ELEMENTOS DE AGROCLIMATOLOGIA

Por

MEGH RAJ GOYAL

Y

VICTOR HUGO RAMIREZ BUILES

Unisarc

El libro "*ELEMENTOS DE AGROCLIMATALOGIA*" incluye información en cuanto a principios de radiación, balances de energía y de radiación, temperatura, humedad y presión atmosférica, vientos, lluvia, evapotranspiración y balance hídrico. Además provee herramientas sencillas de análisis de datos climáticos, en su ultimo capitulo hace referencia específicamente a algunas características del clima en Colombia. Contiene además, un glosario y unidades métricas.

Sus autores, Megh Raj Goyal y Víctor Hugo Ramírez Builes, nos ofrecen los conocimientos y técnicas necesarias para desarrollar y manejar datos de climatología y aplicaciones. La sencillez del contenido facilita guiar a los estudiantes, técnicos agrícolas, agrónomos, ingenieros agrícolas y personas interesadas en el estudio de la agroclimatología, a colectar y analizar datos climatológicos como herramienta en la plantación y caracterización de sistemas de producción.

El Dr. Megh Raj Goyal obtuvo su bachillerato en Ingeniería Agrícola (1971) en la Universidad Agrícola de Punjab - India. Hizo la maestría (1977) y el doctorado (1979) en Ingeniería Agrícola en la Universidad del Estado de Ohio. Actualmente se desempeña como Profesor en Ingeniero Agrícola (especialidad en riego por goteo y agroclimatología) y Biomédico en el Recinto Universitario de Mayagüez, Puerto Rico. Además tiene licencia de Ingeniero profesional. Ha publicado más de 200 artículos técnicos en revistas profesionales, dos bibliografías sobre riego por goteo y tres libros. Él es Padre de Ingeniería de Riego en Puerto Rico.	**Profesor Víctor Hugo Ramírez Builes obtuvo su bachillerato en Ingeniería Agronómica (1999) en la Universidad de Caldas - Colombia. Actualmente cursa estudio de maestría en la Universidad de Puerto Rico – Recinto Universitario de Mayagüez. También se desempeña como Profesor Asistente en Programa de Agronomía (especialidad en suelos y agroclimatología) con la Universidad de Santa Rosa de Cabal, Colombia. Es Director de la revista científica de dicha institución. Ha publicado artículos técnicos en revistas profesionales relacionados con suelos y agroclimatología.**

i

ELEMENTOS
DE AGROCLIMATOLOGIA

Por

MEGH RAJ GOYAL, Ph.D., P.E
Profesor en Ingeniería Agrícola y Biomédica
Colegio de Ingeniería
Universidad de Puerto Rico
Recinto de Mayagüez
Mayagüez - Puerto Rico - 00681, EEUA

y

VICTOR HUGO RAMIREZ BUILES
Profesor Asistente del programa de Agronomía
Universidad de Santa Rosa de Cabal
Colombia

UNIVERSIDAD DE SANTA ROSA DE CABAL
"Campus Universitario El Jazmin"
Programa de Agronomia
Santa Rosa de Cabal - Risaralda - Colombia
Kilometro 4 Vía Santa Rosa de Cabal (Rda) - Chinchiná (Cds)
http://www.unisarc.edu.co/index.html

DEDICATORIA

A

Nuestras madres

Daya Wanti Aggarwal y Maria Magdalena Builes

Por crear alrededor de nosotros una microclima agradable
Para que pudiéramos servir al prójimo
A través de la enseñanza

PREFACIO

Este libro se ha escrito con la intención de que sirva como texto o referencia para estudíantes graduados y subgraduados de horticultura, agronomía, ingeniería civil, e ingeniería agrícola. Confiamos que sea una referencia valiosa para los profesionales que trabajan en lo relacionado con la agroclimatología. Será, además, de mucha utilidad para las instituciones de adiestramiento profesional, los centros técnico-agrícolas, servicios de Extensión Agrícola y otras entidades que tengan programás climatología aplicada en agricultura.

"**Elementos de Agroclimatología**" incluye información en cuanto a principios de radíación, balances de energía y de radíación, temperatura, humedad y presión atmosférica, vientos, lluvía, evapotranspiración y balance hidrico, además provee herramientas sensillas de analisis de datos climaticos, en su último Capítulo hace referencia específicamente a algunas características del clima en Colombia; contiene, además, un glosario y unidades métricas. La mayoría de los capítulos de este libro se han basado en nuestros cursos de enseñanza sobre **agroclimatología e ingeniería agrícola** en nuestras universidades, materiales didácticos y publicaciones del Servicio de Extensión Agrícola del Recinto Universitario de Mayagüez, y de la Universidad de Santa Rosa de Cabal.

De ninguna manera hemos querido con esta recopilación adueñarnos de los conocimientos generados por diversas personas consagradas al estudio del clima, hemos tratado al máximo de respetar y citar las fuentes de información, para que además le sirvan a aquellas personas que desean profundizar en un determinado tema de interés; además también hemos querido apropiar esos conocimientos y plasmarlos en esta recopilación cuyo único objetivo es el pedagógico, y que a la vez se convierta en una motivación de estudio para aquellas personas que la lean. Este es un primer intento por hacer una recopilación y un reconocimiento a aquellas personas que han dedicado gran parte de su vida y capacidades al estudio y la difusión de la climatología a nivel regional.

Este libro no se hubiera logrado sin la cooperación valiosa y coordinada de un grupo de compañeros y los estudíantes de ambas universidades en Puerto Rico y Colombia. Nosotros refererimos particularmente: A los ejecutivos de las ambas universidades la oportunidad de iniciar los programás de climatología, por parte de UNISARC Rectora Elizabeth Villamil Castañeda y Director del Programa de Agronomía Jesús Zuleta Ospina; por parte de UPRM Rector Jorge I. Vélez Arocho, Decano Roberto Ramón Vásquez y los compañeros Vijay Goyal y Héctor López. A todos ellos nuestro agradecimiento.

La colaboración de la **Casa Editora de UNISARC en Colombia** es una de valor incalculable ya que nos brindaron su desinteresada colaboración para lograr la publicación de este libro, muy especialmente a Carlos Hernán Saraza Naranjo por su revision gramatical, y de redaccón. A **UNISARC y UPR – RUM**, nuestro aprecio y admiración por servir de ejemplo a la enseñanza agrícola que contribuyen al progreso agrícola de nuestros paises. Solicitamos a nuestras colegas que aporten sugerencias constructivas que puedan contribuir al mejoramiento de este libro en la segunda edición.

Finalmente, agradeceremos a nuestras esposas Subhadra Devi Goyal y Gloria Milena Molina por su comprensión y su colaboración en compartir la responsabilidad, tiempo y devoción necesarios para preparar este libro

Megh R. Goyal, Ph.D., P.E.
Catedrático en Ingeniería Agrícola y Biomédica
Recinto Universitario de Mayagüez
Apartado 5984
Mayagüez, PR, 00681-5984, Estados Unidos de América
Correo electrónico: goyalmegh@gmail.com
Página cibernética: http://www.ece.uprm.edu/~m_goyal/home.htm

Victor Hugo Ramírez Builes, Esp.Msc.
Profesor Asistente en Agronomía
Universidad de Santa Rosa de Cabal
Apartado Aéreo 1371
Km 4 Vía Chinchiná
Santa Rosa, Colombia
victorhugoRamírez@hotmail.com

TABLA DE CONTENIDO

INTRODUCCIÓN 13

Capítulo 1 15

LA ATMÓSFERA 15

Introducción 15

1.2 Composición Química de la Atmósfera 15

1.3 Capas de la atmósfera 17

1.3.1 Troposfera 17
1.3.2 Estratosfera 17
1.3.3 Mesosfera 18
1.3.5 Ionosfera 19
1.3.6 Exosfera 19

1.4 Contaminación Atmosférica 20

1.3.1 Óxidos de carbono 20
1.4.2 Óxidos de azufre 21
1.4.3 Óxidos de nitrógeno 22
1.4.4 Otros 22
1.4.5 Partículas y aerosoles 23
1.4.6 Oxidantes 24
1.5 Controles del Tiempo y del Clima 26
Griffiths [1994] define el clima como una expresión estadística de varios estados del tiempo a través de múltiples funciónes varíables. El mismo autor afirma que el clima y el tiempo tienen unos determinantes primarios y secundarios. Dentro de los determinantes primarios destaca los siguientes: 26

Bibliografía 27

Capítulo 2 29

RADÍACIÓN SOLAR Y SU IMPORTANCIA A NIVEL AGROCLIMÁTICO 29

2.2. La forma y los movimientos de la tierra 29

2.3 La radíación y su importancia a nivel agrícola 32

2.3.1 Radíación ultravioleta (390 nm o menos) 33

2.3.2 Luz visible (400-750 nm) 33

2.3.3 Radíación infrarroja (750 nm o más) 33

2.3.4 Radíación infrarroja cercana (3000 nm) 33

2.3.5 Radíación infrarroja lejana (3000 nm o más) 34

2.4 Otras característica del espectro solar y su importancia en la agricultura 34

2.5 Algunos Conceptos Básicos 36

2.5.1 Densidad de flujo radíante 36
2.5.2 Cuerpo Negro 36
2.5.3 Emisividad 37
2.5.4 Absorbitividad 37

2.6 Leyes de la Radíación 38

2.6.1 Concepto de partícula de Planck 38
2.6.2 Ley de Kirchoff 38
2.6.3 Ley de Stefan Boltzman 38

2.7 Constante Solar 40

2.8 Distribución de la Radíación Solar en la Atmósfera 40

2.10 El brillo solar 43

2.11 Estimación de la radíación y el brillo solar 45

2.12 Radíación rendimiento y fenología de los cultivos 45
2.12.1 Fotoperíodo y fotoperiodismo 47
2.13.2 Radíación fotosintéticamente activa (RFA) 48
2.13.3 Coeficiente de extinción (K) 50

2.13 Influencia térmica de la atmósfera 50

2.14 Mecanismos de transporte de energía 51
2.14.1 Conducción 51
2.14.2 Convección (Advección) 51
2.14.3 Radíación 51
2.14.4 Calor latente 52
2.15.1 Balance de Radíación de onda corta [Rc] 54
2.15.2 Balance de radíación de onda larga 54
2.15.3 Aplicación 55

2.16 Balance de Energía 57

2.17 Heladas 66
2.17.1 Clases de heladas 66
2.17.2 Factores que favorecen las heladas 67
2.17.4 Factores que contribuyen a que haya daño por heladas 68
2.17.5 Métodos de protección contra las heladas 69

Bibliografía 71

Capítulo 3 74

LA TEMPERATURA: CONSIDERACIONES A NIVEL AGROCLIMÁTICO 74

3.2 Temperatura del aire en superficie 76

3.3 Amplitud térmica 76

3.4 Temperatura medía 76

3.5 Gradiente de la temperatura con la altitud 76

3.6 Causas de la inversión térmica 77

3.7 Temperatura y desarrollo de cultivos 78

3.8 Termoperiodo 81

3.9 La temperatura y el comportamiento de los insectos 82
3.9.1 Constante Térmica 82

3.10 Unidades de conversión 83

Bibliografía 84

Capítulo 4 85

LA PRECIPITACIÓN 85

4.1 Formás Sólidas de la Precipitación 86

4.2 Procesos físicos de formación de la lluvía 86

4.3 Tipos de lluvías 86

4.3.1 Lluvías convectivas 86
4.3.2 Lluvías de convergencia 87
4.3.3 Lluvías orográficas 87
4.3.4 Lluvías frontales o ciclónicas 88
4.3.5 Condensación del vapor sobre "núcleos de condensación" 89

4.4 Las Nubes 89

4.5 Clasificación de las Nubes 90

4.6 Características de la precipitación 92

4.7 Lluvía y Agricultura 92

4.8 Análisis probabilistico de la lluvía 93
4.8.1 Metodologia para el análisis probabilístico 93

4.9 Aplicación-1 94
4.10.1 Las probabilidades iniciales 97
4.10.2 Las probabilidades condicionales 98

4.11 Aplicación-2 98

4.12 Cálculos de la intensidad de la lluvía 101

4.13 Relación entre la intensidad y la duración. 101

4.14 Relación intensidad – duración – frecuencia 103

4.15 Estimación de datos faltantes 103

4.16 Análisis de la lluvía sobre un area 106

Bibliografía 108

Capítulo 5 109

PRESIÓN Y HUMEDAD ATMOSFÉRICA 109

5.1 Varíación de la presión atmosférica con la altitud 109

5.2 Humedad atmosférica 111
5.2.1 Punto de rocío 112

5.3 Expresiónes de la humedad atmosférica 112
5.3.1 Humedad Relativa (HR) 112
5.3.2 Humedad específica (He) 112
5.3.3 Humedad absoluta (Ha) 113

5.4 Tensión de Vapor a Saturación (Ea) 113
Ejemplo: Para una temperatura medía de 22ºC, ¿Cúal será la tensión de vapor a saturación? 114

5.5 Tensión de vapor actual (Ed) 114
5.5.1 Ejemplo 115

Bibliografía 116

Capítulo 6 117

LOS VIENTOS 117

6.2 Característica de los vientos 118

6.3 Vientos en superficie 120

6.4 Significado de la rugosidad (Zo) 121

Bibliografía 123

Capítulo 7 124

EVAPOTRANSPIRACIÓN 124

7.1 Introduccion 124

7.2 Factores que Influyen en la evaporación 126

7.3 Cálculos de la Evaporación: Métodos Directos 127

7.5 Evapotranspiración Potencial [ETP] 128

7.6 Calibración Local 140

7.7 Evapotranspiración de cosechas [ET_c] o Evapotranspiración de cultivo o Real 142

Ejemplo para estimar ETP 143

7.9 El Lisímetro como instrumento de medida directa de la evapotranspiración 145

7.10 Evapotranspiración de Referencia [ETo] vs Evapotranspiración Potencial [ETP] 147

7.11 Coeficientes de cosecha ó de cultivo [Shih, 1984] 149

Bibliografía 156

Capítulo 8 158

RELACIÓN AGUA-SUELO-PLANTA-ATMÓSFERA, 158

Y SUS APLICACIONES 158

8.1 El Sistema Agua-Suelo-Planta-Atmósfera 158

8.1.1 Fuerzas de Van der Waals 159

8.2 Propiedades del Agua 159

8.2.1 Calor de fusión [Cf] 159

8.2.2 Calor De Vaporización [Cv] 159

8.2.3 Calor de sublimación 159

8.2.4 Viscosidad [η] 159

8.2.5 Cohesión y adhesión 160

8.3 La Dinámica del agua en los ecosistemás vegetales 160

La escorrentía 166

Se define escorrentía como la porción del agua que ingresa al ecosistema vía riego o lluvía y que se mueve por la superficie del suelo, la escorrentía es básicamente influenciada por tres varíables: La pendiente del terreno, la humedad del suelo y La cobertura vegetal. El principal impacto negativo de la escorrentía es el arrastre de suelo y la peridida de nutrientes. 166

8.4.7 Potencial hídrico del suelo 183

8.5 Potencial hídrico de la planta 185

8.6 Potencial Total de la Atmósfera 188

8.8 Varíación de la humedad volumétrica medida [θv] con respectro a la calculada [θc] en diferentes agroecosistemas 210

8.8.1 Comportamiento de la humedad volumétrica medida para tres ecosistemás 211

8.9 Influencia de la vegetación en la dinámica hídrica 211

8.10 Efectos de los cambios de cobertura 214

8.11 El balance hídrico 215

Evapotranspiración real (ETR): 217

Almacenamiento de agua en el suelo: 218

El índice de humedad de un suelo [IHS]: 218

Capacidad de almacenamiento del suelo [CA]: 218

8.12 Balance hídrico por método de Thorthnwaite-Mather 219

8.13 Balance hídrico según Palmer 221

8.15 Índices Hídricos 231

Bibliografía 234

Capítulo 9 243

GENERALIDADES SOBRE EL MACROCLIMA EN COLOMBIA 243

9.1 La Zona de confluencia intertropical 243

9.2 Los vientos alisios 245

9.3 Los eventos cálidos y fríos del pacífico [Niño Y Niña] 246

9.3.1 Reseña histórica 246

9.3.2 Definición del evento 246

9.3.4 Descripción del sistema normal océano atmósfera 247

9.3.5 Descripción del sistema océano atmósfera durante el evento 247

9.5 Efectos del evento frío sobre el territorio colombiano 251

Bibliografía 258

GLOSARIO METEOROLÓGICO[1, 2] 260

INTRODUCCIÓN

El clima es el principal condicionante del asentamiento y desarrollo de una comunidad en un área determinada, en conjunto con otros factores de tipo biológico e histórico. El clima resume la acción integrada de una amplia serie de agentes físicos, [Saura, 1981] y otros factores.

El clima se compone de elementos como: la radíación solar, la temperatura, la precipitación, la humedad relativa y los vientos; dentro de estos elementos, la radíación es el elemento climático más importante, ya que es la fuente de energía de todos los demás procesos biológicos y físicos, condiciona los flujos de energía dentro de los ecosistemás y condiciona la intensidad y frecuencia de los otros elementos del clima. Estos elementos climáticos tienen una ingerencia directa en procesos básicos de las plantas, es así como la acumulación de materia seca de las plantas depende de la actividad fotosintética, de la intensidad y duración de la radíación solar, de la temperatura, y del adecuado y oportuno suministro de agua [Chang, 1974; Fernández y Johnston, 1986].

Según Jaramillo [1999], el clima se refiere a la síntesis del tiempo de una localidad para periodos largos de tiempo; incluyendo valores medios, sus probabilidades de ocurrencia, y sus condiciones extremás.

El clima tiene influencia sobre factores hidrológicos, biológicos y económico: tales como: los regímenes en las cuencas fluvíales; en los ciclos de las poblaciones; en la etología de los organismos, en el ciclo anual de la producción agrícola y hasta en las costumbres y culturas de los pueblos [Roldan *et al.* 1981].

El conocimiento de la oferta ambiental de una determinada zona, es un componente integrador, cuando se pretende establecer unidades productivas, o unidades de investigación en diferentes disciplinas de la agricultura [Baldión y Guzmán, 1998].

La Agroclimatología es la aplicación de los elementos del clima en la agricultura, êsta puede ayudar eficientemente a mejorar la agricultura de un país en númerosos campos, entre los que se puede destacar la planificación agrícola, con frecuencia se puede observar que se decide sobre la implementación de ciertos cultivos en vastas regiones, olvidando que una época de excesiva lluvía, la ocurrencia de una helada o granizada, altas humedades atmosféricas, entre otras, pueden echar a perder totalmente los programás, producir pérdidas cuantiosas, y producir serios conflictos sociales, [Boshell, 1981].

Una adecuada evaluación y análisis de los recursos climáticos, hídricos y de suelo es fundamental para efectuar zonificación climática, [Boshell, 1981].

El clima se puede estudíar en diferentes escalas: la escala *Macroclimatica*, (el clima de grandes regiones); escala *Mesoclimática* o *Topoclimática (*el clima modificado por las condiciones fisiográficas de la región), y a una escala *microclimática* (el estudio de pequeñas áreas y que está modificado por la cobertura, las distancias de siembra entre otras), [Saura, 1981; Jaramillo, 1999].

En las regiones tropicales como Colombia, las varíaciones de los elementos del clima son muy pronunciadas en distancias cortas, lo que provoca una alta varíabilidad de condiciones climáticas y a la vez una alta varíabilidad en la distribución de especies animales, vegetales y de microorganismos, por lo que es muy importante contar con estudios más detallados de cada una de las zonas.

Este libro presenta una recopilación de información sobre los elementos del clima y su aplicabilidad a nivel agrícola, que servirá como herramienta para aquellas personas interesadas en acceder al conocimiento de la agroclimatología de una manera práctica y aplicada.

Capítulo 1

LA ATMÓSFERA

Introducción

La tierra está rodeada por una gigantesca masa de gases llamada atmósfera, sin la cuál sería un planeta muerto, estéril y no podrían existir las plantas, los animales y el hombre.

Podemos considerar la atmósfera como la capa exterior donde el ser humano desarrolla su vida, y cuyos límites, con el espacio, se pierden a varios centenares de kilómetros del suelo, [Biosca, *et al.* 1971].

La atmósfera equivale a los pulmones de la tierra, con un diámetro promedio de 12,640 kilómetros [Hardí *et.al*. 1985]. Además la atmósfera es una cubierta protectora de la tierra, sin ella la temperatura terrestre alcanzaría más de 75°C durante el día y más de 130°C bajo cero durante la noche.

La atmósfera bloquea la superficie de la luz ultra violeta [UV] para proteger la vida, mientras que deja pasar radíación de otras longitudes de onda para mantenerla caliente. También actúa como una cubierta térmica con que el CO_2 y otros gases atrapan el calor necesario para evitanr que el planeta se congele y permite que se escape el calor suficiente para que no se produzca un calentamiento, [Fisher, 1982: Citado por Gómez, 2000].

1.2 Composición Química de la Atmósfera

Son diversos los estudios que reportan que la mayor parte de la atmósfera está compuesta por:

1.2.1 Nitrógeno [N_2]

El nitrógeno atmosférico ocupa el 78.03% del volumen total de gases de la atmósfera, es reciclado medíante las actividades humanas y por la acción de los microorganismos sobre los desperdicios humanos, ya que es un constituyente primario de las proteínas, [Hardí, *et.al*. 1985; Babor y Ibarz, 1960; Biosca, *et al.* 1971].

