efectos de las actividades antrópicas. En general, los continentes se calientan más que los océanos y se prevé, en términos relativos, mayor calentamiento en las altas latitudes. A medida que la superficie del planeta se calienta, la cobertura de nieve y de hielo decrecerá. Los promedios globales de vapor de agua, precipitación y evaporación, aumentarán. La mayor parte de las zonas tropicales recibirán más precipitación, la mayoría de las zonas subtropicales recibirán menos y en las altas latitudes más. La intensidad de los eventos de precipitación máxima aumentará. Habrá en general mayores sequías en el interior de los continentes en verano debido al aumento de temperatura y por consiguiente de la evapotranspiración potencial, que no se alcanza a compensar por el aumento de las lluvias. El nivel del mar aumentará a una tasa mayor que en el siglo pasado.

138

¹³⁸ No todos los científicos del clima están de acuerdo con estas previsiones. Existe una corriente minoritaria, entre los cuales se encuentran N. Scafetta y H. Svensmark, que privilegia la influencia de los factores de forzamiento radioactivo externo: las variaciones de la radiación solar incidente sobre el efecto del aumento de la concentración en la atmósfera del CO₂. Los pronósticos del IPCC se basan en modelos acoplados océano-atmósfera en los que los gases de efecto invernadero juegan un papel importante. A raíz del debilitamiento de la radiación solar por la no activación del ciclo 24 de las manchas solares y un leve enfriamiento global desde el año 2007, al parecer imbricado con la mayor prevalencia de la “La Niña” en los últimos años, el debate ha tomado fuerza. Scafetta construyó un modelo que con base en ciclos astronómicos con períodos de 9,1, 10,4, 20 y 60 años en correspondencia con los ciclos del ENSO, las manchas solares, la nutación lunar y un ciclo astronómico más una corrección por la contribución antrópica al calentamiento, reproduce mejor la temperatura de la tierra hasta finales del 2011 que los modelos acoplados. Svensmark halla una conexión entre los rayos

11.3 Historia del cambio climático en Caldas y su vecindario

La reconstrucción del clima pasado en un lapso correspondiente a la última glaciación en la zona central de la Cordillera Central, con base en registros palinológicos, la realizó el célebre profesor Thomas van der Hammen ¹³⁹. El profesor y sus asociados, establecieron dos secuencias palinológicas: una correspondiente a un período comprendido entre hace 53.500 ± 2.500 años y 28.500 ± 3.500 años construida sobre un perfil estratigráfico extraído de un lugar, Río Otoño, localizado a una altitud de 2.250 m y a 8 Km del centro de Manizales en dirección sureste. Y la otra correspondiente a un período comprendido entre hace 36.000 ± 2.000 años y 13.880 ± 320 años construida sobre dos perfiles estratigráficos extraídos de dos lugares, Rosarito Grande y Rosarito, poco distantes entre sí, localizados a 6 Km del casco urbano del Municipio de Murillo (Tolima) en dirección noroeste y a altitudes de 3.320 m y 3.400 m.

cósmicos incidentes, mayores cuando el sol entra en baja actividad radioactiva, con la producción de la tapa de nubes bajas y por ende con la baja de temperatura y aumento de la precipitación. Esta teoría sería la explicación de los superciclos de cientos de millones de años de las edades de hielo que coinciden con la posición del sistema solar en la galaxia. Para los de la tendencia astronómica la temperatura global aumentará en el presente siglo entre 0,5 y 1,5 °C, aumento debido a causales naturales con una leve influencia antrópica.

Con la respuesta del sistema climático a la activación del ciclo 24 de las manchas solares en el próximo lustro, se verá cuál paradigma climatológico es más fidedigno, si el astronómico o el del efecto invernadero. A ambos les asiste evidencia empírica.

¹³⁹ A. M. Cleef, G. W. Noldus y T. van der Hammen (1995), T. van der Hammen, A. M. Cleef y G. W. Noldus (1995). El proyecto de Ecosistemas Tropoandinos apoyado por el Instituto Geográfico “Agustín Codazzi”, el Museo de Historia Natural –ICN- Universidad Nacional de Colombia y el Hugo de Vries-Laboratorium de la Universidad de Amsterdam, es el estudio fisiográfico más juicioso realizado en Colombia. Loa a la memoria insigne de Thomas van der Hammen.

Con análisis de radiocarbono se estableció la edad del material contenido en la columna estratigráfica en las distintas profundidades. Como es sabido, a medida que se profundiza en la columna, se avanza en la edad del material. Luego se determinó, para cada profundidad asociada a un tiempo pasado, su composición florística con base en el polen contenido en el material extraído, para luego confrontar cada composición correspondiente a una edad y una profundidad con la zonación altitudinal actual de la vegetación, la que se muestra a continuación:

Altitud (m)	Zonas Vegetación
> 3.900	Pajonal de <i>Calamagrostis effusa</i> y <i>Espeletia hartwegiana</i>
3.750 - 3.900	Bosque de <i>Gynoxs</i> y <i>Pentacalia</i>
3.600 - 3.750	Bosque de <i>Hesperomeles lanuginosa</i> y <i>Miconia</i>
3.500 - 3.600	Selva de <i>Weinmania mariquitae</i> con <i>Miconia</i>
3.250 - 3.500	Selva de <i>Weinmania</i> , <i>Miconia</i> y <i>Laplacea</i>
3.050 - 3.250	Selva de <i>Brunelia goudotti</i> con <i>Weinmannia</i>
2.750 - 3.050	Selva de <i>Clusia</i> con <i>Weinmania</i> , <i>Miconia</i> e <i>Ilex</i>

Hoy en los relictos existentes en el área de selva subandina a los 2.250 m, donde está ubicado Río Otoño, predominan como especies florísticas indicadoras *Cassia*, *Palicourea*, *Miconia*, *Cecropia* y especies de la familia Cyatheaceae.

Al establecer la composición florística del polen contenido en la muestra de cierta profundidad, se puede inferir de manera aproximada cuán frío o caliente estuvo el lugar con respecto al presente. Por ejemplo, si la muestra contiene elementos florísticos que hoy se despliegan a los 3.450 m de altitud, se puede inferir que en el tiempo correspondiente a esa profundidad la temperatura del área estuvo, más o menos, 7,5 °C más fría que el presente, 1.200/160 porque se pierde 1 °C por cada 160 m que se gana en altitud en condiciones húmedas tropicales, como es el caso.

En los análisis palinológicos se estableció que en general en la última mitad del pleniglacial, entre 53.500 años y 13.880 años antes del presente, el clima estuvo más frío que el actual, pero que la temperatura no fue, ni mucho menos, estable.

Hubo pulsos fríos de importancia. La tabla a continuación exhibe esas variaciones.

Tabla 11.1 Variaciones térmicas en el pleniglacial tardío			
Años antes del presente ± 2.000 años	Despliega altitudinal de la vegetación con respecto al actual (m)	Diferencia probable de la temperatura con el presente (°C)	Comentario
17.000 a 14.000	de -900 a -700	de -5,5 a -4,5	ascenso térmico
18.000 a 17.000	de -600 a -900	de -3,5 a -5,5	descenso térmico
19.000 a 18.000	de -900 a -600	de -5,5 a -3,5	ascenso térmico
23.000 a 19.000	entre -1.000 y -900	entre -6,5 y -5,5	estabilidad térmica
23.500 a 23.000	de -1.400 a -1.000	de -9,0 a -6,5	ascenso térmico
23.500	-1.400	-9,0	mínimo absoluto
28.500 a 23.500	de -300 y -1.400	de -2,0 a -9,0	descenso térmico
32.500 a 28.500	entre -500 y -300	entre -3,0 y -2,0	fluctuaciones
39.000 a 32.500	entre -500 y -800	entre -3,0 y -5,0	fluctuaciones
41.500 a 39.000	de -1.200 a -800	de -7,5 a -3,5	ascenso térmico
41.500	-1.200	-7,5	mínimo térmico
41.500 a 42.500	de -800 a -1.200	de -3,5 a -7,5	descenso térmico
47.500 a 41.500	entre -500 y -800	entre -3,0 y -5,0	fluctuaciones
52.000 a 47.500	de -1.200 a -500	de -7,5 a -3,0	ascenso térmico
52.000	-1.200	-7,5	mínimo térmico
53.500 a 52.000	de -1.000 a -1.200	de -6,0 a -7,5	descenso térmico

Fuentes: *Estudio palinológico del Pleniglacial Medio de la sección Río Otoño - Manizales Enea (Cordillera Central Colombia)*, *A palynological record of the Rosarito pedotephro stratigraphical sequence (Central Cordillera, Colombia): vegetational history of the last 35.000 years*, (T. van der Hammen, A. M. Cleef y G. W. Noldus, 1995).

Los estudios palinológicos no sólo permiten inferir temperaturas pasadas, también posibilitan deducir condiciones de humedad pues unas especies vegetales son más hidrófilas que otras. Con el perfil estratigráfico de Rosarito, lograron establecer condiciones más húmedas que en el presente hace 36.000 años. Entre 34.000 años y 28.000 años el clima fue más seco que el actual. Hace 27.000 y 26.000 años fue más húmedo. Se desconoce entre los 26.000 años y los 23.000 años la condición de humedad por falta de polen, a causa de que el glacial bajó hasta los alrededores de Rosarito. Hace 23.000 años hubo más humedad que en la actualidad. Entre 22.000 años y 13.000 años hubo un clima algo más seco que el presente.

- Evidencias glaciológicas ¹⁴⁰

El avance o retroceso de los glaciales de alta montaña son un indicador fidedigno de enfriamiento o calentamiento del clima local. Además, los rastros geomorfológicos que un glaciar de montaña deja en su avance y posterior retroceso: morrenas, circos glaciales, valles en U, escarpes, son hitos que permiten dilucidar las condiciones climáticas de una época pasada, pues estos rasgos geomorfológicos son huellas de eventos fríos acaecidos a los que es posible asociarles una cronología.¹⁴¹ La tabla siguiente contiene información del comportamiento pasado y actual de los glaciares de la Región del Eje Cafetero.

Tabla 11.2 Extensión y alcance altitudinal de los Glaciares de la Región del Eje Cafetero			
Nevado / época	Pleniglacial	Pequeña edad del hielo	Actualidad (1987)
Volcán Nevado de Kumanday	3.200 m y 3.400 m	4.500 m por el occidente	14,1 Km ²
	Glaciar desde el volcán del Tolima hasta cerca de Pensilvania (Caldas)	4.300 m por el oriente 47,5 Km ²	
Volcán Nevado de Santa Isabel	3.100 m oriente	4.350 m por oriente	6,4 Km ²
	3.400m occidente lenguas a los 2.900 m	4.500 por occidente 28 Km ²	
Volcán Nevado del Tolima	3.000 m	4.300 m por el sur	2,1 Km ²
		4.450 m por otros costados 8,5 Km ²	
Fuentes: Antonio Flórez (1992), IDEAM			

La tabla muestra el claro retroceso de los glaciares de la región desde la pequeña edad del hielo hasta nuestros días, lo que es similar en los demás nevados de Colombia: Sierra Nevada de Santa Marta, Volcán Nevado del Huila y Sierra Nevada del Cocuy. Los glaciares del Cisne y del Quindío desaparecieron alrededor del año de 1960.

¹⁴⁰ Fuentes bibliográficas: Antonio Flórez (1992), IDEAM [HTTP://www.ideam.gov.co](http://www.ideam.gov.co)

¹⁴¹ Las morrenas son depósitos de detritos que el glaciar arrastra en su avance y marcan el límite máximo alcanzado durante una glaciación. Si ocurre una glaciación de mayor magnitud que las anteriores, “borra” estos rastros. Así que las morrenas y otros rastros geomorfológicos son huellas de la mayor glaciación acaecida y de otras menores que hayan ocurrido después de ese evento máximo.

- Noticias históricas

En el año de 1757 Fray Juan de Santa Gertrudis se desplazó desde Cartagena a atender la feligresía de su pequeña parroquia en el recóndito Putumayo. De ese largo periplo quedó una crónica: *Maravillas de la naturaleza* (1995). De su estadía en la villa de San Bartolomé de Honda cuenta:

*“A mano derecha tiene el río Gualí, río que nace del páramo de Guanacas y pertenece a la cordillera. Este río es tan frío como el agua nieve bien fría”.*¹⁴²

Se puede colegir que en la época el río Gualí estuvo alimentado en gran medida por fuentes glaciales del nevado de Kumanday. Por consiguiente, el glaciar en ese entonces tuvo que tener unas magnitudes muy superiores a las del presente.

La Comisión Corográfica, dirigida por el gran cartógrafo Agustín Codazzi, legó a los colombianos mapas, acuarelas, relatos, láminas botánicas de gran factura y

¹⁴² Además del baño refrescante que en esa canícula de Honda les procuraban las frías aguas, sus habitantes disfrutaban de algún otro solaz que los ojos fisgones y pudibundos del presbítero proscriben: *“Allí notamos nosotros en las mujeres poco recato en irse a lavar a todas horas en el Gualí, y estar por el río nadando juntos hombres y mujeres”*. La Villa de San Bartolomé de Honda, cuna del gran Pepe Cáceres, se asentó a orillas del Gualí porque a más de ser un lugar estratégico, pues el “salto de Honda” cortaba la navegación entre aguas arriba y aguas abajo, para los peninsulares estas aguas gélidas eran un bálsamo en el calor calcinante del valle del Magdalena.

Los cronistas de indias y los viajeros del siglo XIX son fuentes invaluable para que ecólogos, geógrafos, climatólogos e hidrólogos, tengamos referencias de las condiciones fisiográficas primigenias de nuestro país. Para la muestra un botón: a la Cordillera Central durante la colonia se le nominó Cordillera de Guanacas, puesto que allí se encontraban gran cantidad de guanacos, camélidos hermanos de las llamas y las vicuñas. Tal vez los introdujeron los ingas en el Macizo Colombiano y de allí se dispersaron hacia el norte. *Maravillas de la naturaleza* es un libro que en sus cuatro tomos contiene cientos de datos botánicos, zoológicos, paisajísticos o sociológicos de interés, a pesar de ser escrito por un lego científico, amén de los prejuicios y quimeras que pueda tener una mente clerical de la época.

hermosura, además de extraordinaria exactitud.¹⁴³ La acuarela de la mesa de Herveo, pintada por Enrique Price, da idea precisa de lo que fueron los glaciares de la Cordillera Central en 1852, a finales de la pequeña edad del hielo. El glaciar posiblemente se recuperaba de la pérdida de parte del hielo del casquete por la ablación ocasionada por la erupción del año de 1845, pues la acuarela muestra el límite del casquete cerca de los 4.600 m de altitud, cuando los rasgos geomorfológicos indican que el glaciar en la pequeña edad de hielo bajó hasta los 4.500 m.¹⁴⁴ En la acuarela, también, se aprecian los nevados del Cisne y de Santa Isabel, y en lontananza el del Quindío. El Cisne, hoy desaparecido, con buena masa de hielo (Manuel José Forero, 1953 -1956).

No cabe duda alguna de que la pequeña edad del hielo tuvo sus manifestaciones en Colombia, en general, y el Eje Cafetero, en particular. Fue un lapso en que la temperatura estuvo por lo menos 3 °C debajo de la actual.

11.4 El actual cambio climático global en Caldas

El calentamiento global del hogaño tiene su manifestación en las series climáticas e hidrométricas departamentales. Como se muestra a continuación, primero con la temperatura promedio diaria, máxima promedio diaria, mínima promedio diaria, luego con la precipitación y los caudales.

¹⁴³ En buena hora, el Instituto Geográfico “Agustín Codazzi” publicó en el año 1993 uno de los mapas de Codazzi, el precioso de la Provincia de Soto. Los informes, láminas y mapas de la Comisión Corográfica conforman un patrimonio de los colombianos de invaluable valor histórico y geográfico. Son un tesoro nacional.

¹⁴⁴ Tres erupciones fuertes, con flujos de lodo, ha tenido el Kumanday en tiempos históricos: la del año de 1595 descrita por Fray Pedro Simón en sus *Noticias Historiales*, la de 1845 y la de 1985. La de 1845, según los relatos de entonces, dejó unos 400 muertos para algunos y cerca de 1.000 muertos para otros. De la de 1985 ni pa´ qué hablar.

Aunque, la línea de regresión de la temperatura promedio diaria en Cenicafé mostrada en la Figura 11.5 (amarillo) posee una pendiente de 0,01 que indica que esa temperatura aumenta en apenas algo más de una centésima de grado por año, equivalente a 1 °C para un siglo, y un coeficiente de determinación, R^2 , de sólo 10,2%. El análisis de varianza, exhibido en la tabla a continuación de la figura, advierte con el nivel de significancia (P value = 0,0205) que la relación entre la temperatura promedio diaria y el tiempo expresado en años es estadísticamente significativa al nivel de confianza del 95%. Es decir, se puede tener una alta seguridad en afirmar que la temperatura promedio regional aumenta con el transcurso del tiempo. Aumento similar al presentado en otras partes del mundo en las últimas cuatro décadas.

Las temperaturas máxima promedio diaria y mínima promedio diaria, aumentan en mayor proporción que la temperatura promedio. La temperatura máxima promedio diaria aumenta más de 2 °C por siglo. En síntesis, el análisis estadístico del comportamiento de la temperatura en la estación climática de Cenicafé, por demás la de mayor confiabilidad en la calidad de sus datos, confirma la clara tendencia al aumento de la temperatura regional, coincidente con el calentamiento global.

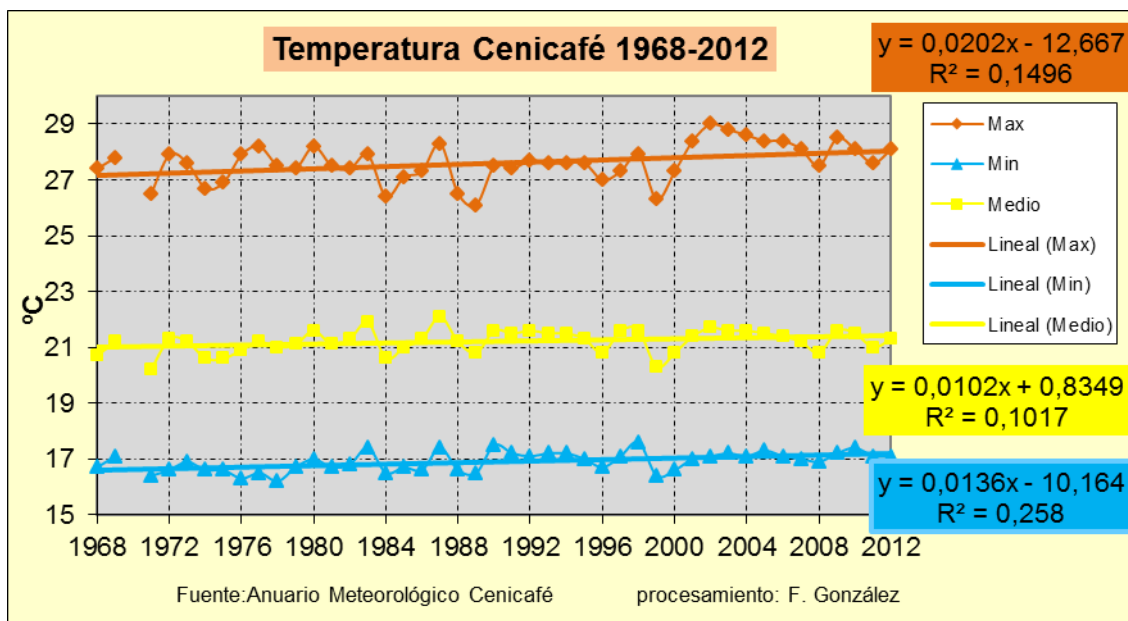


Figura 11.5. Tendencias de la temperatura máxima diaria promedio, diaria promedio y mínima diaria promedio en Cenicafé.

Parameter	Estimate	Standard Error	T Statistic	P-Value
Intercept	-3,08601	10,0778	-0,306219	0,7610
Slope	0,0122182	0,0050655	2,41203	0,0205

Analysis of Variance					
Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	P-Value
Model	0,93338	1	0,93338	5,82	0,0205
Residual	6,41733	40	0,160433		
Total (Corr.)	7,35071	41			

Correlation Coefficient = 0,36634
R-squared = 12,6978 percent
Standard Error of Est. = 0,400541

Para el análisis de la tendencia en el tiempo de la precipitación anual, también se recurrió a la estación de Cenicafé por su extensión y calidad de sus datos. La línea de regresión en la Figura 11.6, presenta una pendiente que indica que la precipitación anual se incrementa en 3,1 mm/año, apenas un uno por mil de la precipitación promedio anual y con un $R^2 = 0,03$, muy exiguo. El análisis de varianza arrojó un nivel de significancia Pvalue = 0,4022, que indica que desde el punto de vista estadístico, la tendencia en la línea de regresión no es significativa, es decir, no puede afirmarse crecimiento en la serie de datos, aunque presente aumento. Cabe recordar que los análisis globales detectan aumento de la precipitación en los trópicos, coincidente con lo hallado aquí.

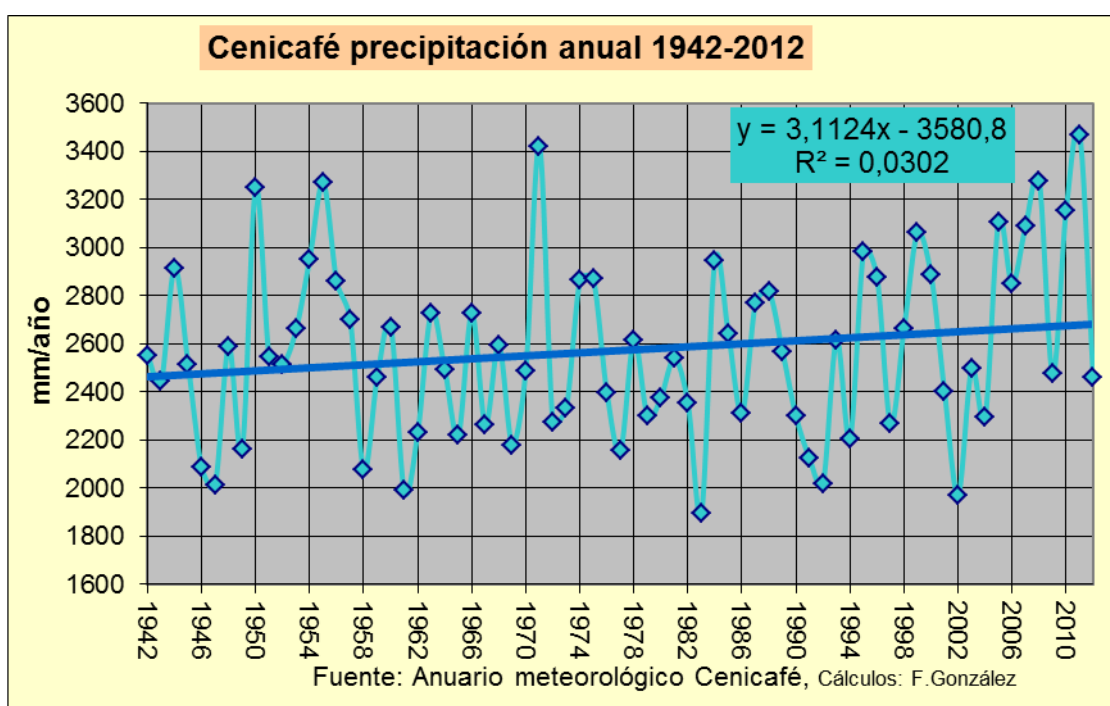


Figura 11.6. Tendencia de la serie de precipitación anual en Cenicafé.