El nitrógeno atmosférico es inerte para las plantas y es convertido a formás químicas activas por los organismos, para poder ser usado metabolicamente, por un proceso que se denomina fijación simbiótica, en donde básicamente, ciertos microorganismos reciben de la planta carbohidratos, y estos le entregan a la planta aminoácidos producto de la reducción del nitrógeno molecular [N_2] de la atmósfera en forma de NH_3 y luego a aminoácidos, [Charry, 1991]. También hay una fijación del nitrógeno atmosférico en el suelo por las lluvías.

1.2.2 Oxígeno [O_2]

El oxígeno es el 20.94% de los gases de la atmósfera, es reciclado principalmente por medio de la respiración de animales y plantas medíante la acción de la fotosíntesis [Hardí, *et.al*. 1985; Babor y Ibarz, 1960; Biosca, *et al.* 1971].

1.2.3 Dióxido de carbono [CO_2]

El dióxido de carbono es el 0.03% de los gases de la atmósfera reciclado medíante la respiración y la fotosíntesis, en la dirección opuesta del oxígeno, también es un producto de la combustión de los combustibles fósiles.

El efecto del CO_2 en la atmósfera está directamentemente relacionado con el aumento de la temperatura, algunos experimentos sugieren que un aumento del 10% en las concentraciones de CO2, pueden elevar la temperatura media en una proporción de sólo medio [0.5] grados centígrados, con una consecuente modificación de las zonas climáticas, [Hardí, *et.al*. 1985].

La cantidad de CO_2 en la atmósfera ha aumentado progresivamente durante el último siglo, trayendo consigo una alteración en el balance de radíación en la tierra que ha inducido un calentamiento global y cambios significativos en el clima, el aumento del CO_2, influirá en la red fotosintética y la productividad de los cultivos [Goldstein, *et.al*. 2000; Jones, *et. al*. 1996].

1.2.4 Elementos inertes

Las composiciones de los gases inertes son el: *Argón* (Ar)**:** 0.093%, *Neón* (Ne) 0.0018, *Helio* (He) 0.0005%, *Kriptón* (Kr) 0.000005%, y son elementos de poca importancia.

1.2.5 Ozono [O_3]

El ozono es el 0.00006% de los gases de la atmósfera, y es producto de la escisión de la molécula de oxígeno en átomos individuales por acción de la radíación solar, y se unen a moléculas intactas, y se encuentra en la capa alta de la atmósfera [Hardí, *et.al*. 1985; Biosca, *et al.* 1971].

El ozono es importante, ya que sirve de filtro a la radíación ultravioleta, que es nociva para los seres vivos, especialmente para el ser humano.

El O_3 es venenoso, los animales no lo pueden respirar. La capa natural de Ozono está más concentrada entre los 19 y los 32 km, en lo que se conoce como la estratosfera, [Gómez, 2000].

El sol radía un amplio espectro que se denomina radíación electromagnética. La mayor parte es luz visible, con longitud de onda entre 400 y 750 nanómetros [nm], pero también emite radíación invisible, con longitudes de onda demásiado cortas o demásiado largas. Las longitudes de onda larga [radíación infrarroja] son inofensivas ya que llevan menos energía. La luz UV tiene longitudes de onda más cortas que las visibles. Parte de esta radíación [320 a 400 nm denominada UV-A] generalmente no se considera peligrosa. Los rayos UV-B [280-320 nm] se filtran a través de la capa de ozono produciendo cáncer y otras enfermedades. Los UV-C [200-280 nm] producirán la muerte instantánea si logran atravesar dicha capa, [Gómez, 2000].

El ozono es producido por la misma radíación ultravioleta [UV] que amenaza la vida. Cuando una molécula de oxígeno que flota en la estratosfera es bombardeada por rayos UV, se divide en dos átomos de oxígeno libres, medíante una reacción conocida como fotodisociación. Cada uno de estos átomos puede reaccionar con otra molécula de oxígeno para formar una molécula de Ozono, [Fisher 1982; Rowland 1991: Citado por Gómez, 2000].

$$O_2 + \text{UV-C} \longrightarrow O^- + O^-$$

$$O^- + O_2 + M \longrightarrow O_3 + M, \text{ en donde: } M = \text{Energía empleada}$$

$$O_3 + \text{UV-B} \longrightarrow O^- + O_2$$

En condiciones normales, el ozono existe en concentraciones estables, debido a que al mismo que unas reacciones transforman O_2 en O_3, otras transforma transforman el O_3 en O_2. Las reacciones O_2 a O_3 son producidas por la radíación UV-C, que tiene la suficiente energía para romper los enlaces del O_2. La radíación UV-B es menos energética pero más abundante y es la encargada de transformar O_3 en O_2, debido a que los enlaces del Ozono son más débiles. Evitándose de esta manera que llegue a la superficie toda la radíación UV-C y la mayor parte de la UV-B, [Gómez, 2000].

1.2.6 Hidrógeno [H_2]

El hidrógeno es 0.00005% del total de los gases, y es un elemento sin importancia.

1.3 Capas de la atmósfera

A continuación se enumeran las capas que dan lugar a la atmósfera, en la figura 1, se presenta cómo es la varíación de la temperatura de la atmósfera con la altura.

1.3.1 Troposfera

Tiene 12 kilómetros de altura, en esta capa es donde se llevan a cabo los fenómenos meteorológicos, debido a que es la capa de la atmósfera más cercana a la tierra, la altura de esta capa varía del Ecuador a los Polos. Desde el punto de vista meteorológico, el agua es el componente más importante de esta capa. Se presenta en tres formás [Hardí *et.al*. 1985; Fuentes 1989]: vapor de agua, gotas de lluvía y cristales de hielo.

1.3.2 Estratosfera

Esta capa va del kilómetro 12 al 45. Se encuentra ubicada encima de la Troposfera. En ella se encuentra la capa superior de ozono a 20 kilómetros de altura de la superficie terrestre; funciónando como filtro para evitanr que lleguen hasta nosotros los rayos ultravioleta provenientes del Sol, y que éstos nos dañen, [Biosca, *et al*. 1971; Hardí, *et.al*. 1985; Griffiths, 1994]

Esta capa carece de tiempo atmosférico, pues no existen más que leves movimientos horizontales de aire y el vapor de agua es muy escaso, [Fuentes, 1989].

1.3.3 Mesosfera

También se le llama como la *Quimiosfera*. Se extiende del kilómetro 45 al 85. En esta zona ocurren una serie de reacciones químicas que absorben una buena parte de la radíación ultravioleta del sol, [Fuentes, 1989].

1.3.4 Termosfera

Se extiende del kilómetro 85 a los 500 kilómetros.

1.3.5 Ionosfera

Se encuentra a 500 kilómetros de distancia con respectro a la tierra. El aire ionizado de esta zona refleja las ondas largas y cortas de radio; sino fuera así no se podría captar las emisiones de radio más allá del horizonte, pues las ondas de radio se propagan en línea recta.

1.3.6 Exosfera

Algunos autores no la reportan. Es la capa más exterior de la atmósfera. Se extiende por encima de los 1000 kilómetros, [Fuentes, 1989].

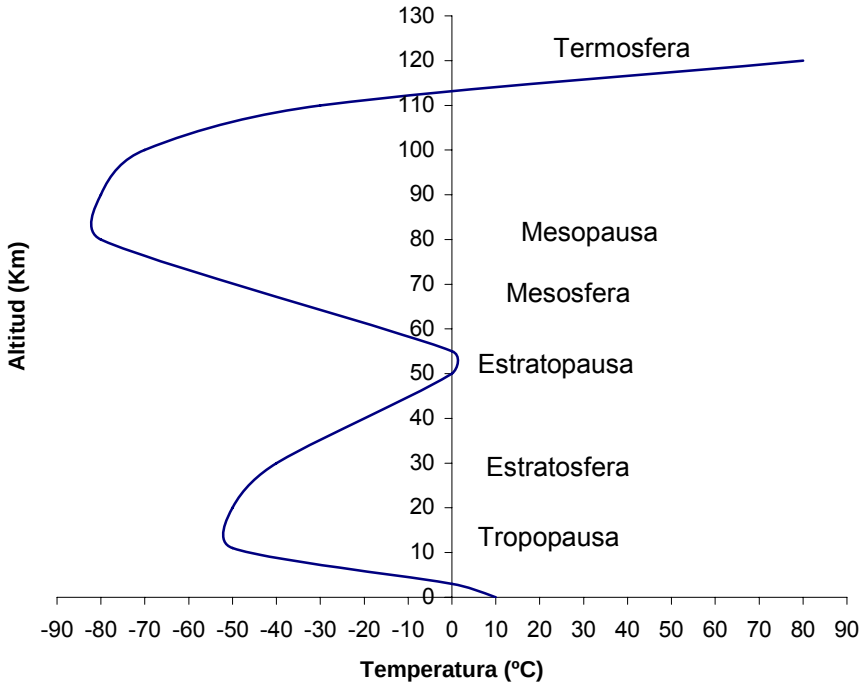


Figura 1. Varíación promedio de la temperatura de la atmósfera con la altitud [Moran y Morgan, 1991].

1.4 Contaminación Atmosférica

Las principales fuentes de contaminación atmosférica se presentan en la figura 2.

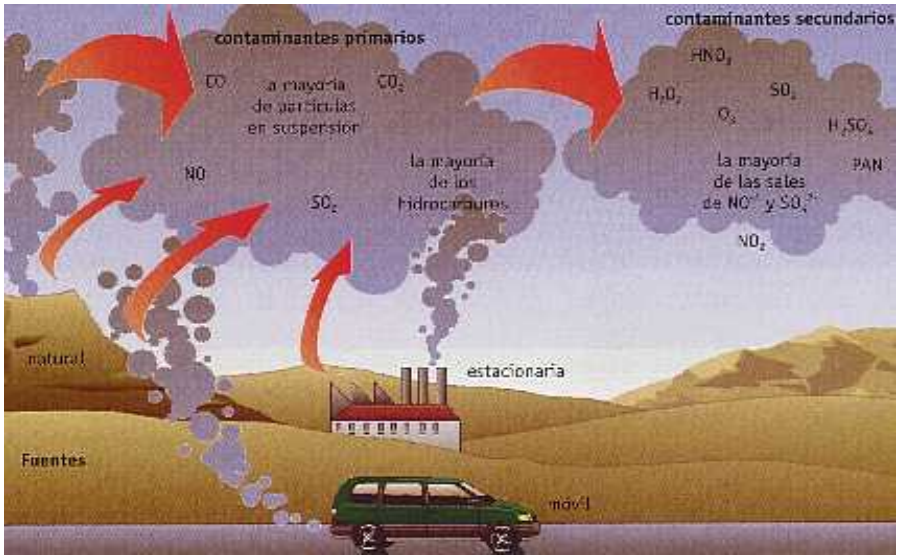


Figura 2. Fuentes de contaminación atmosférica [CTM, 2000].

1.3.1 Óxidos de carbono

Incluyen el dióxido de carbono (CO_2) y el monóxido de carbono (CO). Los dos son contaminantes primarios.

1.4.1.1 Dióxido de carbono

Características: Es un gas sin color, olor, ni sabor que se encuentra presente en la atmósfera de forma natural. No es tóxico. Desempeña un importante papel en el ciclo del carbono en la naturaleza; enormes cantidades, del orden de 10^{12} toneladas, pasan por el ciclo natural del carbono, en el proceso de fotosíntesis, como se mencionó anteriormente.

Acción contaminante: Dada su presencia natural en la atmósfera y su falta de toxicidad, no debería considerarse una sustancia que contamina, pero se dan dos circunstancias que lo hacen un contaminante de gran importancia en la actualidad:

- CO_2 es un gas que produce un importante efecto de atrapamiento del calor, el llamado efecto INVERNADERO.
- La concentración está aumentando en los últimos decenios por la quema de los combustibles fósiles y de grandes extensiónes de bosques.

Por estos motivos es uno de los gases que más influye en el importante problema ambiental del calentamiento global del planeta y el consiguiente cambio climático. Analizamos este efecto más adelante, dada su importancia, [CTM, 2000].

1.4.1.2 Monóxido de carbono (CO)

CO es un gas sin color, olor ni sabor. Es un contaminante primario, tóxico porque envenena la sangre impidiendo el transporte de oxígeno. Se combina fuertemente con la hemoglobina de la sangre y reduce drásticamente la capacidad de la sangre de transportar oxígeno. Es responsable de la muerte de muchas personas en minas de carbón, incendios y lugares cerrados (garajes, habitaciones con braseros, etc.)

Alrededor del 90% del que existe en la atmósfera se forma de manera natural, en la oxidación de metano [CH_4] en reacciones fotoquímicas. Se va eliminando por su oxidación a CO_2.

La actividad humana lo genera en grandes cantidades siendo, después del CO_2, el contaminante emitido en mayor cantidad a la atmósfera por causas no naturales. Procede, principalmente, de la combustión incompleta de la gasolina en los motores de los vehículos.

1.4.2 Óxidos de azufre

Incluyen el dióxido de azufre (SO_2) y el trióxido de azufre (SO_3).

Dióxido de azufre (SO_2)

Es un importante contaminante primario. Es un gas incoloro y no inflamable, de olor fuerte e irritante.

Su vida medía en la atmósfera es corta, de unos 2 a 4 días. Casi la mitad vuelve a depositarse en la superficie húmeda o seca y el resto se convierte en iones sulfato [SO_4^{2-}]. Por este motivo, es un importante factor en la lluvía ácida.

En conjunto, más de la mitad del que llega a la atmósfera es emitido por actividades humanas, sobre todo por la combustión de carbón y ETPróleo y por la metalurgia. Otra fuente muy importante es la oxidación del H_2S. En la naturaleza, es emitido por la actividad volcánica". En algunas áreas industrializadas hasta el 90% del emitido a la atmósfera procede de las actividades humanas, aunque en los últimos años está disminuyendo su emisión en muchos lugares gracias a las medidas adoptadas.

Trióxido de azufre (SO_3)

Contaminante secundario que se forma cuando el SO_2 reacciona con el oxígeno en la atmósfera. Posteriormente este gas reacciona con el agua formando ácido sulfúrico con lo que contribuye de forma muy importante a la lluvía ácida y produce daños importantes en la salud, la reproducción de peces y anfibios, la corrosión de metales y la destrucción de monumentos y construcciones de piedra.

1.4.3 Óxidos de nitrógeno

Incluyen el óxido nítrico (NO), el dióxido de nitrógeno (NO_2) y el óxido nitroso (N_2O).

NO_x (conjunto de NO y NO_2)

El óxido nítrico (NO) y el dióxido de nitrógeno (NO_2) se suelen considerar en conjunto con la denominación de NO_x. Son contaminantes primarios de mucha trascendencia en los problemás de contaminación.

El emitido en más cantidad es el NO, pero sufre una rápida oxidación a NO_2, siendo este el que predomina en la atmósfera. NO_x tiene una vida corta y se oxida rápidamente a NO_3^- en forma de aerosol o a HNO_3 [ácido nítrico]. Tiene una gran trascendencia en la formación del smog fotoquímico, del nitrato de peroxiacetilo [PAN] e influye en las reacciones de formación y destrucción del ozono, tanto troposférico como estratosférico, así como en el fenómeno de la lluvía ácida. En concentraciones altas produce daños a la salud y a las plantas y corroe tejidos y materiales diversos.

Las actividades humanas que los producen son, principalmente, las combustiones realizadas a altas temperaturas.

Óxido nitroso (N_2O)

En la troposfera es inerte y su vida medía es de unos 170 años. Va desapareciendo en la estratosfera en reacciones fotoquímicas que pueden tener influencia en la destrucción de la capa de ozono. También tiene efecto invernadero. Procede fundamentalmente de emisiones naturales (procesos microbiológicos en el suelo y en los océanos) y menos de actividades agrícolas y ganaderas (alrededor del 10% del total).

1.4.4 Otros

Algunos otros gases como el **amoniaco** (NH_3) y el **sulfuro de dihidrógeno** (H_2S) son contaminantes primarios, pero normalmente sus bajos niveles de emisión hacen que no alcancen concentraciones dañinas.

Compuestos orgánicos volátiles

Este grupo incluye diferentes compuestos como el metano CH_4, otros hidrocarburos, los clorofluorocarburos [CFC] y otros.

Metano [CH4]

El más abundante y más importante de los hidrocarburos atmosféricos. Es un contaminante primario que se forma de manera natural en diversas reacciones anaeróbicas del metabolismo. El

ganado, las reacciones de putrefacción y la digestión de las termitas forman metano en grandes cantidades También se desprende del gas natural, del que es un componente mayoritario y en algunas combustiones. Asimismo se forman grandes cantidades de metano en los procesos de origen humano hasta constituir, según algunos autores, cerca del 50% del emitido a la atmósfera.

Desaparece de la atmósfera a consecuencia, principalmente, de reaccionar con los radicales OH formando, entre otros compuestos, ozono. Su vida medía en la troposfera es de entre 5 y 10 años.

Se considera que no produce daños en la salud ni en los seres vivos, pero influye de forma significativa en el efecto invernadero y también en las reacciones estratosféricas.

Otros hidrocarburos

En la atmósfera están presentes muchos otros **hidrocarburos**, principalmente procedentes de fenómenos naturales, pero también originados por actividades humanas, sobre todo las relacionadas con la extracción, el refino y el uso del ETPróleo y sus derivados. Sus efectos sobre la salud son varíables. Algunos no parece que causen ningún daño, pero otros, en los lugares en los que están en concentraciones especialmente altas, afectan al sistema respiratorio y podrían causar cáncer. Intervienen de forma importante en las reacciones que originan el "smog" fotoquímico.

1.4.5 Partículas y aerosoles

En la atmósfera permanecen suspendidas substancias muy distintas como partículas de polvo, polen, hollín [carbón], metales [plomo, cadmio], asbesto, sales, pequeñas gotas de ácido sulfúrico, dioxinas, pesticidas etc. Se suele usar la palabra aerosol para referirse a los materiales muy pequeños, sólidos o líquidos. Partículas se suele llamar a los sólidos que forman parte del aerosol, mientras que se suele llamar polvo a la materia sólida de tamaño un poco mayor [de 20 micras o más]. El polvo suele ser un problema de interés local, mientras que los aerosoles pueden ser transportados muy largas distancias.

Según su tamaño pueden permanecer suspendidas en la atmósfera desde uno o dos días, las de 10 micrómetros o más, hasta varios días o semanas, las más pequeñas. Algunas de estas partículas son **especialmente tóxicas** para los humanos y, en la práctica, los principales riesgos para la salud humana por la contaminación del aire provienen de este tipo de polución, especialmente abundante en las ciudades.

Aerosoles primarios

Los aerosoles emitidos a la atmósfera directamente desde la superficie del planeta proceden principalmente de los volcanes, la superficie oceánica, los incendios forestales, polvo del suelo, origen biológico [polen, hongos y bacterias] y actividades humanas.

Aerosoles secundarios

Los aerosoles secundarios se forman en la atmósfera por diversas reacciones químicas que afectan a gases, otros aerosoles, humedad, etc. Suelen crecer rápidamente a partir de un núcleo inicial.

Entre los aerosoles secundarios más abundantes están los iones sulfato alrededor de la mitad de los cuál es tienen su origen en emisiones producidas por la actividad humana. Otro componente importante de la fracción de aerosoles secundarios son los iones nitrato.

La mayor parte de los aerosoles emitidos por la actividad humana se forman en el hemisferio Norte y como no se expanden por toda la atmósfera tan rápido como los gases, sobre todo porque su tiempo de permanencia medio en la atmósfera no suele ser mayor de tres días, tienden a permanecer cerca de sus lugares de producción.

Impacto sobre el clima

Los aerosoles pueden influir sobre el clima de una manera doble. Pueden producir calentamiento al absorber radíación o pueden provocar enfriamiento al reflejar parte de la radíación que incide en la atmósfera. Por este motivo, no está totalmente clara la influencia de los aerosoles en las distintas circunstancias atmosféricas. Probablemente contribuyen al calentamiento en las áreas urbanas y siempre contribuyen al enfriamiento cuando están en la alta atmósfera porque reflejan la radíación disminuyendo la que llega a la superficie [CTM, 2000].

1.4.6 Oxidantes

El ozono (O_3) es la sustancia principal en este grupo, aunque también otros compuestos actúan como oxidantes en la atmósfera.

Ozono (O_3)

El ozono, es una molécula formada por átomos de oxígeno. Se diferencia del oxígeno molecular normal en que este último es O_2.

El ozono es un gas de color azulado que tiene un fuerte olor muy característico que se suele notar después de las descargas eléctricas de las tormentas. De hecho, una de las maneras más eficaces de formar ozono a partir de oxígeno, es sometiendo a este último a potentes descargas eléctricas.

Es una sustancia que cumple dos papeles totalmente distintos según se encuentre en la estratosfera o en la troposfera.

Ozono estratosférico

El que está en la estratosfera (de 10 a 50 km) es imprescindible para que la vida se mantenga en la superficie del planeta porque absorbe las letales radíaciones ultravioletas que nos llegan del sol.

Ozono troposférico

El ozono que se encuentra en la troposfera, junto a la superficie de la Tierra, es un importante contaminante secundario. El que se encuentra en la zona más cercana a la superficie se forma por reacciones inducidas por la luz solar en las que participan, principalmente, los óxidos de nitrógeno y los hidrocarburos presentes en el aire. Es el componente más dañino del smog fotoquímico y

causa daños importantes a la salud, cuando está en concentraciones altas, y frena el crecimiento de las plantas y los árboles.

En la parte alta de la troposfera suele entrar ozono procedente de la estratosfera, aunque su cantidad y su importancia son menores que el de la parte medía y baja de la troposfera, [CTM, 2000].

La agricultura juega un papel muy importante en la emisión de algunos de estos gases de efecto invernadero, especialmente CO_2, CH_4 y N_2O provenientes de la descomposición de la materia orgánica del suelo por la mecanización, de la inundación de áreas agrícolas para la siembra de arroz, y la aplicación de estiércoles fermentados y sin fermentar, por el uso de fertilizantes especialmente fuentes nitrogenadas y cales, [Robertson et al. 2000; Wulf et al. 2002]. A nivel mundíal el panel intergubernamental para el cambio climático [*IPCC: The Current Intergovernmental Panel of Climate Change]* ha definido que 1 mol de N_2O tiene 280 veces mayor poder de calentamiento que una mol de CO_2, y una mol de CH_4 tiene 56 veces mayor poder de calentamiento que una de CO_2.

La figura 3 indica que como un sistema de producción agrícola convencional tiene el mayor poder neto de emisión de gases 114, y comparado con un sistema orgánico con uso de leguminosas que ayudan a fijar nitrógeno y disminuyen las aplicaciones de fuentes nitrogenadas que tiene un poder neto de emision de 41, de igual manera como los bosques sucesionales primarios tiene la mayor capacidad de fijar gases con valores netos de emisión negativos -211, según Robertson [2000].

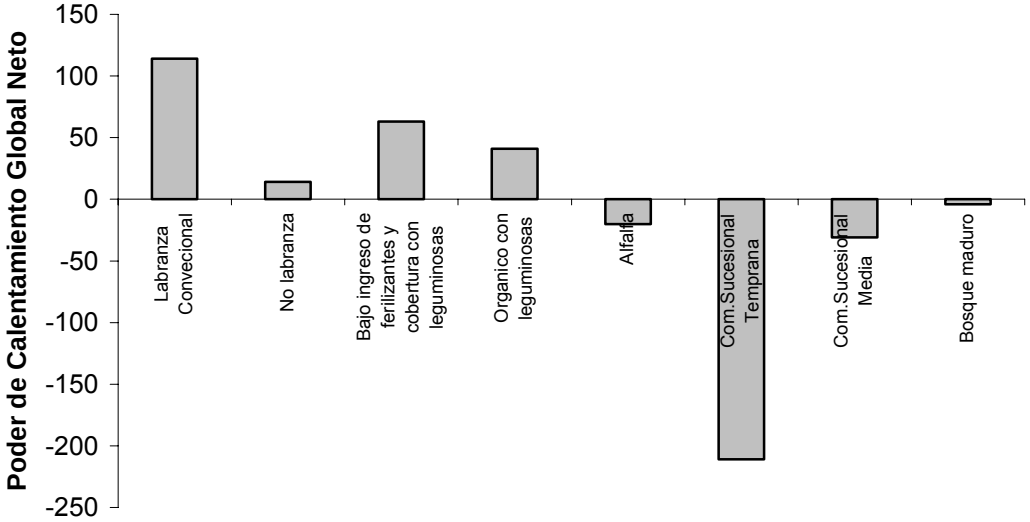


Figura 3. Emision neta de gases invernadero con diferentes usos del suelo [Robertson 2000].

1.5 Controles del Tiempo y del Clima

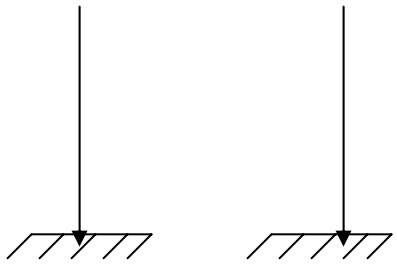
Griffiths [1994] define el clima como una expresión estadística de varios estados del tiempo a través de múltiples funciónes varíables. El mismo autor afirma que el clima y el tiempo tienen unos determinantes primarios y secundarios. Dentro de los determinantes primarios destaca los siguientes:

1. Radíación (onda larga y corta)
2. La interfase (fundamentalmente en la superficie)
3. La rotación de la tierra
4. La configuración de la tierra y el océano
5. La topografía (superficie de la tierra y el océano)

Los **determinantes secundarios** son:

1. La presión atmósferica. Esta varíable es dependiente de la interacción entre la radíación y la interfase, porque puede ser determinante en la cantidad de calentamiento o enfriamiento que tiene lugar en una superficie o lugar, alterando de igual manera la temperatura.
2. La temperatura de una superficie está relacionada directamente con la densidad del aire sobre ella, que conduce a cierta presión atmosférica (figura 4)

Radíación solar



Varíable	Suelos Suelos Oscuro	Agua Suelos claro
Temperatura	Calienta	Fria
Presión	Baja	Alta
Flujo del Aire	←	
Humedad	Baja	Alta

Figura 4. Efectos de la radíación solar y la interfase [Griffiths, 1994].

3. Los movimientos del aire [viento]. Cuando la presión está en desbalance, causa un movimiento del aire que tiene lugar del sitio de mayor presión al sitio de menor presión, sin embargo estos movimientos del aire pueden ser afectados por los movimientos de rotación de la tierra y la topografía del terreno.

Bibliografía

Babor, A.J. y Ibarz, J. 1960. *Química General Moderna*. Manuel Marín y CIA, Barcelona (España).1143p.

Biosca, M. F, Candel, V. R, Gómez, DE LL. J. y Llopis, LL. N. 1971. *El Universo y la Tierra.* Editorial Labor 2da edición. Barcelona, (España). Páginas 197-290

Boshell, V.F. 1981. El uso de la Agrometeorología en la zonificación de cultivos. Estudio presentado durante la conferencia técnica de la OMM/FAO/UNESCO, sobre el estudio Agroclimático de la Zona Andina. Conferencias del III curso Internacional de Meteorología Agrícola. Bogotá, Colombia:159-168.

Ciencias de la tierra y el medio ambiente, [CTM]. 2000. Sustancias que contaminan la atmósfera. http://www1.ceit.es/Asignaturas/Ecologia/Hipertexto/10CAtm1/200Conta.htm

Charry, C. J. 1991. *Los Suelos. Su Clasificación, Acidez, Salinidad y Fertilidad*. Universidad Nacional de Colombia. Sede Palmira. Departamento de Ingeniería. 339p

Fernadez, G. y Johnston, M. 1986. *Fisiología Vegetal Experimental*. Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura [IICA]. San José, Costa Rica, 410p.

Fuentes, Y. J.L. 1989. *Iniciación a la Meteorología Agrícola*. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Servicio de Extensión Agraria. Ediciones Mundi-Prensa. [España]. 195p

Goldstein, A.H., Hultman, N.E., Fracheboud, J.M., Bauder, M. R., Panek, J.A., Xu, M., QI, J., Guenther, A. B. y Baugh, W. 2000. Effects of Climate varíability on the carbon dioxide, water, and sensible heat fluxes above a ponderosa pine plantation in the Sierra Nevada (CA). Agricultural and Forest Meteorology. 101: 113-129.

Gomez, T. R. E. 2000. La capa de Ozono: Causa y Efectos de su Destrucción. Meteorología Colombiana. 1: 39-44.

Griffiths, F. J. 1994. Atmospheric characteristics. In:*Handbook of Agricultural Meteorology*. New York: Oxford University Press. Pages 3-20.

Hardí, R., Wright, P., Gribbin, J. y Kington, J. 1985. *El libro del clima*. Biblioteca de Divulgación Científica. Muy Interesante Ediciones Orbis, S.A. [España]. 160p

Jones, B. M., Jougen, M. and Doyle, T. 1996. Effects of elevated carbon dioxide concentrations on agricultural grassland production. Agricultural and Forest Meteorology. 79: 243-252.

Moran, M.J. and Morgan., D.M. 1991. Meteorology. *The Atmosphere and the Science of Weather.* 4th Edition. Macmillan College Publishing Company. New York [USA]. 519p

Roberson, G.P., Paul, A.E. and Harwood, R.R. 2000. Greenhouse gas in intensive agriculture: contributions of individual gases to the radíactive forcing of the atmosphere. Science. 289:1922-1925.

Roldan, G., Velásquez, L.F. y Machado, T. 1981. Ecología. La ciencia del ambiente. Editorial Norma. Santafé de Bogotá. (Colombia). 263p.

Saura, C.I. 1981. Ecología. Una ciencia para la didáctica del medio ambiente. Colección didáctica del medio ambiente. Serie B. Editorial Oikos-tau. Barcelona (España).223p.

Wulf, S., Meating, M. and Clemens, J. 2002. Application Technique and Slurry Co-Fermentation: Effects on Ammonia: Nitrus Oxide and Methane Emissions after Spreading, II. Greenhouse Gas Emissions. J.Environ. Qual.31:1795-1801.

Capítulo 2

RADÍACIÓN SOLAR Y SU IMPORTANCIA A NIVEL AGROCLIMÁTICO

2.1 Introducción

La vida sobre la tierra depende del flujo de energía procedente de las reacciones termonucleares que tienen lugar en el corazón del sol. La cantidad de energía que el sol suministra a la tierra en forma de radíación electromagnética es de $13x10^{23}$ calorías por año. Esta energía se emplea en los procesos fotosintéticos, calentamiento del suelo, calentamiento del aire, evaporación y transpiracion. El clima a su vez, está determinado por el efecto de esta energía solar sobre el calentamiento del aire y la evaporación, [Colón y Rodríguez, 1996].

El sol es 330.000 veces mayor que la tierra y dista de ésta 150 millones de kilómetros. Dentro del sol ocurren una serie de reacciones que desprenden una enorme cantidad de calor, elevando su temperatura a varios millones de grados. La energía del sol se irradía en todas las direcciones, pero debido a la gran distancia que le separa de la tierra, nuestro planeta tierra aprovecha solamente una pequeña parte de toda la energía solar. Sin embargo esta pequeña parte es la que mantiene todos los procesos atmosféricos como: vientos, nubes, la lluvía, el granizo, grandes ciclones tropicales etc., [Fuentes, 1989].

La energía producida en el sol se transmite en forma de ondas electromagnéticas, que son consecuencia del movimiento ondulatorio semejante al producido en la superficie del agua cuando sobre ella se lanza un objeto; pero a diferencia de éste último movimiento, las ondas electromagnéticas se transmiten en el vacío sin necesidad del aire ni ningún otro medio de transporte, en línea recta y a una velocidad de 300,000 Kms^{-1}, [Fuentes, 1989].

La radíación solar que recibe la tierra del sol, es 45% radíación visible, 46% es radíación infrarroja y 9% es radíación ultravioleta, [Moran y Morgan, 1991].

2.2. La forma y los movimientos de la tierra

La cantidad de energía solar absorbida por la superficie terrestre está condicionada por la forma de la tierra y sus movimientos. La radíación solar es mayor cuando más ***perpendiculares*** inciden los rayos sobre la superficie terrestre.

La forma esférica de la tierra determina profundas varíaciones de temperatura en las distintas zonas del planeta. Las zonas próximás al Ecuador reciben la radíación con mayor intensidad que las zonas próximás a los polos.

La cantidad de radíación solar incidente en una región está determinada por factores *astronómicos, geográficos y topográficos*. Otros factores que influyen son la transparencia atmosférica y el brillo solar, (los cuál es a su vez, están determinados por la circulación general de la atmósfera), la

topografía del terreno, el contenido de vapor de agua en el ambiente, la elevación del sol y la longitud del día, [Dogniaux, 1994: citado por Jaramillo, 1999].

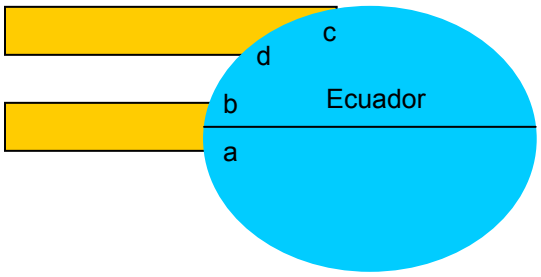


Figura 5. Un haz de rayos solares que incide perpendicularmente sobre el Ecuador abarca una superficie **ab**. El mismo haz cuando incide oblicuamente abarca la superficie **cd**, mucho mayor que **ab**. La misma cantidad de radíación se reparte en ambas superficies, pero se calienta mucho más la superficie **ab** porque es mucho más pequeña, [Fuentes, 1989].

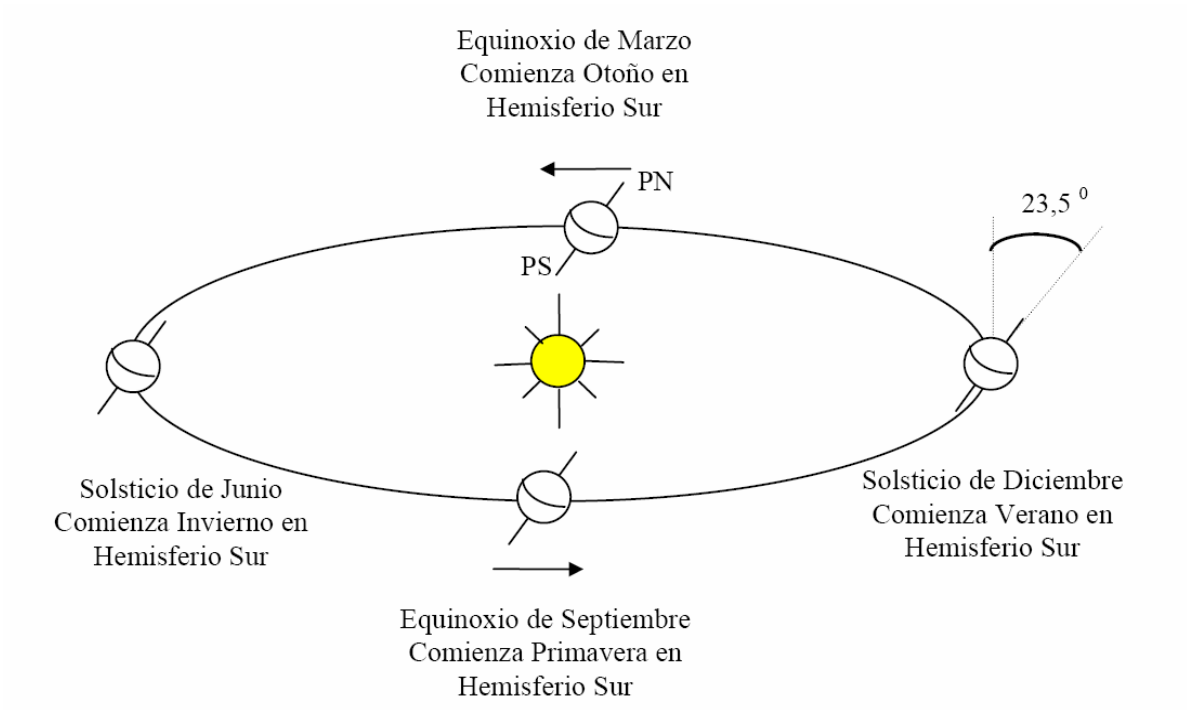


Figura 6. Cambios estaciónales debido a la inclinación del plano Ecuatorial [23º 27'] de su órbita plana, [Pedreros, 2004 <http://www.uta.cl/revistas/charlas/volumen17/Índice /MPedreros.pdf>].

De acuerdo a los cambios de posición de la tierra y al ángulo de inclinación solar, la radíación que recibe cada región es muy varíable en épocas del año, a diferencia de las zonas ecuatoriales, como se puede observar en la tabla 1.

La tabla 1 indica que a 0º de latitud la longitud del día es igual en todos los meses de año, en la medida que se asciende o desciende en latitud, específicamente para el caso de Colombia se puede observar que el brillo astronómico posible varía, durante el año (figura 7), siendo las zonas de 15º las de mayor varíabilidad con un brillo astronómico máximo de 13.0 horas en el mes de Junio (figura 5) y un mínimo de 11.2 horas en el mes de Diciembre. En el caso específico de la zona central colombiana entre 5º y 10º de latitud norte se observa que el máximo brillo solar astronómico es de 12.4 a 12.7 horas en el mes de junio y los mínimos de 11.8 y 11.5 en el mes de Diciembre respectivamente.

Tabla 1. Duración del día de acuerdo a latitud [Griffiths, 1994].

	Longitud del día	
Latitud [º]	**Solsticio de Veráno hora - minutos**	**Solsticio de Invierno hora - minutos**
0	12 h 07’	12 h 07’
10	12 h 43’	11 h 32’
20	13 h 21’	10 h 21’
30	14 h 05’	14 h 05’
40	15 h 01’	10 h 12’
50	16 h 23’	9 h 20’
55	16 h 45’	8 h 04’
60	18 h 53’	7 h 11’
65	22 h 03’	5 h 52’
70	24 h	3 h 34
80	24 h	0 h
90	24 h	0 h

Tabla 2. Varíación del brillo solar astronómico posible para una franja de la zona Tropical, caso específico Colombia.

Latitud Norte				
	0º	**5º**	**10º**	**15º**
Medía	12.1 h	12.1 h	12.1 h	12.1 h
Maximo	12.1 h	12.4 h	12.7 h	13.0 h
Minimo	12.1 h	11.8 h	11.5 h	11.2 h

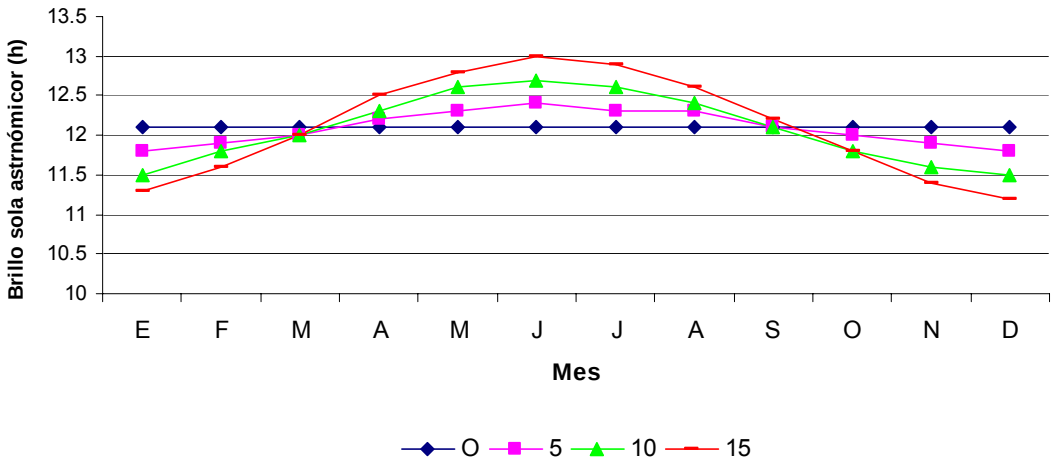


Figura 7. Varíación del brillo solar astronómico posible en las zonas tropicales de latitud durante el año por encima del 0º.

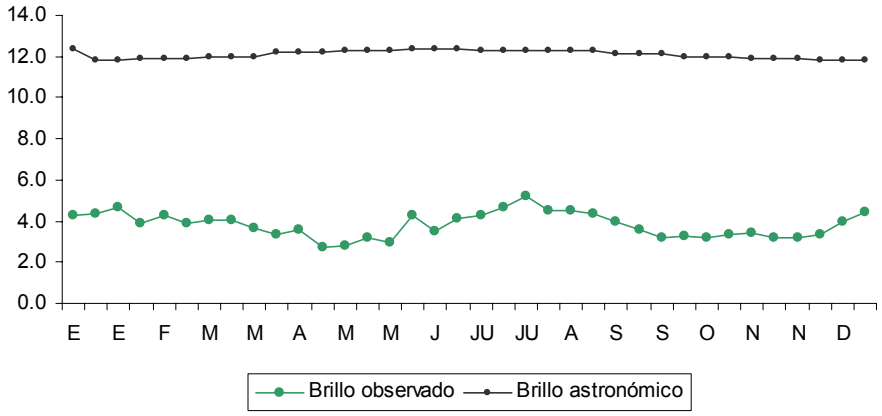


Figura 8. Varíación del brillo solar astronómico posible con respectro al observado durantes 25 años en la granja el Jazmín (5º 41' Longitud Norte), Colombia.

2.3 La radíación y su importancia a nivel agrícola

La radíación solar es el principal factor que determina el microclima de un cultivo. Su energía condiciona la temperatura del aire y del suelo, el movimiento del viento, la evapotranspiración y la fotosíntesis, de tal manera que la intensidad de la radíación, el grado de interceptación y la eficiencia en el uso de la energía radíante, son factores determinantes en la tasa de crecimiento de las plantas, [Jaramillo, 1999].

La energía radíante procedente del Sol es recibida por la Tierra en forma de ondas electromagnéticas (figura 9), las cuál es varían en longitud de onda desde alrededor de 290 nanómetros hasta 5000 nm (1 nm = 10^{-9} m), según Colón y Rodríguez [1996]. La radíación electromagnética se clasifica según su longitud de onda:

2.3.1 Radíación ultravioleta (390 nm o menos)

Bajo condiciones naturales, radíación UV es absorbida principalmente, por las moléculas de ozono (0_3) y oxígeno (O_2) en la atmósfera. Esta radíación es absorbida por los ácidos nucleicos de los organismos vivos y por consiguiente en los mamíferos puede ocasionar cáncer de piel.