Para el análisis de la tendencia en el tiempo de los caudales promedios se recurrió a la estación de Irra sobre el río Cauca, por ser este río caudaloso, lo que hace que su serie de datos presente menos problemas por cambios ocasionales de la sección. La Figura 11.7 presenta la línea de regresión con una pendiente que indica que el caudal decrece 1,6 m³/s, pero con un R² = 0,013, muy exiguo. El análisis de varianza arrojó un nivel de significancia Pvalue = 0,467, lo que indica que, desde el punto de vista estadístico, la tendencia en la línea de regresión no es significativa, es decir, no puede afirmarse decrecimiento en la serie de datos, aunque presente disminución.

La serie llega hasta el 2007. En los últimos cuatro años, del 2008 al 2011, ha habido en todos los ríos Andinos de Colombia caudales altos y hasta extraordinarios por las altas precipitaciones debido a las condiciones frías del Pacífico ecuatorial. Bien puede suceder que con los datos de estos años, la tendencia decreciente de la serie disminuya y aún se anule. En síntesis, no se puede afirmar tendencia en la serie de caudales.

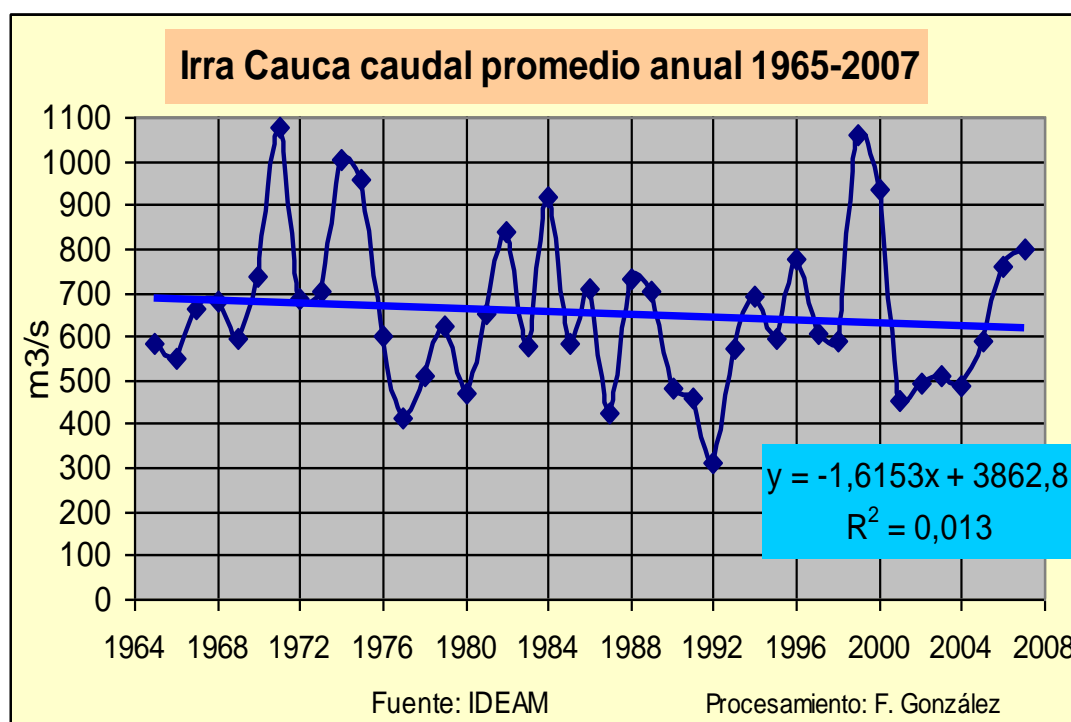


Figura 11.7. Tendencia de la serie de caudales promedio anuales del río Cauca en Irra

Mesa, Poveda y Carvajal (1997) hacen un análisis estadístico para detectar tendencias en series climáticas e hidrométricas colombianas. La tabla a continuación resume los resultados.

Tabla 11.3. Tendencias en las series hidro-climáticas colombianas

	Sin tendencia	Tendencia Decreciente	Tendencia Creciente
Temperatura mínima promedio	8	7	36
Temperatura promedio diaria	10	20	24
Punto de rocío	15	5	24
Tensión del vapor	8	7	15
Evaporación	4	11	10
Precipitación	120	8	23
Caudal	36	23	13

Fuente: *Introducción al Clima en Colombia* (Óscar Mesa et al, Universidad Nacional, Medellín, 1997).

Se puede colegir de la tabla que las temperaturas promedio diaria y mínima promedio diaria en Colombia presentan tendencia a aumentar, más la mínima que la media. Lo mismo, el punto de rocío y la tensión del vapor tienden a crecer. La precipitación se incrementa levemente y los caudales decrecen. Lo cual coincide con lo deducido para las series analizadas en este numeral. Resultados refrendados por el estudio de Gloria León (2000), quien encuentra en las series analizadas en su estudio que con respecto a la temperatura promedio: 8 series no presentan tendencia, 21 tendencia decreciente, y 37 tendencia creciente. Con respecto a la temperatura mínima ¹⁴⁵: 12 no registran tendencia, 8 tendencia decreciente, y 41 tendencia creciente. Con respecto a la temperatura máxima: 7 no exhiben tendencia alguna, 2 tendencia decreciente y 11 tendencia creciente.

Las medidas en la evaporación de tanque no muestran aumento en el tiempo, como la precipitación se mantiene o aumenta levemente, la mengua en los caudales sólo se puede explicar si la evaporación real crece en consonancia con el incremento de la evapotranspiración potencial por el aumento de la temperatura. Lo que puede deberse a causa de las actividades humanas,

¹⁴⁵ Se supone la temperatura mínima diaria promedio, pues el estudio no es explícito.

específicamente, a la evaporación desde embalses y al aumento del uso consuntivo del agua en los distritos de riego.

La intensidad de la lluvia es una de las variables hidrológicas en la que todo indica que tiene una tendencia clara a incrementarse, a pesar que no se cuente con una información tan extensa y de la calidad necesaria que permita la demostración de este fenómeno. Las extraordinarias crecientes de los ríos San Eugenio y Chinchiná en el año 2011, en cuencas en las cuales el uso del suelo no ha sufrido modificaciones de alguna importancia, inducen a identificar como causa las altas precipitaciones concentradas en el tiempo.

Sin embargo, se puede dar explicación teórica del incremento en la intensidad de la lluvia como consecuencia del calentamiento global. A medida que la temperatura aumenta, el potencial de vapor de agua contenido en una masa de aire aumenta y por tanto con el calentamiento global la tensión del vapor aumenta, como lo indica la Tabla 11.3, por haber una mayor cantidad de gas contenido por unidad de volumen, tal como lo prescribe la ley de los gases. Además, cuando los chubascos ocurren, se presenta un calentamiento de las masas de aire en contacto con la superficie terrestre y los procesos convectivos resultan exacerbados por la mayor velocidad ascensional de las masas de aire húmedo. Si hay un mayor gradiente de temperatura en la columna atmosférica, mayores serán las velocidades ascensionales y mayor será la tasa de condensación del agua a medida que las masas de aire húmedo ascienden (Paul A. O'Gorman y Tapio Schneider, 2007).

En consecuencia, tanto las curvas IDF, indicadoras de la intensidad de la lluvia (ver numeral 5.8), como los caudales máximos asociados a períodos de retorno (ver numerales 10.8 y 10.9), pueden verse significativamente afectados por el calentamiento global. Urgen estudios para dilucidar si presentan tendencia al aumento y cuál sería la magnitud de este posible incremento. ¹⁴⁶ Por lo pronto,

¹⁴⁶ El de Y. Ivanova y J Corredor (2006), es uno de ellos.

tanto las curvas IDF como los caudales máximos calculados con la base de datos actual, deben tomarse como referentes, con alta probabilidad de estar subvaluados.

11.5 Cambios hidroclimáticos locales

Para Caldas, y aún para Colombia, los trastornos en el clima local, en el balance hídrico de las cuencas y en general los impactos y efectos ambientales, que causan las actividades económicas asentadas en su territorio suelen ser más dramáticos que los que pueda causar el calentamiento global. Sin intentar un inventario exhaustivo, a continuación se relatan algunas de las graves agresiones contra el recurso hídrico, que le acarrearán las industrias económicas hechas con el único prurito de acrecentar el capital.

La deforestación en el transcurso del siglo XX de la pluviselva ecuatorial, que cubría gran parte del territorio caldense, ha tenido un efecto de suma trascendencia en el ciclo hidrológico al afectar los suelos y su capacidad de almacenamiento de agua. La selva húmeda es muy eficiente en almacenar agua, las raíces de un pastizal o de un cultivo transitorio difícilmente alcanzan a extraer agua por debajo de los 50 cm de suelo, mientras que las raíces de los árboles pueden penetrar varios metros. Además, el dosel arbóreo es un buen interceptor de las gotas de lluvia: puede almacenar en las hojas y demás depresiones hasta el 12% de la precipitación, mientras los pastos y cultivos limpios no superan el 1%. La evaporación de esta agua ayuda a reducir la temperatura al transportar a las partes altas de la troposfera calor latente, pero lo que es más importante, la cobertura arbórea protege el suelo del efecto erosivo de lluvia. El suelo se protege, además, de la radiación solar directa. La gran cantidad de materia orgánica en descomposición produce una capa superficial de hojarasca y humus bastante permeable, que favorece la infiltración. Los efectos de la deforestación son de suma importancia desde el punto de vista hidrológico, pues la escorrentía de las cuencas con cobertura de selva tropical tiende a ser regulada: caudales mínimos apenas por debajo de los caudales medios y caudales máximos no

excesivos. En contraposición, en una cuenca deforestada suelen suceder avenidas salvajes.

Con frecuencia se escucha decir a los campesinos caldenses, y de otras regiones de Colombia, que las quebradas se han secado tal vez porque el clima ha cambiado. La realidad, de la que son conscientes muchos de esos campesinos, es que con la pérdida de la capacidad reguladora del bosque y de su suelo forestal, una vez caída la lluvia produce una alta escorrentía superficial sin que el agua permanezca en la cobertura vegetal, ni en la capa superficial del suelo que ha perdido su capacidad de almacenamiento hídrico, ni se percole o lo haga en poca cantidad al no permitírsele el suelo compactado. Luego de pasada la riada, amenazante por cierto, la corriente rápidamente pierde caudal, y con una pequeña temporada sin lluvias queda seca o apenas escurriendo un hilo de agua.