2.3.2 Luz visible (400-750 nm)

La luz visible es capas de pasar a través de la atmósfera de la tierra con poca pérdida de energía, aunque puede ocurrir que una parte se refleja debido al vapor de agua y a las partículas del aire. El término "LUZ" se refiere sólo a la parte visible del espectro electromagnético [entre 380 a 780 nm], mientras que a todas las otras regiones como: la ultravioleta e infrarrojo, son radíaciones electromagnéticas. Esta porción de la radíación solar es la que juega un papel importante en la fotosíntesis.

2.3.3 Radíación infrarroja (750 nm o más)

Esta radíación es responsable de producir el calor. No tiene efecto directo sobre el proceso de fotosíntesis.

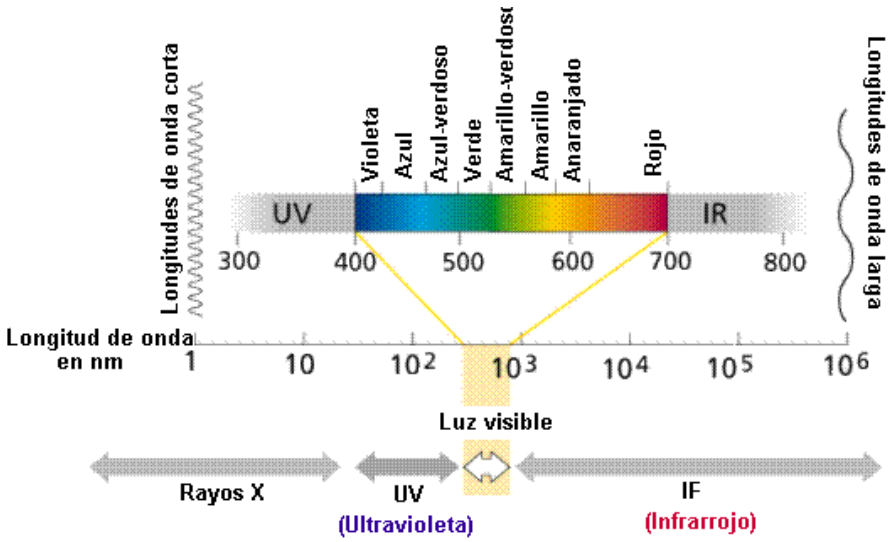


Figura 9. Espectro electromagnético consistente en diferentes tipos de radíación que se diferencian en su longitud de onda, frecuencia y nivel de energía.

2.3.4 Radíación infrarroja cercana (3000 nm)

La mayor parte de esta radíación es absorbida por las moléculas de dióxido de carbono [CO_2] y vapor de agua en la atmósfera. Esta es una radíación que juega un papel importante en el efecto invernadero al calentar la atmósfera.

2.3.5 Radíación infrarroja lejana (3000 nm o más)

Esta se refleja de nuevo al espacio por medio de la atmósfera. Se emplea para transmitir señales de radar, televisión y radio, [Colón y Rodríguez; 1996].

2.4 Otras característica del espectro solar y su importancia en la agricultura

La radíación solar y sus flujos son altamente varíables, tanto en el tiempo como en el espacio, el clima, la estación y otros factores. La distribución de los organismos y plantas responde acorde con estos cambios, [Girado, 1989].

En cuanto a la agricultura, prácticamente las plantas son entes transformadores de energía solar al servicio de la humanidad y de los animales, ya que medíante la fotosíntesis se obtiene el rendimiento potencial de los cultivos, e indirectamente por su influencia en la evaporación, la cuál afecta el balance hídrico del suelo, el que a su vez, define el suministro de agua en las plantas, [Gómez y Guzmán, 1995]. Frere *et al*. [1974] destaca la radíación como el principal elemento climático por:

a. La cantidad de radíación solar recibida rige los procesos fundamentales que intervienen en la elaboración de materia orgánica medíante la fotosíntesis.
b. La cantidad de radíación solar recibida en cuál quier punto de la superficie terrestre y los subsiguientes intercambios de radíación de onda corta y larga entre la tierra y la atmósfera condicionan la temperatura local y las varíaciones estaciónales y anuales de esta temperatura, regulando de este modo la distribución de los cultivos en la superficie terrestre y también en gran medida la distribución de la superficie animal.
c. La radíación constituye la fuente fundamental de energía del ciclo hidrológico en la biosfera y ejerce gran influencia en las posibilidades agrícolas de cada región a través de las características de la lluvía, que a su vez está sujeta a la influencia, en las zonas tropicales como la nuestra, del movimiento aparente estaciónal del sol y de las consiguientes varíaciones de la distribución de radíación.

El planeta tierra es bañado continuamente por la radíación electromagnética, este nombre es debido a que esta forma de energía exhibe ambas propiedades, eléctricas y magnéticas [Moran y Morgan, 1991].

El mayor porcentaje del espectro de radíación está compuesto por los rayos infrarrojos seguido por la luz visible de la siguiente manera (Tabla 3).

Tabla 3. Distribución porcentual de la radíación emitida por el sol e interceptada por la tierra, [Heuveldop *et al.* 1986].

	Longitud de onda [λ]	Porcentaje de la energía total [%]
Rayos ultravioleta [UV]	0.2 μ - 0.63 μ	9
Radíación visible [luz]	0.37 μ - 0.76 μ	41
Rayos infrarrojos [IF]	0.77 μ - 3.00 μ	50

Ross [1975: Citado por Stigter, 1994] diferenció efectos térmicos, fotosintéticos y fotomorfogénicos de la radíación [incluyendo fotoperiodismo] en los cultivos según la tabla 4

a. Las radíaciones que están por encima de 1.0 micra, no presentan efectos específicos sobre las plantas, esta radíación es absorbida y transformada en calor y empleada en procesos bioquímicos.
b. La radíación entre 1.0 y 0.71 micras, tiene efectos específicos de elongación en las plantas, el infrarrojo lejano es también importante para el fotoperiodismo, germinación de las semillas, control de la floración y coloración de los frutos.
c. La radíación entre 0.72 y 0.61 micras, es una banda fuertemente absorbida por la clorofila b. Tiene fuertes efectos en la actividad fotosintética, y en muchos casos presenta gran influencia en el fotoperiodo.

Tabla 4. Longitudes de onda de la radíación y su importancia en las plantas [Ross, 1975: Citado por Stigter, 1994].

Tipo de radíación	Región espectral [μ]	Porcentaje de energía radíada por el sol	Efectos de la radíación en la vida de las plantas		
			Termal	Foto-síntetica	Foto-morfogénica
Ultravioleta	0.29-0.38	0-4	Insignificante	Insignificante	Moderada
Radíación fotosintética-mente activa [RFA]	0.38-0.71	31-46	Significante	Significante	Significante
Infrarrojo cercano	0.71-4.0	50-79	Significante	Insignificante	Significante
Radíación de onda larga	3.0-100	---	Significante	Insignificante	Insignificante

d. La radíación entre 0.61 y 0.51 micras, este región tiene bajos efectos fotosintéticos en el verde, y débil actividad formativa.
e. La radíación entre 0.51 y 0.40 micras es esencialmente la región fuerte de la clorofila b, y la absorción por pigmentos amarillos. Es una región de fuerte actividad fotosíntetica en el azul-violeta, y de fuertes efectos formativos.

f. La radíación entre 0.40 y 0.315 micras es una bada de efectos formativos, las hojas se vuelven delgadas y las plantas cortas.
g. La radíación entre 0.315 y 0.28 micras es una zona detrimental para muchas plantas
h. La radíación por debajo de 0.28 micras es una radíación que rápidamente mata las plantas [Chang, 1974].

2.5 Algunos Conceptos Básicos

La radicación solar es el proceso de transmisión de la energía del sol en el espacio, realizada por medio de ondas electromagnéticas, medida en micras (μ), según Heuveldop *et al.* [1986]. Un micrometro (μ) es equivalente a $1x10^{-6}$ mm

La radíación solar es una emisión de ondas cortas con longitudes de onda que fluctúan entre 0.2 μ y 3.0 μ, que constituyen el 99% de la energía irradíada, las longitudes de onda mayores a 3.0 μ se consideran como de onda larga. Según Heuveldop *et al.* [1986], la radíación de la tierra es de onda larga, concepto que se aplicará en el balance de radíación.

Todo cuerpo que tenga una temperatura superior a *cero* grados kelvin (-273ºC) emite radíación, tanto mayor sea la temperatura del cuerpo tanto mayor es su energía irradíada, este principio es aplicado en la ley de *Stefan Boltzman,* concepto que se desarrollará más adelante. Rosenmerg, [1974], presenta en el estudio de la radíación los siguientes conceptos:

2.5.1 Densidad de flujo radíante

La densidad de flujo radíante se define como la cantidad de energía recibida por unidad de superficie en una unidad de tiempo. En meteorología comúnmente se usa cal $cm^{-2}min^{-1}$ o langley min^{-1}(Tabla 5), las siguientes son las unidades más empleadas:

$$\begin{aligned} 1 \text{ Langley min}^{-1} &= 4.19 \times 10^{7} \text{ erg cm}^{-2} \text{ min}^{-1} \\ &= 6.97 \times 10^{-2} \text{ W cm}^{-2} \\ &= 3.687 \text{ Btu ft}^{-1} \text{ min}^{-1} \\ &= 698 \text{ Wm}^{-2} \\ &= 1 \text{ cal cm}^{-2}\text{min}^{-1} \end{aligned}$$

Tabla 5. Factores de conversión para la radíación [Allen et al. 1998].

	Multiplicar por				**Equivalentes en evaporación**
	$MJ.m^{-2}d^{-1}$	**$J.cm^{-2}d^{-1}$**	**$Cal.cm^{-2}d^{-1}$**	**$W.m^{-2}$**	**$mm.d^{-1}$**
1 $MJ.m^{-2}d^{-1}$	1	100	23.9	11.6	0.408
1 $Cal.cm^{-2}d^{-1}$	$4.1868.10^{-2}$	4.1868	1	0.485	0.0171
1 $W.m^{-2}$	0.0864	8.64	2.06	1	0.035
1 $mm.d^{-1}$	2.45	245	58.5	28.4	1

2.5.2 Cuerpo Negro

Un cuerpo cuyas radíaciones son emitidas a la máxima intensidad posible, para cada longitud de onda es considerado un "Cuerpo negro". Todo cuerpo negro puede absorber completamente toda la radíación incidente sobre él. El cuerpo negro es físicamente ideal, perfecto emisor y perfecto para absorber.

2.5.3 Emisividad

Se define como el radio de la emitansia de una superficie dada a una longitud de onda específica y temperatura emitida de un cuerpo negro ideal a la misma longitud y temperatura. Se conoce con el signo **ε.**

2.5.4 Absorbitividad

Se define como el radio de la cantidad de energía absorbida del total de la energía incidente sobre una superficie. Se conoce con la letra a. Para un cuerpo negro $\varepsilon = a = 1.0$, y para un cuerpo blanco $\varepsilon = a = 0.0$. La vegetación tiene emisividades de cerca de 0.97 a 0.99.

Rosemberg [1974] establece las siguientes relaciones básicas: La longitud de onda de la radíación electromagnética esta dada por:

$\lambda = C/V$ ----------/1/

En donde:
λ = Longitud de onda, es la distancia entre puntos consecutivos similares en un tren de ondas.
V = La frecuencia, es el número de vibraciones o ciclos por segundo
C = La velocidad

El periodo de tiempo (T) de una vibración es igual a 1/V, y el número de ondas [b] o longitudes de onda es igual a $1/\lambda$.

$T = 1/V$
$b = 1/\lambda$ ---------- /2/

Todas las ondas víajan a la misma velocidad "C" en el espacio vacío. Cuando ellas víajan en un medio la velocidad varía con la frecuencia.

La frecuencia es el número de crestas que pasan o dan a un punto en un periodo específico de tiempo, usualmente 1 segundo, [Moran y Morgan, 1991]. El paso de una onda completa es llamado un "ciclo", y la frecuencia de un ciclo es llamado un Hertz (HZ).

La frecuencia es inversamente proporcional a la longitud. La varíación de la velocidad "c" con la frecuencia es conocida como dispersión.

$f = 1/\lambda$ ---------- /3/

La longitud de onda máxima se puede estimar de la siguiente manera:

$\lambda_{máx}$ = 2.880/[Temperatura absoluta ºK] ---------- /4/

2.6 Leyes de la Radíación

2.6.1 Concepto de partícula de Planck

La radíación electromagnética consiste en un flujo de partículas o cuanto. Cada partícula contiene energía (E), la cuál está determinada por la ecuación (5):

E = h * f ---------- /5/

En donde:
h = Constante de Planck, $6.626*10^{-34}$ joules/seg.
f = Corresponde a la frecuencia (número de ondas que pasan por un punto específico en un intervalo de tiempo dado). Mientras mayor sea la frecuencia (f), mayor será el contenido de energía del cuanto, [Colón y Rodríguez, 1996].

2.6.2 Ley de Kirchoff

Un cuerpo que reciba radíación puede absorberla (a), reflejarla (r) o transmitirla (t), la suma de estos factores es siempre igual a 1.

$a[\lambda] + r[\lambda] + t[\lambda] = 1$ ---------- /6/

Kirchoff establece que la absorbitividad de un material a una longitud de onda específica es igual a la emisividad para la misma longitud de onda.

$a[\lambda] = E[\lambda]$ ---------- /7/

En la práctica los parámetros “t y r” son medidas; y “a y E” son calculados.

2.6.3 Ley de Stefan Boltzman

Un cuerpo negro a temperatura absoluta T_1, colocado en un recinto a una temperatura absoluta T_2, gana o pierde energía a una tasa dada.

$\Delta E = \sigma[T_1^4 - T_2^4]$ ---------- /8/

En donde:
σ = Una constante con valor de $5.67*10^{-5}$ erg cm^{-2} seg^{-1} $ºK^{-4}$

La intensidad de flujo "I" de la radíación para un cuerpo negro es una función de la cuarta potencia a su temperatura absoluta.

$$I = \sigma T^4 \quad \text{----------} \quad /9/$$

2.6.4 Ley del coseno de Lambert

La intensidad de la radíación emitida en una dirección por la superficie de unidad de radíación varía con el coseno del ángulo entre la normal de la superficie y la dirección de la radíación, [Rosenberg, 1974].

2.7 Constante Solar

Es la cantidad de energía recibida en la distancia medía entre el sol y la tierra, con un valor de 1,370 $W.m^{-2}$ [1.96 cal cm^{-2} min^{-1}]. La atmósfera absorbe y dispersa selectivamente la radíación solar, modificando el flujo y la calidad del espectro que incide en la superficie terrestre. La magnitud de este fenómeno depende de la masa relativa de la atmósfera. [Bonhommer, 1993: Citado por Jaramillo, 1999]

2.8 Distribución de la Radíación Solar en la Atmósfera

La radíación solar se modifica a través de la atmósfera dispersando los rayos directos, de la siguiente forma: La absorción del ultravioleta y el azul por el ozono; la faja visible es absorbida por el oxígeno; el infrarrojo es absorbido por el dióxido de carbono, vapor de agua otros gases y por pequeñas moléculas de polvo presentes en la atmósfera, [Jaramillo, 1999].

En la trayectoria hacia la tierra, la radíación electromagnética es reflejada, absorbida y/o transmitida, [Rosenberg, 1974; Colón y Rodríguez, 1996].

La radíación difusa es la radíación dispersada y redistribuida a otras regiones del cielo antes de salir a la atmósfera o alcanzar la superficie terrestre**.** ***La radíación directa*** es aquella radíación que no presenta modificaciones al pasar por la atmósfera por efecto de sus componentes. La suma de las cantidades de radíación difusa y directa se denomina ***radíación global***, esta radíación es de onda corta con rangos espectrales comprendidos entre los 300 y 3000 nanómetros, [Becker y Weingarten, 1991: Citados por Jaramillo, 1999].

Los registros de la ***radíación solar global*** que inciden sobre una superficie horizontal, son necesarios para diferentes aplicaciones en campos tales como la agricultura, arquitectura, hidrología, ingeniería de colectores solares y meteorología, entre otros. Sin embargo, varías de estas aplicaciones requieren la separación de la radíación en sus componentes *radíación directa* y *radíación difusa*. Medidas directas de radíación directa son escasas y en general se requiere de la estimación de una de ellas y la otra componente se calcula medíante diferencia con la *radíación solar global*, [Aragón *et al.* 1996].

La energía incidente en la estratosfera se modifica durante el paso a través de la atmósfera por los siguientes procesos (figura 10):

a. La **Reflexión** de las nubes, es la proporción de la energía reflejada y se conoce como ***albedo***, es la fracción de energía reflejada con respectro a la energía incidente; para la tierra tiene un valor medio próximo al 35%.

b. **Difusión y absorción** de la radíación debida a las moléculas del aire, el agua y el polvo atmosférico.

c. El **Albedo** es la capacidad de reflexión que tiene una planta, está relacionado con la naturaleza del cuerpo, es el indicador de la mayor o menor eficiencia que puede tener un cultivo para absorber energía, y en consecuencia la mayor o menor acumulación de materia seca. En la tabla 6 se presenta el valor del albedo para algunos cultivos de importancia económica.

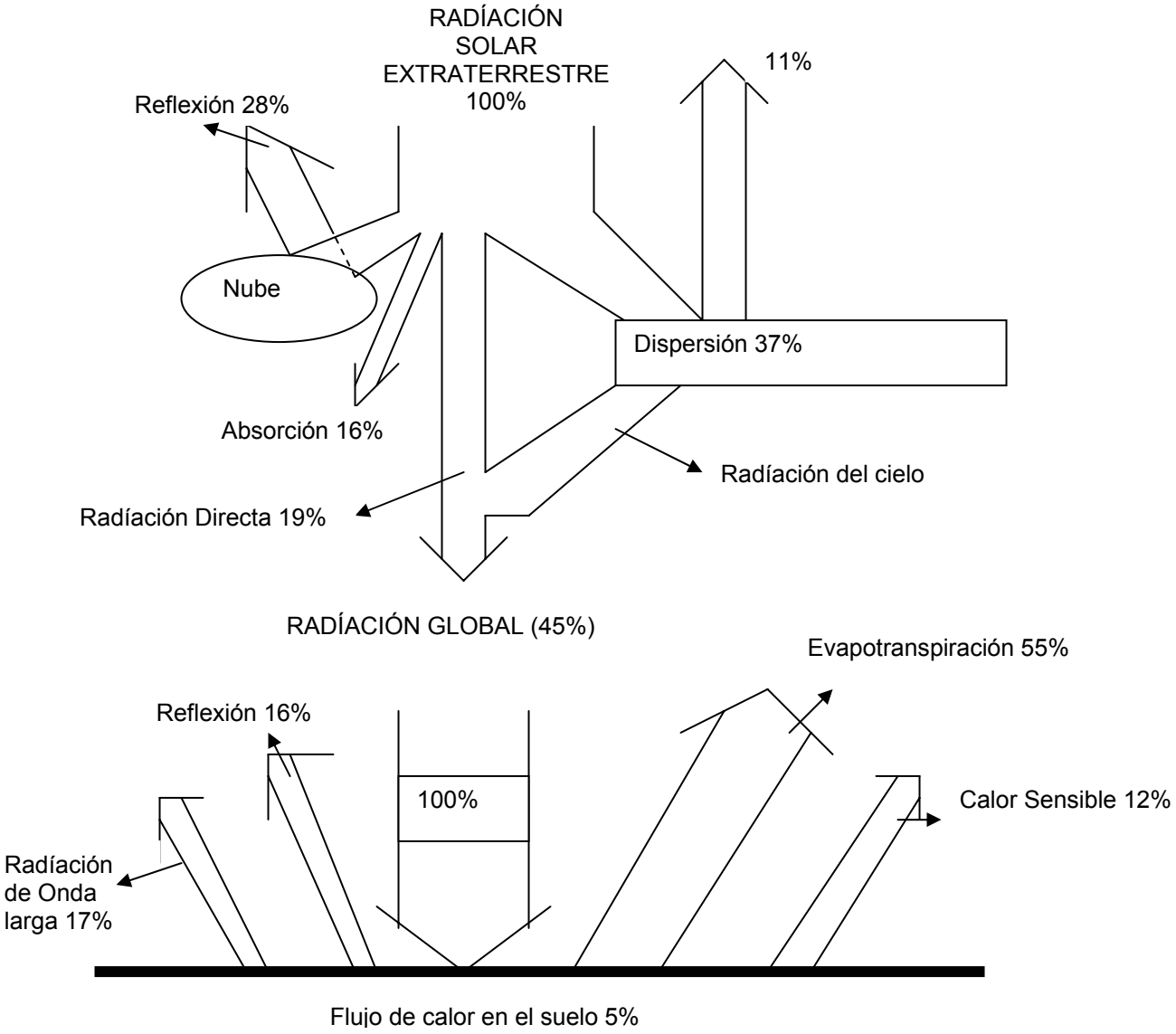


Figura 10. Flujos de radíación solar a lo largo de la atmósfera, [Giraldo, 1989; Merva, 1995].

Reflectividad y Albedo: El término *albedo* generalmente ha sido empleado para denotar la *reflectividad* de parte del espectro electromagnético de la longitud de onda corta; Monteith [1959]: Citado por Chang [1974] propuso para eliminar la confusión que el *albedo* involucra exclusivamente a la luz visible, y el término de coeficiente de *reflectividad* la totalidad de la

radíación de onda corta. La reflectividad de la totalidad de longitud de onda corta puede medirse con intrumento como pirheliómetro.