Valga como ejemplo las crecientes frecuentes que ha tenido en los años 2011 y 2012 la quebrada Carminales, que discurre por el sector veraniego de Santágueda, y que ha amenazado con “llevarse” algunos centros vacacionales y fincas de recreo. Avenidas que son consecuencia, además de las lluvias fuertes, de un cambio drástico en el uso del suelo. Con la crisis cafetera, las cabeceras de la quebrada sufrieron un desmonte de los cafetales para ser remplazados por cítricos. De un cultivo denso como el café, con una densidad de siembra de 80 cm x 80 cm, se pasó a frutales con una densidad de siembra de 6 m x 6 m.¹⁴⁷

Hoy, con la locomotora minera en marcha a todo vapor, la situación de la desregulación hidráulica de los cursos de agua se hace más drástica. El destacado sociólogo Alfredo Molano, eximio conocedor del drama ambiental colombiano, destaca cómo la explotación aurífera reciente en las márgenes del río Medina, tributario del Gualí, ocasionó una riada que se llevó varios edificios

¹⁴⁷ No falta la señora manizaleña que perturbada en su disfrute vacacional, ¡bueno!, del marido, exclama: ¡Ay mi ¡ja, este cambio climatérico nos va a matar!

históricos de San Bartolomé de Honda, cosa que no habían conseguido ni siquiera las avalanchas de los años 1845 y 1985.¹⁴⁸

El Estado colombiano ha sido muy juicioso en cuantificar el aporte colombiano al calentamiento global. Se estiman las emisiones nacionales de CO₂ en el 0,2 % de las globales, muy dilecto en concientizar y dar directrices para mitigar las emisiones de los gases de efecto invernadero. Ver, por ejemplo, IDEAM (2001). Todos, hasta el más recóndito e ignoto de los municipios, deben contemplar en su esquema de ordenamiento territorial acciones de prevención del cambio climático global. Parlotear sobre la inminente catástrofe que se cierne sobre el futuro del planeta, rinde réditos políticos. Contrasta con la desidia y abulia que el Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sostenible muestra en enfrentar los graves problemas ambientales y sociales que genera la explotación extractiva y sin miramientos de la gran minería, o la degradación de las aguas por la industria de

¹⁴⁸ *Honda, la maltrecha*, El Espectador, 20 de noviembre de 2010. Dice Alfredo: "...No hace mucho la fiebre del oro que nos invade llegó al río Medina. Mineros profesionales —quizá del bajo Cauca, o de Roldanillo, o del San Juan— les arrendaron a los campesinos ribereños playas y playones. El cauce había sido conservado con matas de guadua, guamos y ceibas. Los mineros pagaron lo que se pidiera por esos barrancos, sin que los campesinos entendieran la causa de tanta generosidad. Hasta cuando llegó una docena de retroexcavadoras, autorizadas por Cortolima, según dijeron. Y comenzaron a meter sus gigantes uñas de acero en esas tierras. Destrozaron los guaduales, destruyeron los cauces naturales de las aguas, arruinaron a los campesinos y se llevaron el oro. O, mejor, se lo siguen llevando, porque hoy que escribo, todavía hay varias trabajando. Como es obvio, las retos hicieron tajos rectos, aflojaron la tierra y las aguas que antes perdían fuerza en los meandros del río Medina ganaron fuerza y velocidad. No faltaba sino el aguacero, y este cayó, y siguió cayendo durante 13 horas. Sin orillas, sus aguas se volvieron locas, y locas cayeron al Gualí, y el Gualí descargó toda su fuerza contra Honda, contra los barrancos de la orilla izquierda, donde partió en dos la Casa de la Cultura, una reliquia arquitectónica de la ciudad, construida en el siglo XVII y que fue Iglesia del Sagrado Corazón, fábrica de aguardientes y Hospital de San Juan de Dios. Las furias del río se llevaron también una docena de casas en los barrios Las Delicias y La Pedregosa..."

la palma africana que interviene las pequeñas corrientes para establecer el cultivo y contamina las aguas en el procesamiento del aceite.¹⁴⁹

Las fotografías siguientes muestran la agresión de que son objeto los ríos y quebradas de Caldas en la cotidianidad de las actividades humanas. Nótese en la Fotografía 11.1 el cultivo de caña hasta el borde del cauce del río y la retroexcavadora estrangulando su cauce. Por supuesto, el río socava la orilla. En la Fotografía 11.2 un curso de agua se convierte en una alcantarilla.



Fotografía 11.1. 20.07.2011, Río Risaralda en el discurrir por su valle. Foto: Luis Alfonso Montoya.

Fotografía 11.2. 4.08.2011, construcción de alcantarilla en la quebrada Sancancio, Aranjuez, Manizales. Foto: F. González.

No sólo las pequeñas obras civiles trastornan el libre discurrir de los ríos, las grandes mucho más. Las fotografías 11.3 y 11.4 dan fe del más bajo nivel del río Grande de la Magdalena del que tienen memoria los pescadores de Honda. Un breve período seco a inicios del 2010 antecedió la situación, por supuesto esto no fue la verdadera causa, la causa estuvo en el manejo de la represa de

¹⁴⁹ Ni siquiera las fuentes hídricas de una ciudad capital como Manizales se libran de la gran minería aurífera. Hoy la transnacional canadiense Río Novo Gold Inc. se apresta a montar una explotación en las cabeceras de la quebrada Tolda Fría afluente de la Planta Gallinazo del acueducto, ya tumbaron encenillos centenarios, sin que medie la acción de las autoridades competentes. Falta la sangre a los manizaleños que los bumangueses mostraron en detener la gran minería en el páramo de Santurbán.

Betania. A los operadores les interesa lograr altos precios de venta en la bolsa de energía, no las condiciones hidráulicas del río aguas abajo.



Fotografía 11.3 y
Fotografía 11.4.
26.01.2010 17:00 h, río
Magdalena a su paso
por Honda en su caudal
más bajo. Fotos: Javier
González.



Como es sabido, las represas interrumpen la migración periódica de las especies migratorias, la llamada subienda, que en el río Grande de la Magdalena fue de gran importancia, llegando la captura a sobrepasar las 100.000 toneladas, hoy apenas llega a las 8.000 toneladas.¹⁵⁰

En la siguiente fotografía del rebosadero de la presa de La Miel, se aprecia el descapote de la ribera producto del diario batimiento debido a que en las horas pico de demanda de energía, entre las 11:00 y las 20:00 h, las compuertas se abren hasta el tope y el nivel del embalse baja. En las horas de consumo mínimo, entre las 20:00 y las 5:00 h, las compuertas prácticamente están cerradas y el embalse gana nivel. Este permanente subir y bajar de las aguas no permite que se establezca una flora acuática que posibilite a poblaciones piscícolas importantes mantenerse, por lo que este embalse y en general la mayoría de los embalses hechos con fines de generación eléctrica poseen baja productividad pesquera.

¹⁵⁰ Ya existen presas que en su diseño minimizan este problema: las llamadas “escaleras de peces”. Basta un ejemplo, el de la gran represa de Itaipú en el río Paraná, la usina eléctrica con mayor generación de energía en el mundo.



Fotografía 11.5. 4.09.2005, detalle rebosadero presa La Miel y ribera descubierta. Foto: Instituto de Estudios Ambientales -IDEA-, Universidad Nacional, Manizales.

Aguas abajo del embalse, esos cambios abruptos del caudal del río La Miel, por la operación diaria de la hidroeléctrica, ya que en altas horas de la noche apenas pueden transitar unos $10 \text{ m}^3/\text{s}$ y cuando abren compuertas se viene una avenida cercana a los $300 \text{ m}^3/\text{s}$, unido al bajo contenido de oxígeno disuelto de las aguas turbinadas, por debajo de los 2 mg/L ,¹⁵¹ no dejan prosperar las comunidades del ecosistema del río, pues hasta en una decena de kilómetros río abajo los macroinvertebrados son prácticamente inexistentes. Más aún, los peces que se aventuran a subir aguas arriba hasta cerca de la presa quedan atrapados en las playas y charcos del río cuando cierran compuertas y la corriente apenas fluye.

Los trasvases de los ríos Guarinó y Manso, además de desecar estas corrientes traen consigo la merma, en casos significativa, de los caudales de las pequeñas quebradas que discurren sobre el túnel de conducción, al favorecer la percolación. Hecho que se advirtió en su momento.¹⁵²

¹⁵¹ Los embalses profundos en condiciones tropicales como el de La Miel, son lagos estratificados, es decir, que la temperatura en superficie es mucho mayor que en el fondo, y por tanto no hay mezcla entre las aguas cálidas superficiales y las frías profundas. Las aguas profundas pierden oxígeno al descomponer la materia orgánica que se precipita hacia el fondo, hasta llegar a situaciones de anoxia. Como la toma de agua hacia la casa de máquinas se halla cerca al fondo, las aguas que fluyen de la hidroeléctrica son pobres en oxígeno.

¹⁵² Ver *Un mal cálculo de ISAGEN* (Pablo Correa, El Espectador, sábado 12 de mayo 2012). Todo lo anterior no es óbice para que la generadora eléctrica propicie sendos foros por el agua y en su propaganda proclame: "ISAGEN está comprometida con el agua porque al cuidarla, protegemos la vida del planeta".

12. Consideraciones finales

Toda estadística, toda labor meramente descriptiva o informativa, presupone la espléndida y acaso insensata esperanza de que en el vasto porvenir, hombres como nosotros, pero más lúcidos, inferirán de los datos que les dejamos alguna conclusión provechosa o alguna generalización admirable.

H. Bustos Domecq

12.1 Aportes

Un aporte importante de la presente obra es el proveer un contexto de fenómenos climáticos de escala planetaria que explican, en gran medida, el funcionamiento climático e hidrológico del Departamento de Caldas al construirse un marco comprensivo del clima local. El marco macroclimático en que se inscriben los análisis del comportamiento espacio-temporal de las variables hidroclimáticas: temperatura, precipitación, brillo solar, evapotranspiración, caudales; las relaciones que se establecieron entre esas variables, en especial con el balance hídrico tipo agronómico, las descripciones de la dinámica de los vientos que transitan por la región; el análisis de los efectos del ENSO, tanto en su fase cálida como en su fase fría; hasta el análisis de la profundidad y causas del actual cambio climático local; unidos a los numerosos mapas, figuras y tablas proporcionan un entendimiento holístico de la climatología e hidrología regionales.¹⁵³

Los contenidos de los capítulos: Breve recuento histórico de la climatología e hidrología en Caldas, Contexto macroclimático, Temperatura, Cambio climático, así como el estudio del ciclo diario de la precipitación fueron desarrollados en su

¹⁵³ Si el lector requiere datos específicos de un lugar y de una variable en particular puede contactar a Fernando González, fagonzalez@unal.edu.co

totalidad para la presente obra. Los otros contenidos, aunque se encuentran en estudios anteriores no publicados, para la presente edición fueron corregidos y actualizados. En especial, se ajustó y mejoró el modelo de flujo acumulado, el cual calcula la acumulación de flujo en los cauces colectores a partir del escurrimiento y que permite conocer el caudal promedio multianual de cualquier corriente del Departamento.

Se validó el modelo de acumulación de flujo, confrontando los datos del flujo promedio anual acumulado con los datos del caudal promedio multianual medido en estaciones hidrométricas, dando un error cuadrático porcentual del 7% y una sobrestimación del caudal de tan sólo el 2%, lo cual es un resultado excelente, pocas veces logrado en modelos hidrológicos. Con esta validación se tiene la certeza que los mapas de precipitación y evapotranspiración potencial aquí publicados, poseen una muy buena exactitud.¹⁵⁴

Además de ser cuantitativa, la presente obra quiso ser comprensiva e interpretativa, al hallar el significado climático e hidrológico de las vivencias cotidianas, del acaecer de las circunstancias meteorológicas o de los acontecimientos fluviales. Dan fe de ello las fotografías, explicaciones pie de página y algunas figuras, principalmente, las que muestran comportamientos eólicos. Los clásicos: Hans Trojer, Ernesto Guhl, Remy Oster, dieron ejemplos de argumentación hermenéutica aplicada a la comprensión de los fenómenos geográficos. No se quiso emularlos tan sólo, si acaso, imitarlos.