La reflectividad de las hojas varía con la longitud de onda, mostrando un mínimo en la mitad del espectro visible, y un máximo cerca del infrarrojo. En el infrarrojo cercano las hojas presentan cero reflectividad. En general, el albedo visible de la vegetación es más pequeño que el coeficiente de reflexión total. Por ejemlo la reflectividad en maíz puede varíar del 40% en el infrerojo cercano al 7% en el espectro visible, [Allen y Brown, 1965: Citado por Chang, 1975]. La reflectividad generalmente aumenta con la brillantez de la superficie. El coeficiente de reflexión de la superficie de un cultivo depende de:

Tabla 6. Albedo para algunos cultivos de importancia económica [Rosenberg 1974; Giraldo, 1989].

Cultivo	**Albedo (%)**
Alfalfa	20-25
Algodón	17-25
Bosque	3-10
Bosque de Eucalipto	20
Bosque Tropical	15
Caña	5-18
Cebada	20
Cítricos	17
Confieras	12-16
Espinaca	24-28
Granos	15-25
Piña	5-8
Pradera	15-27
Pasto Verde Seco	25-35
Pasto Verde Mojado	15-20
Nieve fresca	80-85
Nieve vieja	42-70
Suelo arcilloso seco	20-35
Suelo arenoso seco	25-45
Forestales desiduos	15-20
Forestales de confieras	10-15

- El color
- La condición de humedad
- La densidad del cultivo
- El arreglo de las hojas
- El ángulo solar

2.9 Aprovechamiento de la energía solar

El sol es el origen de todas las formás de energía existentes sobre la tierra, salvo la energía nuclear, la energía derivada del calor interno de la tierra y la energía de las mareas.

La energía solar se puede aprovechar de la siguiente manera:

a. De manera directa:

- **Conversión térmica:** Medíante unos captores apropiados, la energía solar calienta una masa de agua o de aire; el calor captado es almacenado y posteriormente utilizado.
- **Conversión fotovoltaica:** Este método se basa en la propiedad que tienen algunos materiales para absorber energía luminosa y convertirla directamente en energía eléctrica.

b. De manera indirecta:

- **Conversión fotosintética:** Las plantas aprovechan la energía solar para transformar la materia inorgánica en orgánica. Esta materia orgánica se utiliza como alimento y como combustible.
- **Energía eólica:** La energía eólica debida al viento tiene su origen en la energía solar, puesto que los vientos son movimientos de las masas de aire originados como consecuencia de un desigual calentamiento de esas masas de aire que se asientan sobre la superficie terrestre. La energía eólica se transforma en energía mecánica o en energía eléctrica.
- **Energía hidráulica:** La energía hidráulica que se basa en la energía potencial de una masa de agua situada a cierto nivel, tiene también su origen en la energía solar, ya que la precipitación no sería posible sin la evaporación de las masas de agua originadas por el calor del sol, [Fuentes, 1989].

2.10 El brillo solar

El término brillo solar está referido a la brillantes que da el disco solar en relación con un fondo de luz difusa en el cielo. La duración del brillo solar desde los iniciós de los diferentes servicios meteorológicos en el mundo se ha medido con un instrumento denominado Heliógrafo tipo Campbell – Stokes, el cuál a través de una esfera de vidrio concreta los rayos provenientes del sol y produce una quemadura sobre una gráfica, [Guzmán y Gómez, 1997].

El brillo solar se basa en la radíación solar y sólo empieza a registrarse cuando ésta ultima alcanza valores, de entre 100 y 200 Wm^{-2}. Esta situación ha llevado a encontrar diferencias hasta de un 20% en los totales mensuales obtenidos en diferentes Heliógrafos. Con el fin de superar estas discrepancias y a la vez normalizar los datos de la duración del brillo solar, la Organización Mundíal de Meteorología (OMM) ha adoptado 120 Wm^{-2} como el valor límite por encima del cuál se inician los registros, [Guzmán y Gómez, 1997].

La información del número de horas de brillo solar tiene aplicaciones en diversos campos como diseño y orientación de edificaciones en distintas condiciones climáticas, construcción de paneles

solares, estimación de la radíación solar global y la radíación difusa, fonología y zonificación de cultivos, regionalización climática entre otras, [Guzmán y Gómez, 1997].

El territorio continental de Colombia está situado en la zona Tropical entre los 04º de latitud Sur y los 12º30' de latitud Norte, posición que determina una alta disponibilidad de radíación astronómica y días solares aproximadamente iguales, [Chávez y Jaramillo, 1997].

Los estudios realizados por Bernal [1989], Rodríguez y González [1992] y Simbaqueva *et al.* [1986] en Colombia muestran que la región de mayor brillo solar es la península de la Guajira, con valores entre los 2800 a 3000 horas/año. Los valores más bajos se observan en la región sur occidental de Colombia [Mocoa-Putumayo] y del pacífico con 800 a 1000 horas/año [Citados por Chávez y Jaramillo 1997].

Bernal [1989]: Citados por Chávez y Jaramillo, [1997] demuestra una clara influencia de la altitud sobre el brillo solar, determinada por la nubosidad dentro de las diferentes conformaciones fisiográficas que dominan el país como son las cuencas de los ríos Patía, Cauca y Magdalena, las llanuras del Atlántico y del Pacífico y la región oriental con las llanuras de Orinoco y bosque Amazónico.

En la zona cafetera Colombiana, localizada en altitudes entre los 1000 y 2000 msnm, se presentan valores frecuentes de brillo solar entre 1600 y 1800 horas/año. [Jaramillo, 1987: Citado por Chávez y Jaramillo, 1997]. Según Chávez y Jaramillo, [1997], el comportamiento del brillo solar en Colombia debe asociarse con la circulación general de las masas de aire, en la cuál se destacan los tres siguientes sistemás de circulación atmosférica:.

a. Los alisios del norte (NE) en Colombia determinan las épocas de máximo brillo solar en los meses de Diciembre a Marzo, cuando alcanzan la máxima penetración en el continente. En las vertientes de las cordilleras los alisios se convierten en corrientes ascendentes que generan regiones de alta nubosidad y lluvía durante todo el año. Los alisios del NE se desplazan hacia la línea ecuatorial.

b. Los alisios del sureste (SE) que dominan la parte sur oriental del país hasta más o menos 8º de latitud norte, pero no pasan de la cordillera oriental hacia la occidental.

c. La zona de confluencia intertropical (ZCIT) que se origina por el encuentro de los alisios del noreste y del sureste y se desplazan hacia el norte o hacia el sur según la época del año y la ubicación del sol. El eje de esta franja de confluencia coincide con el Ecuador climático que atraviesa el país, entre más o menos dos y cinco grados de latitud norte [Oster, 1979; Trojer, 1968: Citados por Chávez y Jaramillo, 1997]. En el Capítulo 9 se ampliará más el concepto de ZCIT.

Para dos localidades de la zona cafetera Colombiana Guzmán y Gómez, [1997] encontraron que la relación entre el número de horas de brillo solar mensual y la lluvía mensual caída durante el día era lineal negativa.

Baldión y Guzmán [1998], reportan para una localidad de la zona Cafetera Colombiana (estación Naranjal) que la distribución del brillo solar es bimodal y opuesta a la lluvía.

2.11 Estimación de la radíación y el brillo solar

La radíación solar global se puede medir directamente con un instrumento llamado Piranómetro y el brillo se puede medir directamente con un instrumento llamado heliógrafo, el piranómetro no es de uso frecuente en muchas de las estaciónes meteorológicas del pais, pero si esfrecuente encontrar heliógrafos.

Davies, [1965], Glover y McCulloch [1958] y Rees [1968]: Citados por Gómez y Guzmán 1995] han estudíado la relación empírica entre las horas de brillo solar y la radíación solar global. Ángstrom [1924]: Citado por Gómez y Guzmán 1995] fue el primero en sugerir que existe una relación lineal entre el índice de radíación solar (radíación medida en un día totalmente despejado) y el índice de brillo solar (medido como brillo solar máximo posible astronómicamente). Se utiliza con frecuencia esta ecuación con algunas modificaciones, para estimar la radíación solar en diferentes partes del mundo.

$$Rg/Ra = a + b\ [n/N] \quad /10/$$

En donde:
Rg = Radíación solar global díaria medida en el lugar [lecturas piranómetro]
Ra = Radíación astronómica posible medida en la capa límite de la atmósfera.
n = Número de horas en que brillo el sol en el lugar [medidas del heliógrafo]
N = Máximo número de horas de brillo solar díarias, astronómicamente posibles.
a y b = Coeficientes específicos de la región [tabla 7].

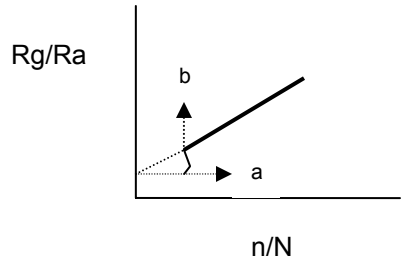


Figura 11. Relacion entre radíacion global/astronómica y brillo solar observado/astronómico.

2.12 Radíación rendimiento y fenología de los cultivos

La utilización eficiente de la radíación por parte de las hojas depende de 4 factores a saber:

1. Parte de la radíación incidente es reflejada y solamente la radíación visible es fotosintéticamente activa.
2. La cantidad requerida para la fotosíntesis es alta.
3. La saturación de luz es rechazada para días cortos o días completamente soleados

4. La respiración reduce la fotosíntesis, [Chang, 1974].

Tabla 7. Valores de **a** y **b** para diferentes sitios del mundo [Gómez y Guzmán, 1995]

Fuente	Localidad	Latitud [°]	Altitud [m]	a	b
Prescott [1940]	Canberra, Australia	35 S	610	0.25	0.54
Penman [1948]	Rothamted, Inglaterra	52 N	200	0.18	0.55
Black [1954]	Estocolmo, Suecia	59 N		0.22	0.52
Clover y McCulloh [1958]	Varías	0-60 N		0.29	0.52
Baier y Robertson [1965]	Edmonton, Canadá	52 N		0.25	0.52
Davies [1965]	Africa Occidental	5-15 N		0.19	0.60
Stanhill [1965]	Israel	31 N	34	0.36	0.43
Monteith [1966]	Lerwick, Inlaterra	60 N	82	0.23	0.56
Robertson [1971]	Los Baños, Filipinas	15 N		0.24	0.54
Selirio et al [1971]	Guelph, Canadá	43 N	334	0.23	0.57
Mota et al [1977]	Piracicaba, Brasil	22 S	580	0.30	0.42
Mooley [1962]	Gembloux, Bélgica	50 N	160	0.15	0.54
Mooley [1962]	Versalles, Francia	48 N	50	0.23	0.50
Baker y Haimes [1969]	Lincoln, U.S.A	40 N		0.19	0.54
Hanna y Sian [1981]	Cawood, Inglaterra	53 N	8	0.215	0.550
Frere et al [1975]	Zona Andina Suramericana	4 N		0.29	0.42
Hu y Lim [1983]	Camerún highlands, Malasia	4 N	1472	0.24	0.49
Simbaqueva et al [1986]	Bogotá, Colombia		2546	0.23	0.52
Turton [1987]	Trópico húmedo	19 S- 22 N	6-2556	0.30	0.40
Jaín y Jaín [1988]	Zambia	8-17 S	570-1673	0.240	0.513
Feuillard y Abillon [1989]	Duclos, Guadalupe	16 N	120	0.24	0.50
Raja y Twidell [1990]	Pakistán	24-36 S	994	0.335	0.367
Luhanga y Andringa [1990]	Sebele. Botswana	24 S	476	0.221	0.516
Samuel [1991]	Colombo, Sri Lanka	6 N		0.28	0.27
Frangi *et al* [1992]	Niamey, Níger	13 N		0.286	0.388
Gómez y Guzmán [1994]	Cenicafé, Colombia	5 N	1310	0.260	0.506
Fiere y Popov	Zona frías y templadas			0.18	0.55
Fiere y Popov	Zonas tropicales secas			0.25	0.45
Fiere y Popov	Zonas tropicales húmedas			0.29	0.42

La penetración de la luz [cuál itativa y cuantitativa] en el dosel de los cultivos es de gran importancia ecológica. En muchos cultivos puede ocurrir una situación donde la penetración de la luz resulte inadecuada y esto resulte un factor principal que causa una reducción en los rendimientos de los cultivos [Figura 12], según Colón y Rodríguez [1996].

El conocimiento de la estructura del dosel, así como de su interacción con la radíación solar, constituye la base de la simulación de la fotosíntesis de la planta. Estos modelos, en combinación con aquellos relacionados con la interceptación de radíación, proporcionan una herramienta muy útil para el entendimiento y predicción del crecimiento de los cultivos. [Botte y Loomis 1991, Clayton *et al.* 1993, Johnson y Lakso, 1991, Lakso y Musselman, 1976: Citados por Castillo *et al.* 1996]

Según Chang [1974], una manera de mejorar la eficiencia de la radíación por parte de los cultivos es: (a) Incrementando la cobertura de las hojas; (b) Manejando los suministros de agua, la incidencia de enfermedades e insectos comedores de hojas; y (c) Lograr temperaturas adecuadas.

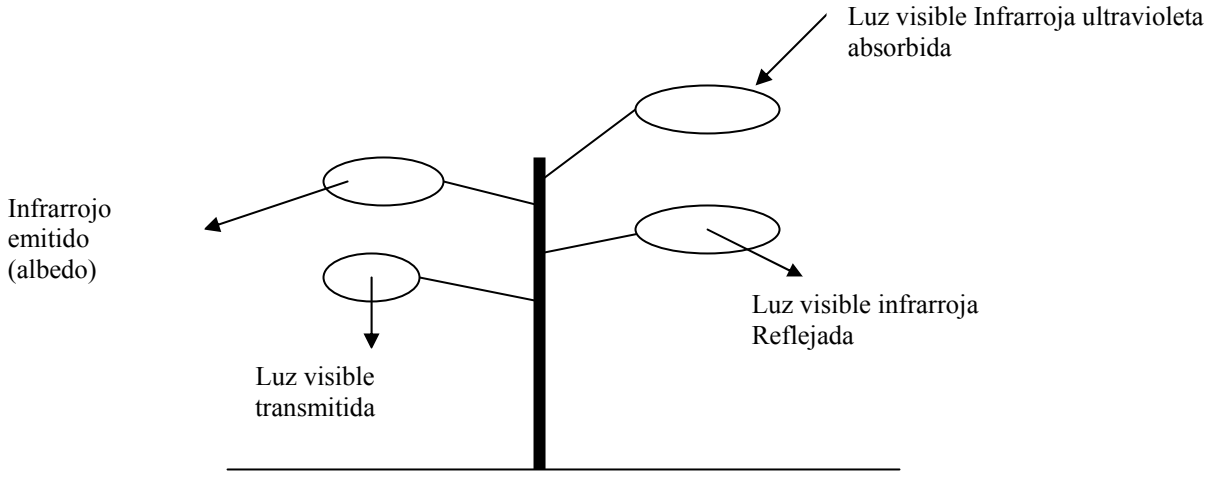


Figura 12. Flujos de radíación en un cultivo, [Colón y Rodríguez, 1996].

De acuerdo con Shibles [1983: Citado por Castillo *et al.* 1996], los modelos de productividad predicen que las tasas de fotosíntesis neta del dosel de un cultivo y la producción podrán ser incrementados sustancialmente con un arreglo más erectófilo de un cultivo, el cuál permita una mayor penetración y una distribución más uniforme de la radíación fotosintéticamente activa [RFA].

Un cultivo con distribución erectófila y con un índice de área foliar [IAF] bajo, se puede presentar una considerable pérdida de radíación. [Castillo *et al.* 1996]. La radíación es el motor de la fotosíntesis. Para reducir 1 mol de CO_2 se requiere cerca de 112,000 calorías, un cuanto está constituido con una energía constante de 41,000 calorías por mol. Entre 8 y 20 cuantos son necesarios para reducir 1 mol de CO_2. Diez moles de cuantos absorbidos por la clorofila suplen cerca de 520 kilogramos /caloría. La reducción de 1 mol de CO_2 en el nivel de la captura material y almacenamiento solamente da 105 kilogramos / caloría.

La eficiencia de la fotosíntesis básica es = [105/502] = 20%.

Asumiendo pérdidas de radíación por reflexión y transmisión del 15%, y que la energía en el espectro visible es del 41%, la eficiencia máxima es:

Eficiencia fotosintética máxima = 0.20 * [1-0.15] * 0.41 = 0.0697 ≅ 7%

Esto quiere decir que aproximadamente el 7% de la radíación total incidente es empleada en fotosíntesis, [Chang, 1974].

2.12.1 Fotoperíodo y fotoperiodismo

La longitud del día es conocida como el fotoperíodo y la respuesta de la plantas al desarrollo del fotoperíodo se conoce como fotoperiodismo. El fotoperiodismo tiene efectos en:

- Formación de estructuras y floración
- Fructificación
- Semillado
- Periodo vegetativo
- Formación de tubérculos y bulbos
- Características de los tejidos
- Emisión de hojas
- Formación de pigmentos, pubescencia y desarrollo de raíces.

De acuerdo al fotoperíodo las plantas se clasifican en:

a. *Plantas de días largos*: Son aquellas que florecen sólo bajo la presencia de días largos de 14 horas o más.
b. *Plantas de días cortos*: Son aquellas en las cuál es la floración es inducida por periodos cortos de menos de 10 horas.
c. *Plantas neutrales*: Son aquellas que pueden conformar su floración bajo diferentes periodos de iluminación. La varíación para cada planta es particular por ejemplo, la fresa es de días cortos para el proceso de iniciación floral, pero es una planta de días largos para la formación de frutos; en el caso de la soya requiere de periodos cortos continuos.

En la tabla 8, se presentan las principales características de los cultivos de acuerdo al fotoperíodo. En las zonas tropicales, pequeñas diferencias en el fotoperíodo son un factor limitante en el desarrollo de los cultivos, [Njoku, 1959, citado por Chang, 1974].

El fotoperiodismo es útil en: a] La selección de plantas y variedades; b] Horticultura bajo irradíación artificial para el control de la floración; y c] Incrementos de producción bajo invernadero.

2.13.2 Radíación fotosintéticamente activa (RFA)

La RFA es la radíación de la banda de onda entre 400 a 700 nm. Las unidades de RFA son en $\mu mol\ m^{-2}s^{-1}$. Esta unidad equivale al número de fotones sobre una superficie por unidad de tiempo.

El rango de RFA va desde 0 (**oscuridad**) a 2000 $\mu mol\ m^{-2}s^{-1}$ (**pleno sol**: al medio día en el mes de Junio sin nubosidad). Estas medidas se refieren a la intensidad de la luz. Cuando una fuente de luz produce mayormente luz roja y azul se designa como de buena calidad. Mientras que si contiene menos luz roja y azul su calidad es menor como fuente de luz para correr el proceso fotosintético, [Colón y Rodríguez; 1996].

Blackman [1978: Citado por Castillo *et al*. 1996] propuso que unos de los arreglos del dosel más eficiente para la producción de materia seca es aquel que posee hojas bastante erectas en las capas superiores y llega a ser progresivamente más horizontal en la profundidad.

Tabla 8. Respuesta de algunas plantas al fotoperíodo [Chang, 1974].

Especies	Clase de fotoperíodo y período de luz	Especies	Clase de fotoperíodo y período de luz
utales y Vegetales		**guminosas y otros**	
Alcachofa [Helianthus sp]	s, N	Alfalfa [Medicago sativa]	l
Frijol [Phaseolus sp]	N,S	Remolacha azúcarera [Beta vulgaris]	L
Remolacha [Beta sp]	l	Trébol [Trifolium spp]	l
Repollo [Brassica sp]	l	Algodón [Gossypium sp]	N,s
Achicoria [Cichorium sp]	L	Soya [Glysine max]	S,s
Zanahoria [Daucus sp]	N	Tabaco [Nicotiana tabacum]	N
Apio [Apium sp]	N		
Pepino [Cucumus sp]	N		
Lechuga [Lactuca sp]	l	**ıntas ornamentales**	
Cebolla [Allium sp]	l,s,N	Rosa de siria [Hibiscus syriacus]	L [> 12 h]
Arveja [Pisum sp]	N,l	Aster [Callistephus chinensis]	l
Pimentón [Capsicum sp]	N,s	Azalea [Rhododendron sp]	N
Papa [Solanum sp]	L,s,N	Begonia [Begonia sp]	N
Rabano [Raphanus sp]	L	Cactus [Zygocatus truncatus]	s
Espinaca [Spinacia sp]	L [> 13h]	Crisantemos [Chrysanthemun frutescens]	L
Fresa [Fragaria sp]	S [< 10 h]	[C. indicum]	S [< 15 h]
Papa dulce [Ipomoea sp]	S	Gardenia [Gardenis jasminoides]	N
Tomate [Lycopersicon sp.]	N,l,s	ETPunia [ETPunia hybrida]	l
Nabo [Brassica sp]	l	Violeta [Viola papilionacea]	S [< 11 h]
amíneas			
ıíz [Zea mays]	N,s		
Avena [Avena sativa]	L [> 9 h]		
Pasto orchorro [Dactylis glomerata]	L [> 12 h]		
Arroz [Oryza sativa]	N		
Pasto Raygrass [Lolium perenne]	L [> 9 h]		
Sorgo [Sorghum vulgare]	l		
Caña de Azúcar [Saccharum officinarum]	s		
Trigo de primaverá [Triticum aestivum]	l		

Cuando se encuentra más de un símbolo, quiere decir que para cada característica varietal requiere diferente longitud de día.

L= Longitud del día requerido; **l** = longitud del día favorable; **IM** = Intermedio
S = Requiere de días cortos; **s** = Días cortos favorables; **N** = Día neutral.

Nobel y Long [1986: Citados por Castillo *et al.* 1996] establecen que, cuando el índice de área foliar (IAF) es mayor de 3, los doseles con hojas erectas en la parte superior y horizontales hacia la base, tienden a tener mayores productividades que doseles con inclinaciones de hojas al azar o uniformes; esto ocurre gracias a que este tipo de arquitectura maximiza la disponibilidad de radíación fotosintéticamente activa (RFA) para la fotosíntesis, a través del perfil de la planta.

2.13.3 Coeficiente de extinción (K)

El coeficiente de extinción (K) de un cultivo determina la tasa a la cuál la radíación solar es absorbida por unidad de área foliar. Existen diferentes coeficientes de extinción para la *radíación directa y difusa,* [Castillo *et al.* 1996].

El coeficiente de extinción de un cultivo sirve para determinar la absorción de radíación fotosintéticamente activa [RFA] de un cultivo, según Monsei y Saeki [1993]: Citados por Castillo *et al.* [1996].

$$Ia = -dl/dL = [1.0-r]* Io* e^{-[k * IAF]} \quad /11/$$

En donde:

Ia = Radíación fotosintéticamente activa (RFA) dentro de la planta, hasta un índice de área foliar acumulado desde la parte superior de la planta (Jm^{-2}hoja s^{-1}).

dl/dL = Flujo de radíación fotosintéticamente activa por unidad de área foliar.

r = Albedo.

Io = Radíación fotosintéticamente activa incidente en la parte superior del cultivo, ($Jm^{-2}s^{-1}$).

IAF = Índice de área foliar del cultivo (m^2 hojas/ m^2 suelo).

K = Coeficiente de extinción o tasa de absorción solar de la radíación por la planta.

En caso de tener plantas distribuidas en el campo, cuyos doseles no son continuos, se emplea el modelo de Jakson y Palmer [1979]: Citado por Castillo *et al.* [1996].

$$T = T_f + [1-T_f]\, e^{-k * IAF'} \quad /12/$$

En donde:

T = Transmisividad total.

T_f = Flujo de RFA transmitida directamente al suelo, entre los árboles.

$1-T_f$ = Radíación transmitida a través del dosel.

IAF = Índice de área foliar (área de hojas/ área de terreno).

L′ = L / [1-Tf]

2.13 Influencia térmica de la atmósfera

A. El calor solar tiene importancia en:

1. Fenómenos atmosféricos [existencia de la atmósfera]
2. Presencia del vapor de agua [neblinas, nubes, precipitación]
3. Causante de todas las diferencias de temperatura que se producen en la superficie de la tierra
4. La existencia de los vientos

B. Tiene influencia sobre las partículas sólidas:

1. Reflexión y absorción de calor

C. Influencia de las gotas de agua y de las nubes

1. Las gotas de agua tienen forma esférica, superficie brillante y gran transparencia, y absorben grandes cantidades de calor.
2. Las nubes reflejan gran parte de los rayos solares, y absorben y se calientan, para ser irradíado en todas las direcciones, también emplean energía para la evaporación, además sirven de amparo térmico, ya reflejan la radíación de onda larga y la devuelven a la tierra.
3. Influencia del aire puro y seco: Entre todos los gases que componen el aire, la influencia térmica del "*anhídrido carbónico*" es la más importante, ejerce una absorción selectiva sobre los corpúsculos de calor 12-16μ. La reducción de la cantidad de calor solar que llega a la superficie de la tierra, debido a la presencia de este gas, puede estimarse en 10%.

2.14 Mecanismos de transporte de energía

2.14.1 Conducción

La conducción ocurre dentro de la sustancia o entre sustancias que están en contacto físico directo; la energía cinética de los átomos o moléculas (calor) es transferida por colisiones entre moléculas y átomos vecinos. Por ejemplo el transporte de calor en una varilla metálica.

2.14.2 Convección (Advección)

Se de define como el transporte de calor dentro de un fluido por el movimiento del fluido mismo; en la atmósfera ocurre como consecuencia de la diferencia de la densidad del aire. El calor es transportado verticalmente de regiones más calientes (aire menos denso) a regiones más frías. El transporte horizontal de masas de aire se conoce como **advección**.

2.14.3 Radíación

Es el transporte de la energía por medio de ondas electromagnéticas a la velocidad de la luz. A diferencia de la conducción o convección [advección] no se requiere la presencia del medio físico y puede ocurrir en el vacío, [Jaramillo, 1999].

2.14.4 Calor latente

Ese término corresponde a la parte de energía incidente que se transforma en calor latente de vaporización con objeto de suministrar energía para la evaporación del agua de las superficies liquidas libres o del suelo y para la transpiración de la vegetación.

2.15 Balance de Radíación

El balance de radíación, es la relación entre la radíación de *onda corta* que entra a la tierra, y la radíación de *onda larga* que sale de la misma, y expresa en calorías por centímetro por día (cal cm^{-1} $día^{-1}$), y se define como la cantidad de energía que recibe una superficie en un tiempo determinado, matemáticamente se expresa de la siguiente manera:

$$Rn = Rc + Rl \quad \text{/13/}$$

En donde:
Rn = Radíación neta
Rc = Radíación de onda corta
Rl = Radíación de onda larga

Tanto la radíación de onda corta (Rc) como la de onda larga (Rl) tiene su propio balance asi:
El balance de onda corta es igual a:

$$Rc = K\uparrow + K\downarrow \quad \text{/14/}$$

$$K\downarrow = K\uparrow * \alpha \quad \text{/15/}$$

Según Jaramillo [1986]:

$K\uparrow$ = Densidad de flujo de radíación solar global de onda larga.

$K\downarrow$ = Densidad de flujo de radíación solar global de onda corta [Rg].
α = Albedo

$$Rg = RD + Rd \quad \text{/16/}$$

En donde:
Rg = Radíación global de onda corta [La que entra a la atmósfera]
RD = Radíación directa [La que produce brillo solar]
Rd = Radíación difusa [No alcanza a quemar el papel del heliógrafo]

Radíación solar global se determina a partir del modelo desarrollado por Anstrong:

$$Rg = Ra\,[a + b*n/N] \quad \text{/17/}$$

En donde:

Rg = La radíación solar global díaria medida en el lugar (Lecturas de piranómetro) [Jaramillo y Dos Santos, 1979]

Ra = la radíación solar global díaria recibida en el límite de la atmósfera. [Se determina en una tabla entrando con los datos de la latitud y el mes del año]. También se puede estima empleando ecuaciones como se verá adelante.

n = Número de horas en que brilla el sol en el lugar [Lectura del heliógrafo]

N = Número máximo de horas de brillo solar díarias astronómicas posibles [Se determina en una tabla entrando con los datos de latitud y mes del año]

a y b = Son coeficientes específicos para cada región, determinados a partir de estudios previos [Tabla 7].

2.15.1 Radíación extrarrestre o astronómica (Ra)

La radíación astronómica puede ser calculada para cuál quier día del año y para cuál quier latitud a partir de la constante solar, según Allen et al. [1998].

$$Ra = \frac{24(60)}{\pi} Gscdr\left[\varpi s Sen(\varphi)Sen(\delta) + Cos(\varphi)Cos(\delta)Sen(\varpi s)\right] \text{ ---------- /18/}$$

En donde:

Ra = Radíación astronómica [MJ $m^{-2}d^{-1}$]

Gs = Constante solar = 0.0820 MJ $m^{-2}d^{-1}$

dr = Inverso de la distancia relativa del sol a la tierra

ωs = Ángulo de la puesta del sol [radíanes]

φ = Latitud [radíanes]

δ = Declinación solar [radíanes]

$$Radianes = \tfrac{\pi}{180} xGD \text{ ---------- /19/}$$

En donde:

GD = Decimales de grado [Ejm: 5º20` = 5º20`/60 = 5.33]

$$dr = 1 + 0.033\cos\left(\frac{2\pi}{365}J\right) \text{ ---------- /20/}$$

$$\delta = 0.409Sen\left(\frac{2\pi}{365}J - 1.39\right) \text{ ---------- /21/}$$

En donde:

J = Es el número del día del año [1 a 365]

El Ángulo de la puesta de sol se puede estimar asi:

$$\varpi s = ar\cos\left[-\tan(\varphi)\tan(\delta)\right]$$ ---------- /22/

El brillo solar astronómico posible (N) esta directamente relacionado con el Ángulo de la puesta puesta del sol (ωs), y puede calcularse de la siguiente manera:

$$N = \frac{24}{\pi}\varpi s$$ ----------/22b/

<u>Ejemplo</u>: Se desea conocer la radíación astronómica para un sito ubicado a 5º 20` [5.33] Norte para el día 10 de Enero:

$$\varphi = \tfrac{\pi}{180}x5.33 = 0.093 Radianes$$

$$dr = 1 + 0.033\cos\left(\frac{2\pi}{365}10\right) = 1.0325$$

$$\delta = 0.409 Sen\left(\frac{2\pi}{365}10 - 1.39\right) = -0.3837$$

$$\varpi s = ar\cos\left[-\tan(0.093)\tan(-0.3837)\right] = 1.533$$

$$Ra = \frac{24(60)}{\pi}[0.0820\ \text{MJ m}^{-2}\text{d}^{-1}]*1.0325*\begin{bmatrix}1.533*Sen(0.093Rad)*Sen(-0.3837)\\ +Cos(0.093)Cos(-0.3837)Sen(1.533)\end{bmatrix}$$

$$\text{Ra} = 32.18\ \text{MJ m}^{-2}\text{d}^{-1}$$

Nota: Si se desea conocer la Ra para una localidad ubicada sobre latitud sur, se debe asumir un valor negativo: Ejm: 5º20` Sur = - 5º20` = -5.33.

2.15.1 Balance de Radíación de onda corta [Rc]

Rc = [RD+Rd]*[1-α] ---------- /23/

2.15.2 Balance de radíación de onda larga

Rl = L↓ - L↑ ---------- /24/

En donde:
Rl = Radíación de onda larga

L↓ = Densidad de flujo de radíación de onda larga de arriba hacia abajo =
[0.34+0.079[√(ed)]] λT^4 ---------- /25/

↑

L = Densidad de flujo de radíación de onda larga de abajo hacia arriba [Jaramillo 1986]
= $\varepsilon \lambda T^4$ ---------- /26/

ed = Tensión de vapor actual en milibares [mb], conociendo la temperatura del lugar y la humedad relativa = Ea *HR/100 ---------- /27/

Ea = Tensión de vapor a saturación en milibares [mb], está en función de la temperatura medía.

HR = Es la humedad relativa del lugar en porcentaje [%].

λT^4 = Constante de Stefan-Boltzman. Es la radíación emitida por un cuerpo negro expresada en milímetros de agua, y está en función de la temperatura. (Ver Capítulo Humedad atmosférica).

ε = Coeficiente de emisividad = 0.9

Por lo tanto la ecuación de onda larga queda de la siguiente manera:

$$Rl = \{0.34+0.079[\sqrt{(ed)}]\} * \{\lambda T^4\} - \{0.9\lambda T^4\} \quad /28/$$

Simplificando, se obtiene:

$$Rl = - \lambda T^4 [0.56-0.079\sqrt{ed}] \quad /29/$$

Esta es la radíación que se devuelve de la superficie terrestre; en zonas donde hay alta nubosidad. Se le hace una corrección por nubosidad, se obtiene:

$$Rl = - \lambda T^4 [0.56-0.079\sqrt{ed}] [0.1+0.9\ n/N] \quad /29b/$$

Por lo tanto, el flujo de la radíación neta [Rn] es dado por:

$$Rn = [RD+Rd]*[1-\alpha] - \lambda T^4 [0.56-0.079\sqrt{ed}] * [0.1+0.9\ n/N] \quad /30/$$

2.15.3 Aplicación

Se desea conocer para un cultivo de maíz, ubicado en dos localidades de la zona cafetera central, el flujo de radíación neta, con la siguiente información:

Parametro	Localidad	
	El Jazmin	**Montelindo**
Municipio	Santa Rosa de Cabal	Palestina
Departamento	Risaralda	Caldas
Latitud	4° 55` N	5° 5` N
Longitud	75° 38` W	75° 40` W
Altitud	1600 msnm	1010 msnm
Humedad Relativa	78%	74.2%
Brillo Solar	107 horas mes	154.7 horas mes

Temperatura medía Mes Albedo para maíz	19.1° C Julio 18%	22.4° C Julio 18%

a. Para la granja el Jazmín tenemos::

Ra = 14.6 mm de agua evaporable [*Anexo 1*]
n = 107 horas mes /31 días = 3.45 horas día
N = 12.3 horas [*Anexo 1*]
a = 0.261
b = 0.506 [Gómez y Guzmán, 1995]

Rg = 14.6 * [0.261 + (0.506*3.45)/12.3] = 5.88 mm de agua evaporable * 59
= 347.08 cal $cm^{-2}día^{-1}$.
Rc = Rg [1-α] = 347.08 [1-0.18] = 284.60 cal $cm^{-2}día^{-1}$

Ea = 22.1 mb
ed = Ea *HR/100 = 22.1mb*78%/100 = 20.29 mb
λT^4 = [5.67 x 10^{-8} W m^{-2} k^{-4}] x [T^4 en ºK x 0.035] = 14.45 mm de agua evaporable

Rl = - λT^4 [0.56-0.079√ed] [0.1 + 0.9 n/N]
= - 14.45 [0.56-0.079√20.29] [0.1+0.9 *3.45/12.3]
= -1.03963 mm agua evaporable * 59 = - 61.33 cal $cm^{-2}día^{-1}$

Rn = Rc + Rl = 284.60 cal $cm^{-2}día^{-1}$ + [-61.33 cal $cm^{-2}día^{-1}$] = 223.27 cal $cm^{-2}día^{-1}$

b. Para la granja Montelindo tenemos:

Ra = 14.7 mm de agua evaporable [*Anexo 1*]
n = 154.7 horas mes /31 días = 4.99 horas día
N = 12.3 horas [*Anexo 1*]
a = 0.261
b = 0.506 [Gómez y Guzmán, 1995]

Rg = 14.7 * [0.261+0.506*4.99/12.3] = 6.83 mm de agua evaporable * 59
= 403.53 cal $cm^{-2}día^{-1}$.
Rc = Rg [1-α] = 403.53 [1- 0.18] = 330.90 cal $cm^{-2}día^{-1}$

Ea = 27.08 mb [calculado a partir de la Temperatura medía]
ed = Ea *HR/100 = 27.08mb*74.2%/100 = 20.9 mb
λT^4 = [5.67 x 10^{-8} W m^{-2} k^{-4}] x [T^4 en ºK x 0.035] = 15.11 mm agua evaporable.

Rl = - λT^4 [0.56-0.079√ed] [0.1+0.9 n/N]
= - 15.11 [0.56-0.079√20.09] [0.1+0.9 *4.99/12.3]
= -1.4343 mm agua evaporable * 59 = - 84.62 cal $cm^{-2}día^{-1}$

$$Rn = Rc + Rl = 330.90 \text{ cal cm}^{-2}\text{día}^{-1} + [-84.62 \text{ cal cm}^{-2}\text{día}^{-1}] = 246.28 \text{ cal cm}^{-2}\text{día}^{-1}$$

De acuerdo a los balances de radíación, se puede pensar que en santágueda el ciclo vegetativo del cultivo de maíz puede ser menor que en el Jazmín, debido a que hay mayor radíación disponible en Santágueda, por lo cuál las tasas fotosintéticas serán mayores, estos diferentes resultados de radíación neta permitirán suponer que los niveles de productividad también serán diferentes.

Estudíando el brillo solar y la radíación neta para la zona de influencia de la granja el Jazmín, se encuentra que presentan una distribución bimodal pero contraria a la precipitación [Figura 13], en promedio anual la zona recibe 2308.20 calorías cm^{-2} $día^{-1}$ de radíación neta, y 38.5 horas de brillo solar decadal, siendo la tercera década de Julio la de mayor energía disponible con 2700, 6 calorías cm^{-2} $día^{-1}$ y 57.2 horas de brillo solar y la tercera década de Noviembre la de menor energía disponible con 2090.90 calorías cm^{-2} $día^{-1}$, y el menor brillo solar lo registra la tercera década de Abril y la primera década de Mayo con 28 horas de brillo solar para ambas.

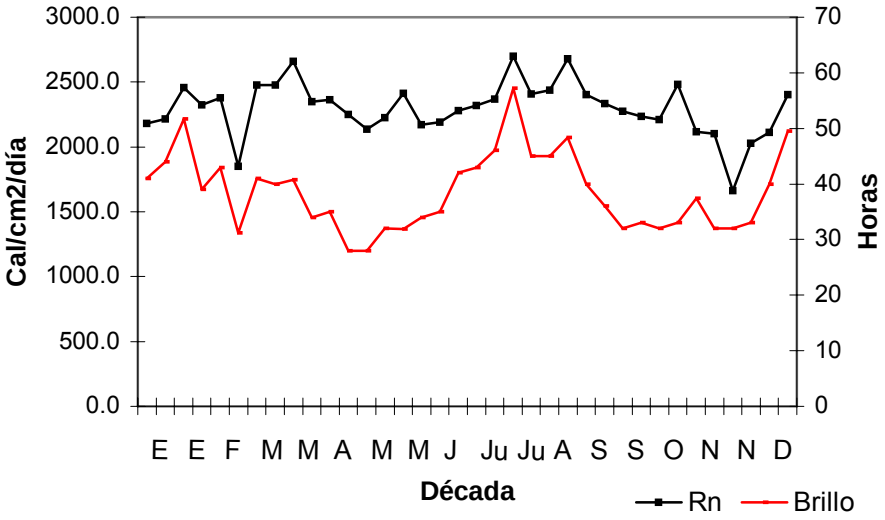


Figura 13. Distribución del brillo solar y la radíación neta para la zona de influencia de la granja el Jazmín [4°55' N], UNISARC - Colombia.

Según Oster [1979: Citado por Chávez y Jaramillo 1997], en las regiones ecuatoriales la cantidad de radíación que alcanza el suelo no es tanto función de la exposición como de la nubosidad, siendo esta una barrera importante que impide la penetración de la radíación reduciendo el número de horas de brillo solar. Del brillo astronómico posible para la región del Jazmín, sólo se recibe el 32% en promedio anual.

2.16 Balance de Energía

La radíación neta es disipada como flujo de calor latente (λE) empleado en la evapotranspiración; flujo de calor sensible (H) empleado en el calentamiento del aire; flujo de calor en el suelo [G] empleado en el calentamiento del suelo; y otros flujos de energía (W). (Figura 14), según Jaramillo [1986].

$$Rn = \lambda E + H + G + W \quad /31/$$

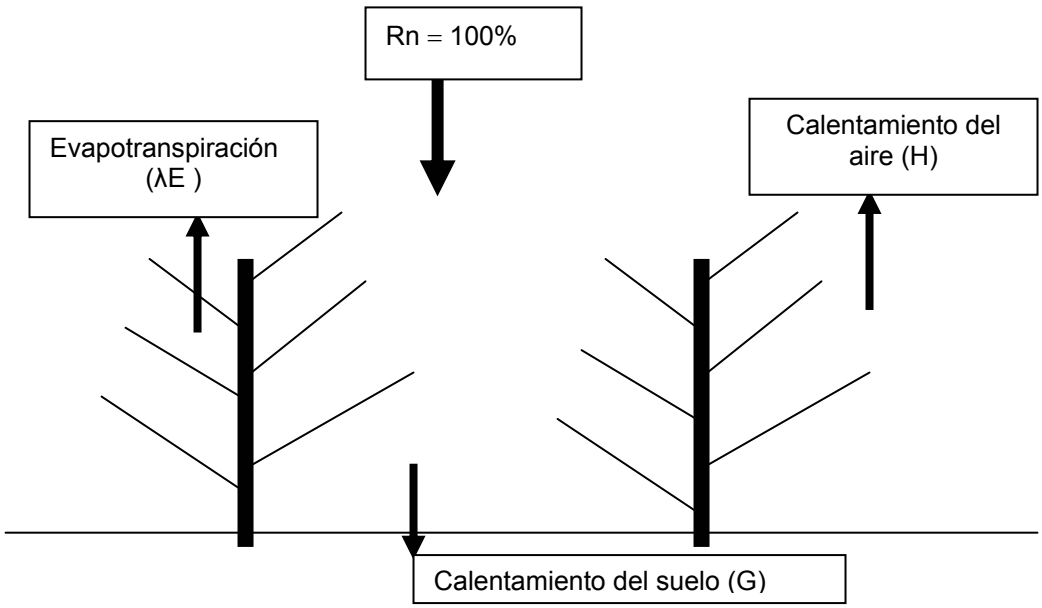


Figura 14. Flujos de energía en los cultivos.

Del 75-85% de la radíación solar que recibe la superficie del cultivo durante el día, se utiliza para evaporar agua (transpiración); 5-10% se almacena como calor en el suelo; 5-10% interacciona con la atmósfera por los procesos de convección; y el 1-5% se utiliza en fotosíntesis, según Colón y Rodríguez [1996].