12.2 Faltantes a superar

Una carencia en el balance hídrico tipo agronómico es la interceptación de la lluvia por la vegetación, con el mapa de uso del suelo levantado recientemente

¹⁵⁴ Con la interpolación espacial *Kriging* ordinario se logra un mapa de precipitación promedio multianual cuyo valor medio es de 2.780 mm/año, 1,34% más bajo que con la interpolación IDW; 2.818 mm/año. Con el mapa construido por *Kriging* virtualmente se anularía la sobreestimación del 2%.

por CORPOCALDAS se puede solventar esta carencia. Por supuesto, para utilizar el mapa se requiere la autorización por parte de la Corporación.

Con base en los escurrimientos mensuales calculados por el balance hídrico tipo agronómico, ecuaciones como las de los modelos denominados de tanques y la extensión del mapa de capacidad de campo a cuencas compartidas con otros departamentos, se puede calcular los caudales promedios mensuales en condición “neutra” y en condiciones anómalas del Pacífico Tropical.

La mayor deficiencia actual en la hidrometría está en la inferencia de caudales máximos asociados a períodos de retorno. Hay la suficiente evidencia, como lo muestra el dimensionamiento de una gran creciente del río Chinchiná (numeral 10.9), que los caudales máximos calculados con base en las series históricas subvaloran el estimativo de las grandes avenidas que están ocurriendo en la actualidad. A dos causales se les puede imputar esta subvaloración: al cambio climático actual que trae como una de sus consecuencias el incremento en la intensidad de las lluvias máximas y su consecuente aumento de las crecientes, y a que las estaciones hidrográficas no capten en toda su magnitud las grandes avenidas. En la estación hidrométrica Miel II, que mide de forma horaria el caudal que transita por el río La Miel, entre los años 2003-2007, en apenas cuatro años, aforó una creciente de $996 \text{ m}^3/\text{s}$ acaecida el 31.03.2006 a las 2:00 h; es decir, que con otro tipo de estación fluviométrica se pueden captar las verdaderas magnitudes de las crecientes.

Se puede recurrir a modelos lluvia-escorrentía para estimar caudales máximos, pero se debe ser en extremo cuidadoso puesto que estos modelos recurren al tiempo de concentración y los métodos de estimación de este tiempo infieren resultados harto disímiles. Mientras no se conozca, así sea aproximadamente, el tiempo de concentración real de la cuenca el estimativo de las crecientes máximas por modelos lluvia-escorrimento es apenas un indicativo de su orden de magnitud.

12.3 Hacia la gestión integral del recurso hídrico

El estado colombiano ha hecho esfuerzos para procurar un marco normativo y científico para el manejo integral del recurso hídrico. El *Estudio nacional del agua* (IDEAM, 2010), el documento *Política nacional para la gestión integral del recurso hídrico* (MAVDT, 2010), el *Decreto 1640 de 2012* del Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sostenible por medio del cual se reglamenta los instrumentos para la planificación, el ordenamiento y manejo de las cuencas hidrográficas y acuíferos, son muestras de ello.

En el ámbito internacional, el documento del IPCC (2008) pone de manifiesto los problemas futuros que habrán de afrontar los países a causa de la afectación de los recursos hídricos por el cambio climático. Referencia obligada para la planificación del uso futuro del recurso.

En el ámbito local, la Corporación Autónoma Regional de Risaralda –CARDER– en el Proyecto CARDER-Canadá (1996) elaboró un plan de ordenamiento territorial de la cuenca del río Risaralda, cuenca compartida entre los departamentos de Risaralda y Caldas, en el que se contempla al agua como una dimensión fundamental de la planificación territorial. El documento: *Diagnóstico, aprovechamiento y conservación del recurso hídrico de la cuenca del río Risaralda*, tiene la virtud de analizar de manera integrada el universo del agua en sus distintas facetas: cuantificación de la oferta, recurso hídrico subterráneo, calidad del agua, cuantificación de la demanda, proyectos hídricos. Ejemplo valioso digno de imitarse.

Pese a las buenas intenciones del Estado colombiano de darle un manejo racional al recurso hídrico, este manejo está de manera indisoluble atado al ordenamiento territorial. Poco es lo que se ha hecho en Colombia por propiciar un uso adecuado al territorio acorde con sus condiciones fisiográficas, los encomiables propósitos chocan rápidamente con los intereses de un capitalismo sin talanqueras, pues lo único que cuenta es la confianza inversionista. Así que

la destrucción de bosques, la desestabilización de laderas, la emisión de contaminantes, la desecación de humedales y espejos de agua, en fin el despilgarre en el uso del suelo conlleva al despelote de las aguas: cursos secos cuando deja de llover, ríos contaminados, cauces colmatados por la sedimentación, crecientes salvajes y más frecuentes.

Bibliografía

Bibliografía referenciada

- ArcGIS (2008). *Geographical Information Systems ArcGIS*. Environmental Research Informations Sytems –ESRI-. NewYork, USA.
- Agudelo, Arias y Salazar (2001). *Caracterización del ciclo diurno de precipitación en los Andes de Colombia, región centro*. Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Minas. Medellín.
- Álvarez J. F. y Toro V. G. (2001). *Caracterización del ciclo diurno de precipitación en los Andes de Colombia, región norte*. Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Minas. Medellín.
- Aparicio Francisco J. (2008). *Fundamentos de Hidrología de superficie*. Edit Limusa. México.
- Arntz W. y Fahrbach E. (1996). *El Niño, experimento climático de la naturaleza*. Fondo de cultura económica, México.
- Aristizábal, Botero y Vélez (2012). *Manual de hidrología para obras civiles basado en el uso de Sistemas de información geográfica*. Universidad Nacional de Colombia. Manizales.
- Ávila R. y Leal J. (1986). *Tipificación climática de la Región de la Costa Atlántica colombiana basada en el análisis estadístico de series*, Universidad del Norte (proyecto de grado). Barranquilla.
- Ayllón Teresa (2004). *Elementos de meteorología y climatología*. Edit. Trillas. México.
- Brater E. F. et al (sin fecha). *Handbook of hydraulics*. Seventh Edition, McGraw Hill. New York, USA.
- Cenicafé (1983). *40 años de investigación científica en Cenicafé, volumen 2 clima*. Chinchiná, Caldas.
- Cenicafé. *Anuario Meteorológico Cafetero*. Chinchiná, Caldas. 1969 -2010.

- Cleef, Noldus y van der Hammen (1995). *Estudio palinológico del pleniglacial medio de la sección Río Otoño - Manizales Enea (Cordillera Central Colombia)*, en: Estudios de ecosistemas tropandinos, Vol 4 p441-449. Edit. J. Cramer, Berlín – Stuttgart.
- Comisión Nacional de Riego, Gobierno de Chile. *Relaciones hídricas suelo-agua-planta*. <http://www.fertilizado.com/articulos/cursodfertiirrigacion2003>.
- CORPOCALDAS (sin fecha). *Fenómeno El Niño*. Manizales.
- Echeverri L. y Obando F. H. (2010). *Erosividad de las lluvias en la región centro-sur del Departamento de Caldas, Colombia*, Revista Facultad de Agronomía Universidad Nacional, Vol 61 No 1, Medellín.
- Eslava Jesús (1994). *Cambios atmosféricos asociados a la erupción del Nevado del Ruiz*. Revista Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Colección Jorge Álvarez Lleras. Bogotá.
- Excel (2010). *Microsoft Excel 2010*. Microsoft corporation.
- Duarte Carlos E. (2009). *Introducción a la hidráulica de canales*. Segunda edición. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá.
- Flórez Antonio (1986). *Relación altitudinal de la temperatura del aire y el suelo en los Andes centrales de Colombia*. Colombia geográfica Vol 12 No 2, IGAC. Bogotá.
- Flórez Antonio (1992). *Los glaciares residuales en Colombia -enfoque geohistórico y situación actual-*. Revista Zenit No 3 p35-45. Bogotá.
- Folland C. et al, (2001). *Observed climate variability and change*. In J, Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. NY, USA,
- Forero José Manuel (1953 -1956). *El álbum de la Comisión Corográfica*. Hojas de cultura popular colombiana, No 26 - 66. Bogotá.
- French Richard H. (1988). *Hidráulica de canales abiertos*. McGraw-Hill, México.
- Frere, Rijk y Rea (1978). *Estudio agroclimatológico de la zona Andina*. Proyecto Interinstitucional FAO/UNESCO/OMN, Nota Técnica No 161. Ginebra, Suiza.
- Galliani G. y Fillipini F. (1988). *Climatic cluster in small area*. Journal of Climatology. Journal of the royal meteorological society, Vol 8 No. 2, London.

- GIREH (2008). *Metodología para la estimación del caudal ambiental en proyectos licenciados*. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá.
- Gómez A. y Aristizábal A. (2002). *Curvas de intensidad-duración-frecuencia del Departamento de Caldas*. Postgrado de Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos, Universidad Nacional de Colombia. Medellín.
- Gómez L. y Guzmán O. (1995). *Relación empírica entre la radiación solar global y el brillo solar en el área de Cenicafé, Chinchiná, Caldas*. Revista Cenicafé, Vol 46 No 4 p205-218. Chinchiná.
- González Fernando (1992). *Mapas comprensivos computarizados del macroclima en Colombia y su relación con la productividad de biomasa*, en: Seminario de Aplicaciones regionales de los sistemas de información geográfica. Manizales.
- González Fernando (1995). *Modelo hidrológico computarizado para el manejo integrado de cuencas hidrográficas en la Región del Eje Cafetero*. CRECE. Manizales.
- González Fernando (1997). *Regímenes Pluviométricos de la Región del Eje Cafetero*. Revista informativa del proyecto SIG-PAFC, No 13 marzo 1997. IGAC. Bogotá.
- González Fernando (1999). *Efectos de la Interacción ZCIT-ENSO en los Regímenes Pluviométricos de la Región del Eje Cafetero*. Proyecto grado, Postgrado de aprovechamiento de recursos hidráulicos, Universidad Nacional de Colombia. Medellín.
- González Fernando (2000). *La Influencia del clima en la hidrografía de las corrientes de la vertiente occidental del Macizo Nevado Kumanday*. Universidad de Caldas. Manizales.
- González Fernando (2003). *Modelamiento espacial de las características hidrológicas de los ríos y quebradas del Departamento de Caldas*. CORPOCALDAS. Manizales.
- González Fernando (2010). *Modelos Matemáticos de Cuantificación de la Oferta Hídrica Superficial en el Departamento de Caldas*. COAMBIENTAL – CORPOCALDAS. Manizales.

- González Fernando (2011). *Dimensionamiento de la creciente del río Chinchiná del 13 de mayo de 2011 en la estación de Montevideo*. Quasar Ltda. Manizales.
- González Humberto (1993). *Mapa geológico generalizado del Departamento de Caldas*. INGEOMINAS. Bogotá.
- Guhl Ernesto (1979). *Colombia: Bosquejo de su geografía tropical, Tomo I*. Colcultura. Bogotá.
- Guzmán O. y Gómez L. (1995), *Dirección y rafagosidad de los vientos de superficie en la zona cafetera colombiana*. Revista Cenicafé, Vol 46 No 2 p81-90. Chinchiná.
- Guzmán O. y Gómez L. (1997). *Caracterización del brillo solar en Chinchiná, Caldas*. Revista Cenicafé, Vol 48 No 1 p26-39. Chinchiná.
- Guzmán O. y Gómez L. (1998). *La radiación solar global en Chinchiná, Caldas*. Revista Cenicafé, Vol 49 No 1 p30-43. Chinchiná.
- IDEAM. Los glaciares colombianos, expresión del cambio climático global. [HTPP://www.ideam.gov.co](http://www.ideam.gov.co)
- IDEAM (2001). *Estudio nacional del agua*. IDEAM. Bogotá.
- IDEAM (2010). *Estudio nacional del agua*. IDEAM. Bogotá.
- Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales –IDEAM-, Unidad de Planeación Minero Energética –UPME- (2004). *Atlas de radiación solar de Colombia*. Imprenta Nacional de Colombia. Bogotá.
- IPCC (2001). *The scientific basis, contribution of working group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. NY, USA.
- IPCC (2008). *Climate change y water. Technical paper IV*. IPCC Secretariat. Geneve, Suiza.
- Isaza J. F. y Campos D. (2007). *Cambio climático, glaciaciones y calentamiento global*. Universidad Jorge Tadeo Lozano. Bogotá.
- Ivanova Y. y Corredor J. (2006). *Sensibilidad de los caudales máximos ante el cambio climático*. Avances en recursos hidráulicos No 13. Medellín.
- Jaramillo A. y Gómez L. (1975). *Observaciones meteorológicas*. Cenicafé Boletín Técnico No 4. Chinchiná.

- Jaramillo A. y Kogson F. (1994). *Características de las Lluvias Máximas en la zona cafetera colombiana*. Revista Cenicafé, Vol 45 No 1 p25-34. Chinchiná.
- Jaramillo A. y Chaves B. (1999). *Aspectos hidrológicos de un bosque y plantaciones de café al sol y bajo sombra*. Revista Cenicafé, Vol 50 No 2 p97-105. Chinchiná.
- Jaramillo Álvaro (2005). *Clima Andino y café en Colombia*. Cenicafé. Chinchiná.
- Jaramillo Álvaro (2006). *Evapotranspiración de referencia en la Región Andina de Colombia*. Revista Cenicafé, Vol 57 No 4 p288-298. Chinchiná.
- Kopali A. et al (2012). *A study on agroclimatic characterization of Albanian territory*. Albanian journal of agricultural sciences, Vol 11 No 3 p173-177. Tirana, Albania.
- LeCarpentier, Umaña y Vega (1975). *Estudio hidroclimático de la Región del Caribe*. IGAC. Bogotá.
- LeGouvelen P. y Aleman M. (1992). *Régionalization climatique (Plui et ETP) dans les Andes Equatoriennes méthodologie, Résultats et Application*, en: VII Journées Hydrologiques – ORSTOM. Montpellier, France.
- León, Zea y Eslava (2001). *Ondas del este en Colombia y algunos aspectos relevantes de los ciclones tropicales*. Meteorología colombiana No 3, p137-141. Bogotá.
- León Gloria E. (2000). *Tendencia de la temperatura del aire en Colombia*. Meteorología colombiana No 2 p57-65. Bogotá.
- López M. E. y Howell W. E. (1967). *Katabatic winds in the Equatorial Andes*. Journal of atmospheric science 24, p 29-35.
- López A. y Díaz P. (1988). *Suelos Departamento de Caldas, tomos I y II*. IGAC. Bogotá.
- Lovelock James (1979). *Gaia, a new look at life on Earth*. Oxford University Press. London.
- Marín Gloria E. (2004). *Análisis sinóptico y de mesoescala de los eventos hidrometeorológicos que afectan las cuencas de los ríos Nare y Guatapé*. Empresas Públicas de Medellín E.S.P. Medellín.

- Maturana, Bello y Manley (2004). *Antecedentes históricos y descripción del fenómeno El Niño, Oscilación del Sur*. Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile. Santiago.
- MAVDT (2010), *Política nacional para la gestión integral del recurso hídrico*. Ministerio del Ambiente, Vivienda y Desarrollo Social. Bogotá.
- Mejía Mario (1982). *Contribución al conocimiento de la climatología colombiana*. Revista de Geografía No 3, Universidad Nacional de Colombia. Bogotá.
- Mesa, Poveda y Carvajal. (1997). *Introducción al Clima en Colombia*. Universidad Nacional de Colombia. Medellín.
- Mesa O. et al (2003). *Adaptación del método de multiescalamiento para la estimación de caudales máximos en Colombia*. Meteorología colombiana No 7 p141-147. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá.
- Mesa Óscar (2006). *¿A dónde va a caer este globo?, acerca del futuro de la tierra*. Universidad Nacional de Colombia. Medellín.
- Monsalve Germán (2008). *Hidrología en ingeniería*. Editorial Escuela Colombiana de Ingeniería, 2ª edición, 6ª reimpresión. Bogotá.
- Oster Remy (1979). *Las precipitaciones en Colombia*. Colombia geográfica Vol 6 No 2. IGAC. Bogotá.
- O'Gorman P. A. Y Schneider T. (2007). *The physical basis for increases in precipitation extremes in simulations of 21st-century climate change*. J Climate.
- Pabón J. D. et al. (2010). *Presencia de una oscilación monzónica en el oeste de América ecuatorial*. Biodiversidad y desarrollo 29 (1): 133-42.
- Periago M. et al. (1991). *Precipitation regionalization: an application using meteorological network in Catalunya*. Journal of climatology: a journal of the Royal Meteorological Society, Vol 11 No 5. London.
- Postgrado de Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos (1997). *Hidrología de Antioquia*. Universidad Nacional de Colombia. Medellín.
- Postgrado de Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos (1997). *Balance hídrico de la Subregión No 1 de Risaralda*. Universidad Nacional de Colombia. Medellín.

- Poveda G. y Mesa O. (1998). *La corriente de chorro superficial del oeste (“del Chocó”) y otras dos corrientes de chorro en Colombia: climatología y variabilidad durante las fases del ENSO*. Revista Academia Colombiana de Ciencias Exactas y Naturales.
- Poveda, Jaramillo y Mantilla (2000). *Influencia del evento cálido del Pacífico en la humedad del suelo y el índice normalizado de vegetación en Colombia*. Revista Cenicafé, Vol 51 No 4 p263-271. Chinchiná.
- Poveda G. et al (2002) *Estimación de caudales mínimos para Colombia mediante regionalización y aplicación de la curva de recesión de caudales*. Meteorología colombiana No 6 p73-90.
- Poveda G. et al (2002). *Influencia del ENSO, oscilación Madden-Julia, ondas del este, huracanes y fases del ciclo de la luna en el ciclo diurno de precipitación*. Meteorología Colombiana No 5, p3–12, Marzo-2002. Bogotá.
- Poveda Germán (2004). *La hidroclimatología de Colombia una síntesis desde la escala inter-decadal hasta la escala diurna*. Revista Academia Colombiana de Ciencias No 28, p201-222.
- Proyecto CARDER-Canadá (1996). *Diagnóstico, aprovechamiento y conservación del recurso hídrico de la cuenca del río Risaralda*. CARDER. Pereira.
- Rivera H. y Gómez A. (1991). *Erosividad de las lluvias de la zona cafetera central colombiana*. Revista Cenicafé, Vol 41 No 2 p37-52. Chinchiná.
- Rodríguez M. H. y González B. F. (1992). *Manual de radiación solar en Colombia; radiación sobre superficies horizontales*. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá.
- Rossel Frédéric (1995). *El Niño y las abundantes lluvias en el Ecuador*. ORSTOM informe. Quito, Ecuador.
- Ruddiman William F. (2008). *Earth´s climate, past and future*. Second ed., W. H. Freeman and Company. New York.
- Russell George E (1984). *Hidráulica*. C.E.C.S.A., México.
- Santa Gertrudis Juan de (1995). *Maravillas de la naturaleza*. Biblioteca V centenario, Colcultura, Viajeros por Colombia. Bogotá.

- SAS (1982). *SAS user's guide: statistics 1982 edition*. SAS Institute Statistical Analysis. Cary, North Carolina, USA.
- Simón Pedro (1953). *Noticias históricas de la conquista de la tierra firme, Tomo IV*. Biblioteca de autores colombianos. Bogotá.
- Statgraphics (1999). *Statgraphics plus for Windows 4.0*. Statistical Graphics Corp. USA.
- Suplee Curt (1999). *El Niño / La Niña, círculo vicioso de la naturaleza*. National Geographic, Vol 4 No 3, Marzo 1999, p72-95.
- Uribe Natalia (2010). *SWAT, Conceptos básicos y guía rápida par el usuario*. CIAT. Palmira.
- Van Deursen W.P.A y Kwadijk J.C.J. (1993). *Rín: RHINEFLOW: an integrated GIS water balance model for the river Rhin*, en HydroGis93: Application of geographic information systems in hydrology and water resources, IAHS publ. No 211.
- Van der Hammen, Cleef y Noldus (1995). *A palynological record of the Rosarito pedotephro stratigraphical sequence (Central Cordillera, Colombia): vegetational history of the last 35.000 years*, en: Estudios de ecosistemas tropandinos, Vol 4 p431-439. Edit. J. Cramer. Berlín – Stuttgart.
- Van Ek R. (1995). *Rainfall interception and the significance of epiphytes in a cloud forest in the Central Cordillera, Colombia*, en: Studies on Tropical Andean Ecosystems, p451-462. JCramer. Berlin-Stuttgart.
- Velásquez S. y Jaramillo A. (2009). *Redistribución de la lluvia en diferentes coberturas vegetales de la zona cafetera central de Colombia*. Revista Cenicafé, Vol 60 No 2 p148 -160. Chinchiná.
- Vélez, Poveda y Mesa (2000). *Balances hidrológicos de Colombia*. Universidad Nacional de Colombia. Medellín.
- Vélez Jaime I. et al (2002). *Modelo de interacción suelo atmósfera para la estimación de caudales medios mensuales*. Meteorología Colombiana No 6, p81–89, Octubre-2002. Bogotá.
- Vélez, Quintero y Delgado (2006). *Implementación de un modelo MG para Antioquia y el Eje Cafetero*. Avances en recursos hidráulicos No 14, octubre 2006. Medellín.

- Veneklas E. J. (1995). *Water and nutrients fluxes in two montanae rain forest canopies, Central Cordillera, Colombia*, en: Studies on Tropical Andean ecosystems, p463-474. JCramer. Berlin-Stuttgart.
- Ven Te Chow (1994). *Hidráulica de canales abiertos*. McGraw-Hill, Bogotá.
- Younes C. y Duarte O. G. (2010). *Correlación de parámetros del rayo con características geográficas y meteorológicas*. Universidad Nacional de Colombia. Manizales.

Bibliografía no referenciada

- ✓ *Análisis de la variabilidad espacial de la precipitación sobre la ciudad de Manizales* (B. A. Botero y A. C. Cortés, XXIV Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Punta del Este, Uruguay, 2010).
- ✓ *Relación entre el índice oceánico de EL Niño y la lluvia en la región andina central de Colombia* (V. H. Ramírez y A. Jaramillo, Cenicafé, 2009).
- ✓ *Riesgo a la erosión en la zona cafetera central del Departamento de Caldas* (F. A. Ramírez y E. Hincapié, Cenicafé, 2009).
- ✓ *Un modelo para la administración de la demanda del recurso hídrico superficial en la jurisdicción de Corantioquia -SGDH – Duberdicus-*, (CORANTIOQUIA, 2006).
- ✓ *Propuesta de ordenamiento de la cuenca del río La Miel* (Universidad Nacional de Colombia - CORPOCALDAS, IDEA, Manizales, 2006).
- ✓ *Caracterización climática, hidrológica e hidráulica de la cuenca del río Chinchiná* (PROAGUA - CORPOCALDAS, 2005).
- ✓ *Procesamiento y análisis de Información hidrológica en estaciones hidrométricas de la CHEC* (L. A. Peralta y M. G. Alzate, Proyecto de Grado, Universidad Nacional, Manizales, 2004).
- ✓ *Ciclo hidrológico y transporte de nutrimentos en cafetales con diferentes densidades de sombrío de guamo* (J. F. Giraldo y A. Jaramillo, Cenicafé, 2004).
- ✓ *El Clima en la sede principal del Centro Nacional de Investigaciones de Café, Chinchiná , Caldas*, (O. Guzmán y J. V. Baldión, Cenicafé, 2003).