Jaramillo [1986] reportó para el cultivo de café, que del 100 % de la radíación neta, se empleaba en evapotranspiración el 67%, en calentamiento del aire 30%, y en calentamiento del suelo 3%, Ramírez y Harmsen, [2005] en caña de azúcar reportan 95% de la radíación neta es empleada en evapotranspiración, 4% en calor sensible y 1 % en calentamiento del suelo, Hanks et al. [1968: Citados por Frank 2003] reportó relaciones $\lambda E/Rn$ de 0.16 para condiciones de suelo seco y 0.97 condiciones de suelo húmedo.

Cuando se pasa de un ecosistema forestal a una pradera, se están alterando los balances de energía, por consiguiente la energía que se estaba empleando en evapotranspiración, será empleada en calentamiento del aire, trayendo consigo un aumento de la temperatura del aire [Jaramillo, 2000].

En estudios en el Amazonas, Culf *et al.* [1997] muestran como la radíación neta para una misma localidad puede varíar dentro de una zona forestada y un cultivo de pasto, en donde reportan que la varíación está entre 9.7 y 13.3 MJ m^{-2} $día^{-1}$, con un 11.1% menor en plantaciones de pasto que en el área forestada, lo que implica un cambio en las condiciones microclimáticas, y un efecto en la climatología local.

Annandale y Stockle [1994] presentan la siguiente ecuación para el balance de energía:

$Rn - G - H - \lambda E = 0$ ---------- /32/

$Rn = [1-\alpha]\, Rc + \varepsilon a * \sigma[Ta + 273]^4 - \varepsilon c * \sigma[Tc + 273]^4$ ---------- /31/

En donde:

Rn = Radíación neta (Wm^{-2})

α = Albedo

Rc = Radíación de onda corta (Wm^{-2})

σ = Constante de Stefan bolztman (5.67×10^{-8} W m^{-2} k^{-4})

Ta = Temperatura del aire en ^oC.

Tc = Temperatura del docel en ^oC.

εa = Emisividad del aire = 0.98

εc = Emisividad del cultivo = 0.72 + 0.005 * Ta ---------- /32/

Según Annandale y Stockle [1994], la densidad del flujo de energía en el suelo (G, Wm^{-2}) está dado por:

$G = 0.1 * Rn$ ---------- /33/

Según Annandale y Stockle [1994], el flujo de calor sensible (H, en Wm^{-2}), se calcula:

$H = [pc_p\, [Tc - Ta]] / ra$ ---------- /34/

En donde:

pc_p = Capacidad volumétrica del aire [1200 $Jm^{-3}K^{-1}$]

ra = resistencia aerodinámica [sm^{-1}] que depende de la distancia de la superficie a la altura del dosel, de la velocidad del viento y la estratificación térmica, y

$$ra = \frac{[Ln\{[z + zh - d]/zh\} + \Psi m] * [Ln\{[z + zm - d]/zm\} + \Psi m]}{K^2 u}$$ ---------- /35/

En donde:

Z = altura en metros a la cuál es medida la velocidad del viento

Zh = Es el parámetro de rugosidad [m]

Zm = Parámetro de momento de rugosidad

d = Desplazamiento del plano cero de la superficie del cultivo

Ψm = Factor de corrección de estabilidad atmosférica.

K = constante de Van Karman = 0.4

u = Velocidad del viento.

Para cultivos con una altura hasta de 10 metros se puede tomar:

$Zn = 0.13\, h$

$Zh = 0.2*Zm$
$d = 0.77h$

$\lambda E = \lambda[p'_w - p_w] / [r_c - r_a]$ ---------- /36/

Calor latente de evaporización (λ, Jg^{-1}) que según Jensen *et al.* [1990: Citado por Annandale y Stockle 1994] se estima así:

$\lambda = 1000 * [2.501 - 2.361x10^{-3}Ta]$ ---------- /37/

En donde:
Ta = Temperatura del aire.
p = Es la densidad del vapor de agua[gm^{-3}] subscrito al dosel c y al aire y las primás representan la saturación. La densidad de vapor a saturación está dada por Camphell [1985: Citado por Annandale y Stockle 1994].

$p'_s = \{\exp^{[31.3716-6014.79/[Ta+273]}} - 0.00792495 [Ta + 273]\} / [Ta + 273]$ ---------- /38/

La resistencia del dosel (r_c, sm^{-1}) o resistencia superficial, se puede calcular de acuerdo a Allen *et al* [1989: Citado por Annandale y Stockle 1994]:

$r_c = r_l / 0.5IAF$ ---------- /38b/

En donde
IAF = Índice de área foliar
r_l = Resistencia mínima de la hoja o resistencia estomática

Según Torres [1995], el balance de energía está dado por los siguientes componentes:

$Rn + \lambda E + H + G + M + Fe + Fs = 0$ ---------- /39/

En donde:
Rn = Radíación neta (cal cm^{-2})
λE = Flujo de calor latente (λ es el calor de vaporización del agua y E es la velocidad de evaporación del agua)
H = Flujo de calor sensible transferido por convección
G = Calor almacenado en el suelo
M = Energía empleada en los cultivos en procesos metabólicos
Fe = Flujo de entrada horizontal de calor (hacia el cultivo)
Fs = Flujo de salida de calor (del cultivo hacia afuera)

Pero como los valores de M, Fe y Fs son pequeños y se compensan, estos se omiten. Así quedando con:

$Rn + \lambda E + H + G = 0$ ---------- /40/

Durante el día, la radíación neta es positiva y generalmente el flujo de calor sensible es negativo (se aleja de la superficie del suelo), y el calor latente de evaporación también es negativo (flujo de vapor de agua que se aleja de la superficie), entonces para el día el balance de energía es:

$$Rn - \lambda E - H = 0 \quad \text{----------} \quad /41/$$

Durante la noche el proceso es inverso

$$- Rn + \lambda E + H=0 \quad \text{----------} \quad /41b/$$

ó $$\lambda E + H = Rn \quad \text{----------} \quad /42/$$

Aclaraciones sobre λE y H:

Si se pone al fuego una olla con agua, la temperatura del agua aumenta, lo que se comprueba por medio del tacto o empleando un termómetro, el calor que se siente es calor sensible [H]. La temperatura aumenta hasta que el agua hierve, cuando esto ocurre la temperatura del agua ya no sube, y ahora el calor que se transfiere ya no se utiliza en aumentar la temperatura del agua sino en transformar el agua líquida en vapor de agua, y este es el calor latente de evaporación [λE]. Posteriormente, cuando el vapor se condense, se podrá recobrar el calor latente de evaporación como calor sensible, [Torres, 1995].

La relación entre el calor sensible [H] y el calor latente [λE], se conoce como el cociente de ***Bowen [β]*** y se expresa de la siguiente manera:

$$\beta = [H/\lambda E] \quad \text{----------} \quad /43a/$$

ó $$H = \beta\lambda E \quad \text{----------} \quad /43b/$$

Sustituyendo en la ecuación [43] tenemos:

$$\lambda E + \beta\lambda E = Rn \quad \text{----------} \quad /44/$$

Factorizando λE, se tiene:

$$\lambda E\,[1+\beta] = Rn \quad \text{----------} \quad /45/$$

$$\lambda E = Rn / [1+\beta] \quad \text{----------} \quad /46/$$

Si se conoce la Rn, se puede obtener el valor de LE con la ecuación (42) y el H con la ecuación (43): En ambos casos será necesario conocer el valor del cociente de *Bowen* β, que se estima con la expresión siguiente:

$$\beta = \frac{Cp\Delta t}{\lambda \Delta q} \quad \text{---------- /47/}$$

En donde:

Cp = Calor específico del aire

Δt = Gradiente de temperatura [°C]

λ = Calor de vaporización del agua [calorías]

Δq = Gradiente de humedad [gramo de agua por gramo de aire]

El concepto inicial de la relacion Bowen se expresa según Tomilson [1994]:

$$\beta = \frac{PCpKh\frac{dT}{dz}}{\lambda \varepsilon Kw\frac{de}{dz}} \quad \text{---------- /48/}$$

Si se asume que no existe adveción horizontal:

$$\beta = \frac{PCp\frac{dT}{dz}}{\lambda \varepsilon \frac{de}{dz}} \quad \text{---------- /49/}$$

La constante psicrométrica es igual a:

$$\gamma = \frac{PCp}{\lambda \varepsilon} \quad \text{---------- /50/}$$

En donde:

P = Presión atmosférica [kPa]

C_p = Calor específico del aire [1.005 J/g◦C]

ε = Relación molecular del peso del agua en el aire = 0.622

λ = Flujo de calor latente [Jg^{-1}]

La relacion Bowen-ratio simplificada, se expresa asi:

$$\beta = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad \text{---------- /51/}$$

En donde:

γ = Constante Psicrométrica

ΔT = Diferencia de la temperature del aire a dos alturas [◦C], por lo general en cultivos pequeños es de 0.20 m y 2.0 m.

Δe = Diferencia en la Presión de vapor a las mismás dos alturas de la temperatura [kPa]

El flujo de calor latente (λ, Jg^{-1}) está en función de la temperature del aire:

$\lambda = 2502.3 - 2.308\ T$ ---------- /52/

En donde:
λ = Flujo de calor latente [Jg^{-1}]
T = Temperatura medida a los 2 metros [◦C].

El flujo de calor latente (λ, $cal.cm^{-2}.d^{-1}$) está en función de la temperature del aire:

$\lambda = 606.5 - 0.695\ T$ ---------- /53/

En donde:
λ = Flujo de calor latente en ($cal.cm^{-2}.d^{-1}$)
T = Temperatura en (°C)

Por ejemplo para una temperatura de 15°, flujo de calor latente con la ecuación /53/ será de: λ = 596.075 calorías.

El flujo de calor en el suelo (G, Wm^{-2}) se puede obtener midiendo el flujo de calor dentro del suelo usando termocuplas a una profundidad, d.

$$G = \left(\frac{FX1 + FX2}{2}\right) + S$$ ---------- /54/

En donde:
FX_1 = Flujo de calor en el suelo 1 [Wm^{-2}]
FX_2 = Flujo de calor en el suelo 2 [Wm^{-2}]
S = Es el cambio en el almacenamiento de energía del suelo [Wm^{-2}], y está en función de la profundíad de la medida, del calor específico del suelo, del contenido de humedad, la densidad del suelo y la diferencia en los tiempos de medida.

Según Tomilson [1994], el cambio en el almacenamiento de energía del suelo (S, Wm^{-2}) está dado por:

$$S = \left[\frac{\Delta Ts}{\Delta t}\right] d\rho_b \left(C_s + \left(WC_w\right)\right)$$ ---------- /55/

En donde:
S = Flujo de calor dentro del suelo [Wm^{-2}]
ΔT = Intervalo de tiempo entre medidas [segundos]; Por ejemplo, si se hacen medidas cada 15 minutos = 900 segundos.
d = Profundidad [m] de los platos de flujo de calor: por lo general se ubican 0.08
ρ_b = Densidad del suelo seco [kgm^{-3}]
C_s = Calor específico del suelo seco [840 J/Kg◦C]

W = Contenido volumétrico de agua en el suelo
C_w = Calor específico del suelo [4,190 J/Kg◦C

2.16.1 Calor específico (Cp)

Se conoce como la capacidad calórica del aire, y es la cantidad de calor que necesita un gramo de aire para elevar un grado su temperatura, a presión constante. El calor específico del aire a presión constante en término medio es: Cp = 0.2374 cal.

2.16.2 Gradiente de temperatura (Δt)

Es la diferencia de temperatura del aire entre las proximidades de la superficie y una altura de dos metros sobre la misma. Los valores de temperatura se miden al menos en dos niveles, pero preferentemente en cinco niveles [10, 50, 100, 150 y 200 cm], por encima de la superficie que interesa, el gradiente de la línea recta trazada de los cinco puntos será el gradiente de temperatura.

2.16.3 Calor de vaporización (λ)

Se le llama así a la cantidad de calor necesario para evaporar un gramo de agua pura.

2.16.4 Gradiente de humedad (Δq)

Se obtiene a partir de las diferencias de humedad del aire entre los mismos niveles donde se miden los valores de la temperatura para determinar **[Δt].** Los valores de humedad se expresan en gramos de agua por gramos de aire húmedo, y se obtiene de:

He = [0.623e]/P ---------- /56/

En donde:
He = Humedad específica [g de vapor de agua/g de aire húmedo]
e = Presión de vapor actual [mb]
P = Presión atmósferica [mb]

Ejemplo: Cuál será el flujo de calor latente (λE) y el flujo de calor sensible (H), para un cultivo de maíz, en donde, la Rn recibida en un día determinado fue de 250 $calcm^2día^{-1}$, y la presión atmosférica es de 820 mb, si se tomaron datos a dos niveles 10 cm y 200 cm.

Altura [cm]	T [ºC]	HR [%]	Ea [mb]	Ed=[HR/Ea]*100 [mb]	He= [0.623xEd]/P [g/g]
10	25	80	31.7	25.4	0.019
200	23	70	28.1	19.7	0.015
	Δt =2				**Δq =** 0.019 – 0.015 = **0.004**

El valor promedio de λ es de 590 calorias para los dos niveles de altura [10 y 200 cm]. Así, el cociente de Bowen será:

$$\beta = \frac{Cp\Delta t}{L\Delta q} \quad \text{ó} \quad \beta = \frac{0.2374cal \times 2.0^{\circ}C}{590cal \times 0.004} = 0.20$$

El flujo de calor latente evaporización (λE, cal.) será:

$$\lambda E = \frac{250cal}{1+0.20} = 208.12 \text{ cal}$$

H = 0.20 x 208.12 cal = 41.62 cal

De las 250 calorías que recibe el cultivo de maíz como radíación neta, 208.12 calorías son empleadas en evapotranspiración [LE] y 41.6 cal en calentar el aire [H]. En ocasiones, cuando se hacen medidas de balance de energía, puede haber inestabilidad horizontal y los procesos advectivos pueden incrementar el flujo de calor latente (Figura 15). Balance de energía en Caña de azúcar - Estación experimental Lajas- Puerto Rico [Ramírez y Harmsen, 2005] se muestra en la figura 16.

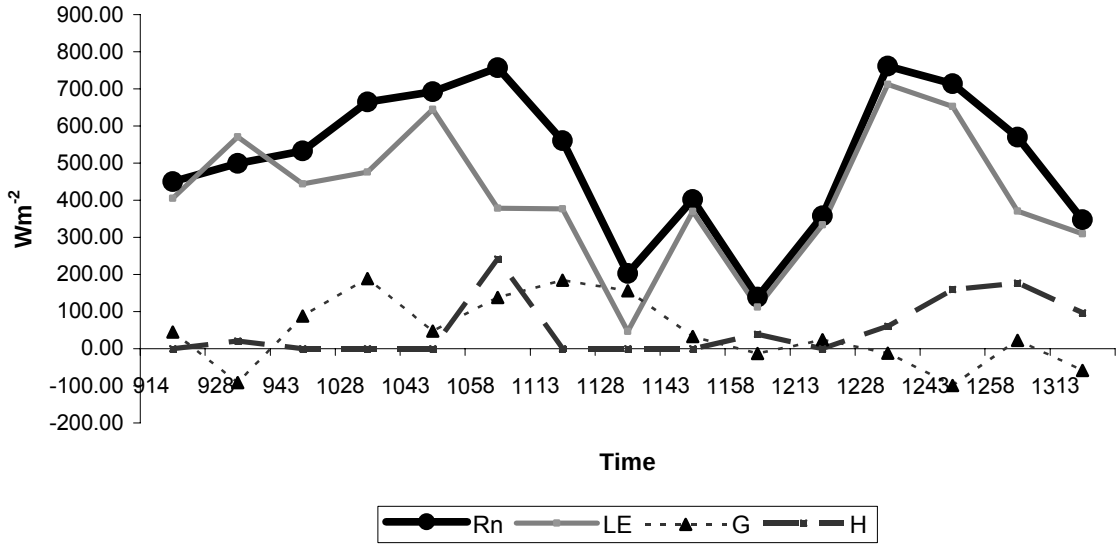


Figura 15. Balance de energía en pasto caso de Puerto Rico [Ramírez y Harmsen, 2005].

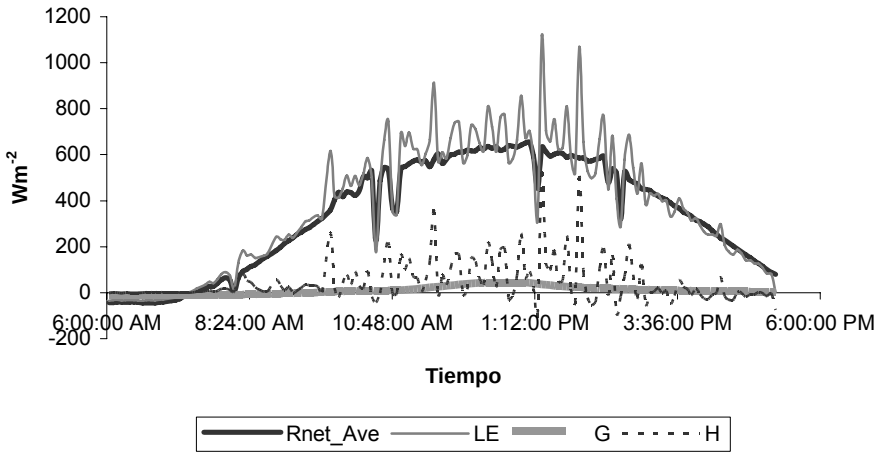


Figura 16. Balance de energía en Caña de azúcar - Estación experimental Lajas- Puerto Rico [Ramírez y Harmsen, 2005]

2.17 Heladas

Se define científicamente a una helada, como la ocurrencia de una temperatura igual a 0°C o menor, medida a dos metros de altura sobre el suelo que es el nivel reglamentario al cuál se instalan las casetas de observación meteorológicas.

Este fenómeno se presenta en Colombia en los altiplanos de los departamentos de Cundinamarca, Boyacá y Nariño, coincidiendo con el período seco generalmente desde la segunda quincena de Diciembre durante Enero, Febrero y eventualmente hasta la primera quincena de Marzo. Las heladas también se pueden presentar con menor frecuencia durante la segunda época seca del año, en los meses de Julio y Agosto [ICA, 1979].

2.17.1 Clases de heladas

Según la forma como se presenten o las causas que las motiven, ellas se pueden agrupar en tres categorías: Por *Advección*, por *Evaporación* o por R*adíación*.

2.17.1.1 Heladas por advección

Cuando una masa de aire con una temperatura inferior a 0°C invade una región, hecho que puede ir acompañado de viento y precipitaciones especialmente nieve.

2.17.1.2 Heladas por evaporación

Cuando la humedad relativa del aire disminuye después de una precipitación. Al secarse el aire, el agua que ha quedado sobre las plantas se evapora rápidamente, haciendo descender la temperatura de la planta, ya que ésta suministra el calor necesario para que el agua pase de estado líquido a gaseoso.

Este tipo de helada depende de: La cantidad de agua evaporada, la temperatura del aire y la humedad relativa.

2.17.1.3 Heladas por radíación

Generalmente son las que más ocurren en Colombia, y se deben al desequilibrio entre la radíación de onda corta y la radíación de onda larga, lo que da como resultado una radíación neta negativa. La rápida pérdida de calor por parte del suelo y las plantas ocurre en las noches, con cielo despejado, escaso contenido de humedad y bajas temperaturas. Este tipo de heladas se pueden dividir en:

2.17.1.4 Heladas por radíación blancas

Cuando hay aire húmedo cercano a la planta, éste se congela y forma cristales de hielo en forma de escamás, agujas, plumás o en abanico sobre las superficies de las plantas. Los cristales se forman principalmente a partir de gotas de rocío congeladas. Este tipo de helada no es tan perjudicial para los cultivos, ya que estos pueden recuperarse fácil mente.

2.17.1.5 Heladas por radíación negras

Cuando el aire cercano a la superficie es muy seco, lo que no permite la formación de rocío, el agua intercelular es la que se congela, ocasionando un necrosamiento de los tejidos; este tipo de helada es la más perjudicial para las plantas.

2.17.2 Factores que favorecen las heladas

Se considera que los factores que más influyen en la presencia de las heladas son:

1. Escasa nubosidad, ya que las nubes no permiten la salida de radíación de onda larga.
2. Ausencia de viento, los vientos pueden traer masas de aire o vapor de agua, favorecer la formación de nubes.
3. Suelo seco, ya que suelos secos presentan una menor conductividad eléctrica y por lo tanto van a tener una baja capacidad calórica.
4. Baja temperatura vespertina.

2.17.3 Intensidad de las heladas por radíación

Los factores meteorológicos que influyen de una forma más decisiva en la intensidad de las heladas por radíación son:

a. El viento

La irradíación terrestre ocasiona un enfriamiento intenso en la capa atmosférica que está en contacto con el suelo. Este enfriamiento es muy intenso hasta una altura que varía de cinco a quince metros. Por encima de esta atura el aire está más caliente y actúa como una especie de retenedor, impidiendo que el aire más cálido de mezcle con el aire frío situado a nivel inferior. El

viento moderado mezcla ambas capas de aire y aumenta la temperatura del aire que rodea las plantas, disminuyendo los riesgos de heladas.

b. Las nubes

El balance de radíación tiene tendencia a hacerse negativo en noches muy despejadas y en zonas muy altas en los trópicos, las nubes impiden las pérdidas de calor y hacen que el calor irradíado se refleje en la nube y vuelva a la superficie terrestre, disminuyendo el riesgo de helada

c. El grado de humedad

Cuando la humedad del aire es elevada, se produce condensación de vapor de agua. Este proceso implica una liberación de calor, que aumenta la temperatura del ambiente. Por eso, cuando la humedad del ambiente es elevada, la irradíación nocturna provoca nieblas, pero no heladas. Además las nieblas provocan unas nubes que sirven de pantallas protectoras que evitan la salida de radíación excesiva [Fuentes, 1989].

d. La topografía del terreno

Durante la noche, las montañas se enfrían antes que los valles (Figura 17). El aire que está en contacto con la montaña se enfría y baja por la ladera. Este aire frío se acumula con facilidad en las hondonadas, por lo que en dichas zonas aumenta el riesgo de heladas.