- ✓ *Cuantificación de la oferta hídrica para los acueductos municipales de Caldas operados por EMPOCALDAS* (Fernando González -Centro de Desarrollo Medio Ambiental-, 1999).
- ✓ *Influencia del evento frío del Pacífico en la zona cafetera colombiana* (O. Guzmán y J. Baldión, Cenicafé, 1999).
- ✓ *Manual para el control de la erosión* (CORPOCALDAS – INVIAS, 1998).
- ✓ *Caracterización climática de Caldas* (Fernando González – CORPOCALDAS-, 1997).
- ✓ *El evento cálido del Pacífico en la zona cafetera colombiana* (O. Guzmán, J. Baldión, Cenicafé, 1997).
- ✓ *Modelling spatial and temporal variations in rainfall – triggered landslides* (Mark Terlein, ITC, Holanda, 1996).
- ✓ *Desarrollo hidroeléctrico del río Arma – estudio de factibilidad* (IEH Ltda, CHEC - ISAGEN, 1996).
- ✓ *Training Packaged for geographic information systems in slope instability zonation* (C. J. Van Westen, ITC, Enschede, Holanda, 1996).
- ✓ *Precipitación, temperatura y humedad en el transecto Parque los Nevados* (Hendrik Witte, Análisis Geográficos No 25, IGAC, 1995).
- ✓ *EL Niño, La Niña y la predicción de la hidrología colombiana* (G. Poveda y O. Mesa, Energética 16, Medellín, 1993).
- ✓ *Pérdidas en las masas de hielo en el Nevado del Ruiz, causadas por procesos climáticos y eruptivos durante los últimos 50 Años* (Wilfred Linder, Análisis Geográficos 23, IGAC, 1993).
- ✓ *Evaluation of deterministic hydrological model (HEC-1) in an andean watershed with scarce data. the case the Chinchiná – río Claro* (Esperanza La Rotta, ITC, Enschede, Holanda, 1991).
- ✓ *Obras utilizadas para el control de erosión* (Aquaterra, Manizales, 1991).
- ✓ *Estudio climático de Risaralda y Quindío* (O. Guzmán y A. Jaramillo, Boletín Técnico 19, Cenicafé, 1989).
- ✓ *Estudio de la subcuenca del río Chinchiná* (SODEIC –CRAMSA, 1988).
- ✓ *Fundamentos para la zonificación meteorológica y climatológica del trópico, especialmente en Colombia* (Hans Trojer, Cenicafé, 1959).

CUADRO 1 Estaciones Pluviométricas									
NOMBRE	MUNICIPIO	ESTE	NORTE	ALTITUD	NOMBRE	MUNICIPIO	ESTE	NORTE	ALTITUD
Abejorral	Abejorral	850186	1132972	2125	Jardín	Jardín	803941	1107284	1630
Santa Helena	Aguadas	837200	1109036	1400	Ventanas	Jardín	811321	1103574	2731
La María	Aguadas	833505	1109046	800	Miguel Valencia	Jardín	803952	1110972	1570
Cuatro Esquinas	Aguadas	851998	1118219	1900	Tesorito	La Celia	787119	1044636	1500
Guaymaral	Aguadas	855692	1118211	1476	IDEMA-Dorada	La Dorada	931382	1095967	270
Aguadas	Aguadas	848292	1112697	2160	Llanadas	La Merced	838993	1086908	1800
Pintada Alertas	Aguadas	831701	1125644	560	La Alerta	La Virginia	801888	1031700	900
Encimadas	Aguadas	858300	1109300	2200	Alto del Oro	Libano	870303	1026019	3150
San José	Aguadas	846400	1107200	1663	Santa Bárbara	Libano	874005	1033374	3460
Santa Bárbara	Andes	798399	1107301	1600	La Esperanza	Manizales	857389	1046308	3240
Sub-Anserma	Anserma	811228	1070384	1660	Tesorito	Manizales	848149	1048171	2200
Bellavista	Anserma	809395	1075921	1900	La Selva	Manizales	831530	1057426	1312
Santa Fe	Anserma	811200	1064900	1410	Java	Manizales	837051	1046351	1778
La María	Apía	792710	1059373	1480	Agronomía	Manizales	844455	1050022	2088
Sub-Aranzazu	Aranzazu	842659	1073994	1870	Las Palomas	Manizales	848160	1053702	2700
Argelia	Argelia	881561	1125532	1700	La Nubia	Manizales	846308	1048187	2080
La Tribuna	Balboa	792652	1039088	1580	Sub. Alta Suiza	Manizales	844468	1051879	2055
Ingenio Risaralda	Balboa	798190	1035385	908	Sub-Uribe	Manizales	838917	1050047	1850
El Carmen	Belalcazar	807452	1040892	1250	Sub-Chipre	Manizales	838921	1051891	2170
Vista Hermosa	Belén de Umbría	798294	1072265	1850	Sub-Marmato	Manizales	840770	1051887	2072
Taparcal	Belén de Umbría	801970	1064878	1520	La Fe	Manizales	854228	1045851	2782
Punte Umbría	Belén de Umbría	803839	1072249	1680	El Mirador	Manizales	849344	1053253	2645
Taparcal	Belén de Umbría	801991	1065000	1400	Olivares	Manizales	848098	1052177	2237
La Elvira	Belén de Umbría	801979	1064891	1540	EMAS	Manizales	840957	1054166	2088
Los Cábulos	Belén de Umbría	800119	1061208	1400	Almacafé Letras	Manizales	861102	1050001	3684
La Pradera	Caramanta	824254	1103539	1950	La Juliana	Manizales	844500	1059300	1785
La Esmeralda	Chinchiná	818575	1051927	1040	Santa Teresita	Manizales	829700	1051700	1172
La Francia	Chinchiná	822250	1042698	1360	Santa Teresa	Manizales	838900	1057400	1689
Naranjal	Chinchiná	824000	1041776	1381	Las Colinas	Manizales	835200	1055600	1450
Cenicafé	Chinchiná	831500	1044520	1310	Manzanares	Manzanares	879617	1072076	1871
La Esmeralda-Enfermería	Chinchiná	820424	1048247	1040	La Clara	Manzanares	881477	1073929	1956
Montevideo	Chinchiná	835207	1044524	1370	Llanadas	Manzanares	883304	1066539	1420
Cameguadua	Chinchiná	829660	1044537	1400	El Brisal	Manzanares	887000	1068400	1390
La Sierra	Chinchiná	827800	1042700	1440	Apto. Mariquita	Mariquita	909175	1064658	470
La Divisa	Chinchiná	831500	1042700	1590	La Mesa	Mariquita	911031	1064668	1200
Los Pomos	Chinchiná	833350	1040800	1583	El Descanso	Marmato	831634	1099832	1724
La Romelia	Chinchiná	824104	1040863	1400	Santa Helena	Marquetalia	898108	1079420	1450
PaloCabildo	Falan	894379	1057305	1500	Marquetalia	Marquetalia	892562	1077585	1570
La Julia	Filadelfia	835275	1077698	1757	Sub-Marquetalia	Marquetalia	891428	1077460	1550
El Mirador	Filadelfia	835300	1070300	1650	Sub-Marquetalia	Marquetalia	892562	1077585	1550
El Edén	Fresno	892545	1061007	1450	Tebaida	Marquetalia	894200	1082700	1057
La Cimarrona	Fresno	896235	1062832	1340	La Esperanza	Marquetalia	888875	1077603	1463
San Clemente	Guática	811254	1079604	2152	La Morenita	Marsella	812981	1033502	1440
Buenos Aires	Guática	809414	1079622	1814	La Palmera	Marsella	814858	1044561	1450
Ospirma	Guática	807562	1081458	1642	EL Recuerdo	Marsella	814844	1039029	1590
Bellavista	Guática	809399	1074090	2024	Marulanda	Marulanda	866685	1073943	2830
Tajjara -Alejandría	Guática	807555	1075939	1415	El Barranco	Mistrató	800170	1081488	1580
El Progreso	Hervey	875886	1051805	1860	Buenos Aires	Mistrató	800158	1077738	1550
IDEMA	Honda	923961	1066484	270	Mistrató	Mistrató	802010	1075955	1520
La Esperanza	Honda	925815	1072011	220	San Antonio Chamí	Mistrató	789357	1090717	1170
					El Inciensial	Murillo	883300	1031500	2400
					Murillo	Murillo	877700	1031524	2960

CUADRO 1 Estaciones Pluviométricas continuación									
NOMBRE	MUNICIPIO	ESTE	NORTE	ALTITUD	NOMBRE	MUNICIPIO	ESTE	NORTE	ALTITUD
Nariño	Nariño	877840	1110791	1500	Belén Florencia	Samaná	894447	1101545	1380
Española	Nariño	873000	1100000	800	Belén San Diego	Samaná	905625	1123750	450
Buenos Aires	Neira	840790	1064780	1847	Río Manso	Samaná	906250	1116250	550
Neira	Neira	840782	1061092	2102	Butantán	Samaná	920336	1121783	1480
La Cristalina	Neira	844470	1064771	1893	Samaná	Samaná	898124	1090480	1490
Sub. Irra	Neira	822337	1074055	785	EL Vergel	Samaná	911000	1107528	530
Sub. Neira	Neira	840795	1062949	2020	La Palma	Samaná	898130	1094166	1240
El Refugio	Neira	833500	1064800	1330	Puente Linda	Samaná	885215	1107250	700
Piamonte	Neira	840800	1064800	1625	Tendidos	Samaná	893750	1118250	1100
Norcasia	Norcasia	909231	1105961	800	Florencia	Samaná	893016	1103175	1510
Norcasia Radio	Norcasia	911087	1107063	730	El Tiburio	Samaná	896309	1105242	1403
La Cascada	Pácora	837168	1096131	1600	Termales	Santa Rosa	837011	1027915	2060
Pácora Plaza Ferias	Pácora	846423	1103483	1890	Sub-Santa Rosa	Santa Rosa	827772	1031623	1680
La Florida	Pácora	844600	1105300	1657	San Ramón	Santa Rosa	833312	1027923	1790
La Linda	Pácora	839033	1103501	1762	Potreros	Santa Rosa	837023	1033450	2140
Santa Ana	Palestina	824108	1046381	1250	Boquerón	Santa Rosa	824060	1026100	1730
Arauca	Palestina	820438	1057453	890	Alto Español	Santa Rosa	820388	1037172	1790
Planta Insula	Palestina	825953	1044543	1230	Campoalegre	Santa Rosa	833324	1033454	1410
Santáqueda	Palestina	824126	1053757	1026	EL Castillo	Santa Rosa	824082	1035319	1550
Granja Luker	Palestina	822137	1053761	1031	EL Jazmín	Santa Rosa	827780	1035310	1635
La Argentina	Palestina	822300	1048200	1354	Veracruz	Santa Rosa	827768	1029810	1680
La Palma	Palestina	822300	1046400	1165	La Laguna	Santa Rosa	851791	1020510	4000
San José	Pensilvania	881500	1086833	2100	San Esteban	Santa Rosa	842575	1031603	2790
Bolivia	Pensilvania	885177	1081283	1850	La Gaviota	Santa Rosa	824065	1024269	1700
Higuerón	Pensilvania	896273	1084953	1610	Los Naranjos	Santuario	787135	1050169	1580
La Palma	Pensilvania	885196	1096061	2150	La Camelia	Santuario	790844	1053846	1670
La Palma Pensilvania	Pensilvania	885545	1091380	2230	San Miguel	Sonsón	927500	1126000	160
Libano	Pensilvania	879653	1092353	2270	Sonsón	Sonsón	866781	1121874	2475
San Daniel	Pensilvania	888881	1086807	1660	El Carmen	Sonsón	861241	1121886	2250
Arboleda	Pensilvania	877819	1099731	1460	Rafael Escobar	Supía	826082	1096159	1786
Sub-Pensilvania	Pensilvania	880505	1087400	1980	La Nacional	Támesis	820600	1118299	1190
Hogar Juvenil	Pensilvania	877828	1099743	1560	Nacional La Granja	Támesis	820615	1123831	1140
Combia	Pereira	811118	1027975	1958	Montenegro	Valparaiso	829860	1127493	580
La Bohemia	Pereira	800030	1029882	1801	Victoria	Victoria	907346	1079407	670
Puerto Libre	Puerto Salgar	940655	1127305	180	Sub-Cañaveral	Victoria	903656	1083098	970
Aerop. Palanquero	Puerto Salgar	936925	1097805	170	El Tambor	Victoria	909206	1088620	850
El Diamante	Quinchía	820495	1079579	1550	La Corneta	Victoria	909212	1086790	800
Irra	Quinchía	822329	1074043	785	Cuba	Victoria	905510	1081265	1050
La Oriental	Quinchía	818661	1085115	1730	La Pastorita	Victoria	901812	1079427	1122
Guerrero	Quinchía	826034	1074046	845	Villa Hermosa	Villa Hermosa	884960	1048000	2040
Palestina	Riosucio	811305	1098043	2560	Papayal	Villamaría	846303	1038957	1953
La Manuelita	Riosucio	822357	1085106	1780	Las Brisas	Villamaría	859220	1037087	4150
Los Chancos	Riosucio	813148	1096192	2500	Montenegro	Villamaría	846289	1038969	2600
La Argentina	Riosucio	820539	1096173	1420	Gallinazo	Villamaría	850002	1046336	2335
Riosucio	Riosucio	820529	1092486	1770	Sancansio La Pica	Villamaría	842615	1050039	1850
Riosucio	Riosucio	816842	1092508	1820	El Cedral -Sabinas	Villamaría	851851	1046332	2500
La Gaviota	Risaralda	811209	1063009	1500	La Mesa	Villamaría	851836	1038958	2800
La Margarita	Risaralda	818589	1057458	1190	Los Chorros	Villamaría	855541	1042638	3317
San Lucas	Risaralda	814900	1057500	1100	Papayal	Villamaría	844431	1038961	1953
Concentración Barco	Salamina	842693	1088743	1600	Sub-Viterbo	Viterbo	803783	1051965	900
San Félix	Salamina	855624	1086870	2820	La Samaria	Viterbo	800080	1050132	950
					La Esmeralda	Viterbo	798300	1053800	1365

CUADRO 2 Estaciones Hidrométricas											
CodHimat	NOMBRE	CUENCA	MUNICIPIO	LatG	LatM	LonG	LogM	Altitud	Ent	Tipo	Naños
2618704	QUITASUENO	ARMA	AGUADAS	5	44	75	33	580	1	LG	20
2618711	LA PINTADA	CAUCA	AGUADAS	5	44	75	36	560	1	LG	30
2616705	BOCACHE	CAUCA	AGUADAS	5	37	75	34	870	1	LM	8
2614701	BOCATOMA 6-930	GUATICA	ANSERMA	5	16	75	50	1410	1	LM	24
2614702	ENCUENTROS 6-915	GUATICA	ANSERMA	5	15	75	49	1200	14	LM	29
2614703	ENCUENTROS 6-914	RISARALDA	ANSERMA	5	14	75	50	1190	14	LM	29
2614705	LA VIRGEN	RISARALDA	ANSERMA	5	14	75	49	1190	1	LG	21
2614704	BUENOS AIRES	RISARALDA	ANSERMA	5	11	75	49	1140	1	LG	25
2614706	PUENTE UMBRIA	RISARALDA	ANSERMA	5	15	75	51	1140	14	LM	25
2613713	INFIERNO	CAUCA	BELALCAZAR	5	3	75	45	830	14	LM	30
2614710	LA SUIZA	RISARALDA	BELALCAZAR	4	58	75	53	910	2	LM	2
2614714	PUENTE NEGRO	RISARALDA	BELALCAZAR	4	59	75	52	920	1	LG	16
2613709	SAMARIA	CAMPOALEGRE	CHINCHINA	5	1	75	42	1080	14	LM	27
2613707	LA PRIMAVERA	SAN FRANCISCO	CHINCHINA	5	1	75	44	1080	14	LM	30
2613706	PUENTE CARRETERA	Q. LA ESTRELLA	CHINCHINA	4	59	75	41	1190	14	LM	31
2613705	TARAPACA	CAMPOALEGRE	CHINCHINA	4	57	75	37	1400	14	LG	30
2613715	PUENTE LA ESTRELLA	Q. LA ESTRELLA	CHINCHINA	4	51	75	37	1200	14	LM	29
2616702	EL PINTADO	CAUCA	FILADELFIA	5	15	75	37	750	1	LM	30
2616708	GUACARI	Q. HONDA	FILADELFIA	5	16	75	39	750	1	LM	7
2302706	PUENTE CARRETERA	GUARINO	LA DORADA	5	17	74	45	170	1	LG	12
2302707	PTE CARRETERA 4157	GUARINO	LA VICTORIA	5	18	74	48	450	14	LM	13
2615705	BOCATOMA	GUACAICA	MANIZALES	5	9	75	29	1760	14	LM	23
2615703	MONTEVIDEO	CHINCHINA	MANIZALES	5	0	75	34	1370	14	LG	31
2615701	BOCATOMA-EL RETIRO	CHINCHINA	MANIZALES	5	9	75	25	1369	14	LM	23
2615709	LA PLAYA	Q. OLIVARES	MANIZALES	5	6	75	31	2050	1	LM	7
2615710	SAN GABRIEL	GUACAICA	MANIZALES	5	6	75	39	1190	1	LM	7
2615713	BOCATOMA SN CANCIO	CHINCHINA	MANIZALES	5	3	75	28	2000	14	LM	9
2615708	CHUPADEROS	CHINCHINA	MANIZALES	5	3	75	31	2040	1	LG	7
2615715	GALLINAZO	LA MARIA	MANIZALES	5	5	75	29	2100	14	LM	8
2615707	LA ENEA	Q. MANIZALES	MANIZALES	5	2	75	23	2030	1	LG	7
2302701	CAMPO ALEGRE	SANTO DOMINGO	MANZANARES	5	13	75	1	1300	14	LM	26
2302705	LAS PLAYAS 4-922	GUARINO	MANZANARES	5	10	75	7	1500	14	LG	14
2305712	RIO LA MIEL 4-154	LA MIEL	MARQUETALIA	5	20	75	3	1560	14	LG	20
2305713	RIO PENSILVANIA	PENSILVANIA	MARQUETALIA	5	21	75	3	1570	14	LM	19
2302703	LA SUECIA	GUARINO	MARULANDA	5	10	75	2	1760	14	LM	8
2302704	LA LAGUNA	PERRILLO	MARULANDA	5	8	75	13	1770	14	LM	23
2615714	BOCATOMA GUACAICA	Q. NEGRA	NEIRA	5	10	75	28	1800	14	LM	12
2616706	LA PAILA 6-940	TAPIAS	NEIRA	5	14	75	39	800	1	LM	20
2616701	PTE LAG JUNTAS	TAPIAS	NEIRA	5	14	75	39	860	1	LG	26
2616703	LA MARIA	CAUCA	NEIRA	5	11	75	31	790	1	LM	24
2616707	IRRA	CAUCA	NEIRA	5	16	75	41	775	1	LG	30
2616704	PACORA	CAUCA	PACORA	5	30	75	41	1890	1	LM	5
2615702	EL RETIRO	CHINCHINA	PALESTINA	5	8	75	30	838	1	LG	30
2613703	LA INSULA	CAMPOALEGRE	PALESTINA	5	0	75	39	1230	14	LM	39
2305710	PTE SAMANA 4-153	LA MIEL	PENSILVANIA	5	22	74	57	735	14	LM	21
2305706	MARQUETALIA 4-155	PENSILVANIA	PENSILVANIA	5	28	75	0	950	14	LG	20
2305715	TEBAIDA	LA MIEL	PENSILVANIA	5	27	74	59	1020	14	LG	20
2305707	CIRCASIA HDA	SAMANA-SUR	PENSILVANIA	5	39	75	10	730	14	LM	25
2617708	PTE LINDA	SAN PEDRO	RISARALDA	5	10	75	43	710	14	LM	25
2617702	LA MARGARITA	Q. CAMBIA	RISARALDA	5	8	75	43	960	1	LM	27
2616709	COSTA AZUL	CHAMBERI	SALAMINA	5	22	75	30	1480	1	LG	7
2305718	TENDIDOS 4-943	HONDO	SAMANA	5	38	75	3	950	14	LG	10
2305719	TENDIDOS 4-944	SAMANA-SUR	SAMANA	5	40	75	2	930	14	LG	10
2305708	BUTANTAN	SAMANA-SUR	SAMANA	5	42	74	48	200	14	LG	24
2305702	EMBALSE 4-920	MORO	SAMANA	5	33	74	55	500	14	LM	8
2305701	PTE CARRETERA	LA MIEL	SAMANA	5	34	74	50	240	1	LM	28
2305720	CIRCACIA 4-156	LA MIEL	SAMANA	5	20	75	3	900	14	LG	13
2305717	EMBALSE 4-153A	LA MIEL	SAMANA	5	32	74	54	500	1	LM	8
2305703	TARRO PINTADO	MORO	SAMANA	5	31	74	53	440	14	LM	11
2305705	SAMARIA	MANSO	SAMANA	5	37	74	53	540	14	LG	26
2305704	TARRO PINTADO	SAN LUIS	SAMANA	5	30	74	58	450	14	LM	10
2617701	PTE CARRETER 6-916	SUPIA	SUPIA	5	27	75	40	1200	1	LM	27
2615712	LA BODEGA	Q. NEREIDAS	VILLA MARIA	4	54	75	25	3000	14	LM	8
2615711	BUENOS AIRES	CLARO	VILLA MARIA	4	53	75	26	3300	14	LM	8
2615706	RIO CLARO	CLARO	VILLA MARIA	5	0	75	33	1530	1	LM	7
2614713	LA BRETAÑA	MAPA	VITERBO	5	3	75	57	1080	1	LM	17
2614709	LA PIEDRA 6-925	MAPA	APIA	5	3	75	55	1060	14	LM	7
2614711	LA SUIZA	RISARALDA	LA VIRGINIA	4	55	75	53	900	1	LM	3
2617703	LA VIRGINIA	CAUCA	LA VIRGINIA	4	54	75	53	900	1	LG	45
2613704	PTE. ESPAÑOL 6-907	SAN EUGENIO	SANTA ROSA	4	52	75	38	1670	14	LM	30
2613710	MI CASITA	CAMPOALEGRE	SANTA ROSA	4	52	75	35	1850	14	LM	8
2613712	LA REINA	SAN EUGENIO	SANTA ROSA	4	52	75	37	1630	1	LG	20
2612711	LA MARIA	SAN EUGENIO	SANTA ROSA	4	35	75	34	1580	14	LM	30
2305709	PUENTE LINDA 4-938	SAMANA SUR	NARINO	5	34	75	7	600	14	LG	22
2305711	LA MIEL	LA MIEL	SONSON	5	46	74	40	170	23	LM	22
2305714	SAN MIGUEL	LA MIEL	SONSON	5	47	75	40	160	1	LG	17
100	MOLINOS	CLARO	VILLA MARIA	4	56	75	27	2420	14	LM	12