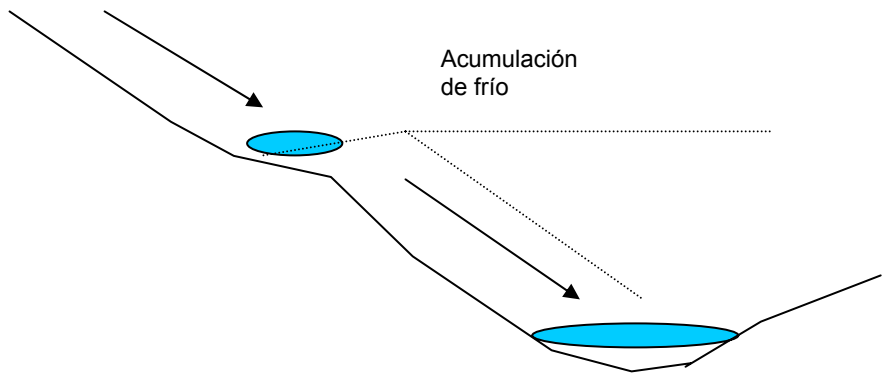


Figura 17. Efecto de la topografía sobre las heladas. El aire frío de las zonas altas desciende hacia las zonas más bajas y se acumula en las hondonadas, en donde aumenta el riesgo de heladas, [Fuentes, 1989].

e. La constitución del terreno

Los suelos sueltos y pedregosos se enfrían con mucha rapidez porque conducen mejor el calor. Por esta razón, en estos suelos se producen con mayor facilidad las heladas.

2.17.4 Factores que contribuyen a que haya daño por heladas

1. Tiempo prolongado de exposición a temperaturas críticas o bajas para el cultivo.
2. La velocidad de congelación y descongelación de los tejidos vegetales.
3. Agua de reserva de la planta
4. Mala nutrición mineral
5. Edad de la planta.

2.17.5 Métodos de protección contra las heladas

Sin lugar a duda el mejor método de protección contra las heladas es el de contar con registros históricos de ocurrencia de las heladas, que permitan planear los cultivos.

Dentro de los métodos directos se cuenta con:

1. Empleo de cubiertas artificiales que no permitan que el balance de radíación sea negativo.
2. Provocar nieblas artificiales
3. Aplicación de riego, ya que esta agua que se aplica provoca una liberación de energía
4. Instalar Calderos para calentar el aire.
5. Cosechas anticipadas.

2.17.5.1 Defensa contra las heladas

Lucha directa: En la lucha directa se pretende mantener la temperatura del espacio que ocupa la planta por encima del nivel crítico, mientras que, en el resto de la zona, la temperatura permanece por debajo de dicho nivel. Los métodos de lucha directa más empleados son:

a. Humos y nieblas artificiales: Buscan básicamente cubrir la atmósfera para evitanr la salida de radíación. Basándose en este hecho se queman productos químicos que dan una gran cantidad de humo; a este humo se adhieren gotitas de agua, resultando un conjunto muy denso de humo y gotitas de agua que reflejan los rayos de calor de una forma muy parecida a como ocurre en las nieblas y neblinas naturales. Este sistema es particularmente eficiente en terrenos planos. Los aumentos de temperatura que se pueden lograr con éste método en de 2°C a 3°C.

b. Ventiladores: Al enfriarse la superficie terrestre se enfría la capa de aire que está en contacto con ella. Cuando hay ausencia de viento, esta capa de aire frío, más denso, se queda junto al suelo y no se mezcla con otras capas de aire más calientes situadas en niveles superiores.

El aire frío abarca una altura de 5 a 15 metros sobre el nivel del suelo. El empleo de ventiladores o molinetes ubicados sobre unas torres apropiadas tiene por objeto producir corrientes de aire, con el fin de que el aire más cálido de las capas superiores se mezcle con el más frío de las capas inferiores, el aumento de temperatura que se consigue es de unos 2 a 3 °C.

c. Calentadores: Los calentadores tienen por objeto calentar las capas bajas del aire que están más frías, se necesitan entre 150 y 200 estufas por hectárea y se logran aumentos hasta de 4°C en la temperatura.

d. Recubrimiento de las plantas: Recubriendo las plantas con algunos materiales se consigue disminuir las pérdidas de calor. Para este fin se emplean cubiertas de papel, cartón o de

plástico. En ningún caso el material debe tocar las plantas, ya que podría producir heladas por contacto, en cuyo caso el daño podría ser mayor que sin protección.

Recubriendo las plantas con paja o residuos de cosecha, se logra una buena protección, debido al aislamiento térmico que suministran los espacios llenos de aire que se forman.

e. Riego por aspersión: La protección que proporciona el riego por aspersión se basa en el hecho que cada gramo de agua al congelarse desprende 80 calorías. Una parte de éste calor es absorbido por la planta, que de esta manera puede mantenerse a una temperatura fuera de peligro. El empleo de esta técnica es eficaz, ya que se logran aumentos hasta de 5°C a 6°C, [Fuentes, 1989].

Bibliografía

Allen G.R., Pereira S.L., Raes, D. and Smith, M. 1998. *Crop Evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Water Requirements*. Food and Agrocultural Organization of the United Nations [FAO].56. Rome.300p.

Annandale, J.G.; Stockle, C.O. 1994. *Fluctuation of crop evapotranspiration coefficients whith weather: a sensitivity analysis*. Irrigations Science. 15:1-7.

Aragón, D.F.; González, M.G.; Guzmàn, M.O.; Quiroga, Z.F.; Simbaqueva, F.O. 1996. *Relación entre la radíación solar difusa y la radíación solar global en una localidad de Colombia*. Cenicafé. 47[3]: 159-166.

Baldión,R. J.V.; Guzmán, M. O. 1998. *El clima de la estación central naranjal en Chinchiná, Caldas,* Colombia. Cenicafé 49[4]:290-307.1998.

Castillo, R.E.; Arcila, P.J.; Jaramillo, R.A.; Sanabria, R.J. 1996. *Estructura del dosel e interceptación de la radíación en Coffea arabica L Var Colombia*. Cenicafé. 47[1]:5-15.

Colón, W.; Rodriquez, J.C. 1996. *Notas de clase de fisiología vegetal*. Escuela agrícola pamamericana. Zamorano. Honduras. 71p.

Chang.,J.H. 1974. *Climate and Agriculture*. University of Hawaii. An Ecologycal Survey. Aldine Pubishing Company. Chicago. 304p.

Chávez, C.B., Jaramillo, R.A. 1997. *Regionalización de la distribución del brillo solar en Colombia por métodos de conglomeración estadística*. Cenicafé. 48 [2]: 120-132.

Culf, A.D.; Esteves, J.L.; Marques Filho, A.de O., da Rocha, H.R. 1997. *Radíation, temperature and humidity over forest and pasture in Amazonia*. IN: Amazonian Deforestation and Climate. WILEY:175-191.

Frank, A.B. 2003. *Evapotranspiration from Northern Semiarid Grasslands*. Agronomy Journal. 95:1504-1509.

Frere, M., Ren, J. y Rijks, J.Q. 1974. *Estudio Agroclimático de la Zona Andina*. FAO/UNESCO/OMM. Informe técnico. 375p

Fuentes., Y. J. L. 1989. *Iniciación a la meteorología Agrícola.* Ministerio de Agricultura, pesca y alimentación. Servicio de extensión agraria. Ediciones Mundiprensa. Madrid [España].1995p.

Giraldo, L., L.G. 1989. *Meteorología. Aplicación especial al microclima del bosque*. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Ciencias Agropecuarias. Medellín- Colombia. 302p.

Gomez, G. L.; Guzmán, M., O. 1995. *Relación empírica entre la radíación global y el brillo solar en el área de cenicafé, Chinchiná, Caldas*. Cenicafé 46[4]:205-218.

Griffiths,F.J. 1994. Atmospheric Characteristics. In: *Handbook of Agricultural Meteorology*. New York Oxford. Oxford University Press:3-20.

Guzmán, M.O. y Gomez, G. L.1997. *Caracterización del brillo solar en Chinchiná caldas*. Cenicafé. 48[1]: 26-39.

Heuveldop,J.; Pardo,J.J.;Quiros,C.S.; y Espinoza,P.L. 1986. *Agroclimatología Tropical*. Editorial Universidad Estatal a Distancia. San José de Costa Rica.378p.

Instituto Colombiano Agropecuario, [ICA]. 1979. *Prevéngase contra las heladas*. Revista: ICA-INFORMA. Junio: 36-42.

Jaramillo, R.A. y Dos Santos, J.M. 1979. *Diseño de un Piranómetro de flujo de Radíación de onda corta en los Cultivos*. Cenicafé. 32p

Jaramillo, R.A. 1986. *Flujos de Radíación Solar y de Energía en cafetales*. Atmósfera. No 11:3-23 Bogotá [Colombia]

Jaramillo, R. A. 1999. *Climatología de las regiones cafeteras, microclima y fenología del cultivo del café*. Cenicafé.151p

Jaramillo, R. A. 2000. *Aspectos Agroclimáticos Café*. Charla Técnica. Corporación Universitaria Santa Rosa de Cabal "Unisarc".

Merva, E. G. 1995. *Physical Principles of the Plant Biosystem.* Michigan State University. East Lansing, Michigan. American Society of Agricultural Engineers. 272p.

Moran, J.M. and Morgan, M.D. 1991. *Meteorology.* The atmosphere and the Science of Weather. 4th edition. Englewood Cliffs, NJ [Estados Unidos], Macmillan Publishing Company. 517p

Ramírez, B.V.H., Harmsen, W.E. 2005. *Measuring The Energy Balance of a Sugar Cane* [*Sacharum officinarum* L] plot in southwest Puerto Rico. 25th Puerto Rico Interdiciplinary Scientific Meeting, 40th ACS Junior Techinical Meeting. Abastracs:181-182.

Rosenberg,J.N. 1974. *Microclimate: The Biological Environment*. A wiley-Interscience Publication. Nebraska. [Estados Unidos]. 315 p.

Stigter,C. J. 1995. *Micrometeorology*. In: Handbook of Agricultural Meteorology. New York Osford. Oxford University press: 59-69.

Tomilson, A.E. 1994. *Instrumentation, Methods, and Preliminary Evaluation of Evapotranspiration for a Grassland in the Arid Lands Ecology* Reserve, Beton Country, Washington. May-October 1990. U.S.Geological Survey. Water-Resources Investigations Report 93-4081 and Washington State Department of Ecology.32p

Torres, R. E.1995. *Agrometeorología*. Editorial. Trillas. Mexico.154p

Capítulo 3

LA TEMPERATURA: CONSIDERACIONES A NIVEL AGROCLIMÁTICO

3.1 El Calentamiento de la Atmósfera y La Tierra

El calentamiento de la atmósfera es el resultado de la radíación entrante y saliente de la superficie terrestre y el balance de la propia atmósfera. La temperatura del aire varía en el espacio y en el tiempo, estas diferencias son debidas a diferencias de la radíación recibida, a la naturaleza de la superficie receptora, a la distancia entre las grandes masas de agua, al relieve y a los vientos dominantes entre otros.

La varíación díaria de la temperatura del aire es paralela al ciclo del balance de energía, pero desfasado uno respectro al otro [Rosenberg, 1974; Jaramillo, 1999].

El calentamiento de la atmósfera ocurre a partir de la superficie del suelo (Figura 18), por el proceso denominado *Pseudo-conducción o Flujos de calor sensible* [H] y caracterizado por la difusión turbulenta [forma de propagarse la energía en el medio]; esta energía contenida en el medio esta expresada por la temperatura del aire, [Giraldo, 1989].

A su vez esa temperatura puede alcanzar determinados niveles durante el día o periódicamente, condiciona el desarrollo de los aspectos fisiológicos de las plantas, [Giraldo, 1989].

La radíación solar atraviesa la atmósfera sin calentarla apenas, debido a que una buena parte de esta radíación es en forma de luz y la atmósfera no retiene la luz.

La atmósfera absorbe los rayos de la luz y se calienta. Una vez se ha calentado irradía su calor en forma de rayos de calor [radíación infrarroja], que pueden ser retenidos por el vapor de agua y por el anhídrido carbónico de la atmósfera [Fuentes, 1989]. Por eso decimos que el calentamiento de la atmósfera es el resultado del balance de radíación.

El vapor de agua atmosférico desempeña un papel decisivo en el proceso de calentamiento de la atmósfera. Es transparente para los rayos de luz, pero puede retener los rayos infrarrojos.

La misión del vapor de agua atmosférico es análoga a la del cristal de un invernadero. El cristal deja pasar los rayos de luz, de poca longitud de onda, que se transforman en calor sobre el suelo del invernadero, el suelo caliente irradía calor, pero esta radíación de mayor longitud de onda, no sale a través del cristal y calienta el aire del interior. La radíación de onda corta se transforma en radíación de onda larga, retenida en su gran mayoría en el interior. Al cabo del tiempo, el invernadero se enfría porque el aire caliente del interior cede calor al cristal frío.

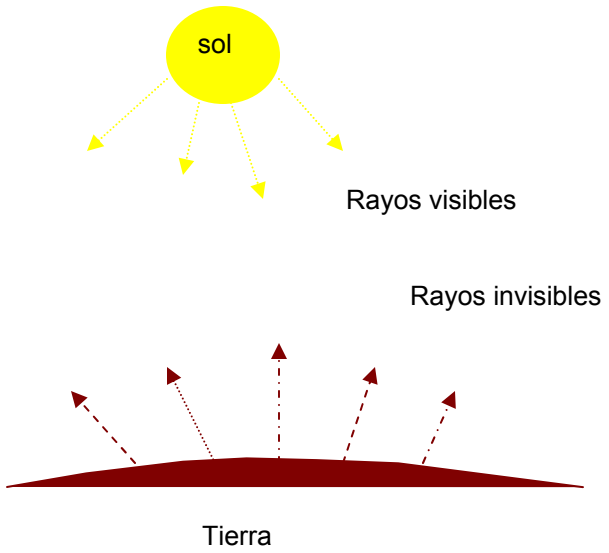


Figura 18. Balance de radíación y Calentamiento de la atmósfera: El sol irradía una buena parte de su energía en forma de rayos de luz [rayos visibles, "onda corta"]. La tierra irradía su calor en forma de rayos infrarrojos invisibles "radíación de onda larga", [Fuentes, 1989].

De la misma forma, el vapor de agua contenido en la atmósfera deja pasar los rayos de la luz del sol, pero retiene buena parte de los rayos de calor emitidos por la tierra, fenómeno que es fácilmente observable cuando se compara el descenso nocturno de la temperatura cuando la atmósfera está seca y cuando está húmeda, el enfriamiento es muy intenso en la atmósfera seca y cielo despejado. Las nubes desempeñan un papel muy importante en el calentamiento de la tierra [Figura 19].

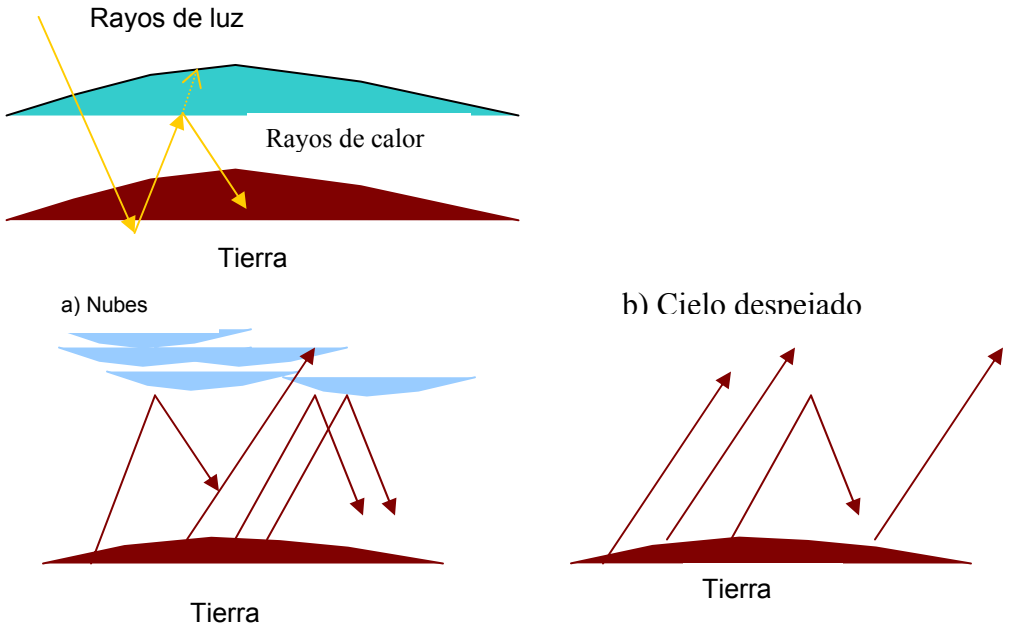


Figura 19. Efecto térmico de las nubes.

3.2 Temperatura del aire en superficie

Es la temperatura comprendida entre 1.25 y 2 metros, sobre el nivel del suelo y es diferente a la temperatura del suelo. Generalmente se admite que esta temperatura es representativa de las condiciones a que están sometidos los seres vivos en la superficie de la tierra, [Giraldo, 1989].

3.3 Amplitud térmica

Es la diferencia entre la temperatura máxima y mínima del día, y varía con las condiciones de radíación solar que se presenten. En el caso de la zona cafetera Colombiana por su ubicación tropical, mantiene para una misma altitud una temperatura medía uniforme a través del año. [Chávez y Jaramillo, 1998; Jaramillo, 1999].

Para la zona cafetera la amplitud térmica, puede presentar diferencias hasta de 20° y varía de acuerdo con el balance de calor díario de cada localidad, [Chávez y Jaramillo, 1999].

Un factor adicional que influye en la temperatura es la orientación de la vertiente de la montaña [Jaramillo, 1988: Citado por Chávez y Jaramillo, 1998].

En Colombia, las laderas expuestas hacia las grandes llanuras [Llanos Orientales, Llanura Atlántica y Llanura Pacífica], presentan temperaturas más bajas, en aproximadamente 2°C para una misma altitud, en comparación con las laderas encerradas dentro del sistema montañoso, como es el caso de las cuencas de los Ríos Cauca y Magdalena, [Chávez y Jaramillo, 1998].

Las vertientes del pacífico presentan temperaturas entre 1.5 a 2.0 °C más bajas que los sistemás de laderas interiores, [Stanescu y Díaz, 1971: Citados por Chávez y Jaramillo, 1998].

3.4 Temperatura medía

En la zona Ecuatorial 5° de Latitud Norte y 2° de Latitud Sur, la distribución de la temperatura muestra mayor regularidad durante todo el año, quedando definida la temperatura medía por la altitud de la estación. [Giraldo, 1989]

$$T°_{\text{medía díaria}} = [T°_{07}+T°_{13}+2T°_{19}]/ 4 \quad \text{---------- /57/}$$

En donde:

$T°_{07}$ = Es la temperatura tomada a las 07:00 am.
$T°_{13}$ = Es la temperatura tomada a las 13:00 pm.
$T°_{19}$ = Es la temperatura tomada a las 19:00 pm.

3.5 Gradiente de la temperatura con la altitud

Es la varíación de la temperatura medía a medida que se asciende o desciende con respectro al nivel del mar. Los gradientes de temperatura que se mencionan generalmente en la literatura especializada, para las regiones tropicales, fluctúan entre 0.5-07°/ 100 m.
Para la zona cafetera, los gradientes térmicos son de 0.54°C de disminución de temperatura mínima por aumento de 100 metros sobre el nivel del mar, 0.60 °de temperatura medía y 0.63 °C de temperatura máxima/ 100 metros, [Federacafé, 1983: Citado por Giraldo, 1989].

Los gradientes altitudinales de temperatura son más altos para la región Andina (0.61°C/ 100metros), cuando se compara con las demás regiones (0.55 a 0.58°C/ 100 metros).

Para la regiones Andina, Oriental, Atlántica y Pacífica: Chávez y Jaramillo [1998] presentan las ecuaciones para conocer la temperatura medía, mínima y máxima con base en la altitud (tabla 9).

Tabla 9. Varíación de la temperatura medía, máxima y mínima con relación a la altura sobre el nivel del mar, para Colombia [Chávez y Jaramillo,1998]

Región	Altitud [m]	Expresión	R^2
ANDINA	100- 4482	Tm = 29,42 - 0,0061 [A]	0,99
		Tmax = 33,97 - 0,0058 [A]	0,86
		Tmin = 23,97 - 0,0059 [A]	0,92
REGIÓN ORIENTAL	120-4000	Tm = 27,37 - 0,0057 [A]	0,99
		Tmax = 32,13 - 0,0054 [A]	0,92
		Tmin = 22,63 - 0,0059 [A]	0,95
ATLÁNTICA	2-4000	Tm = 27,72 - 0,0055 [A]	0,99
		Tmax = 33,06 - 0,0062 [A]	0,92
		Tmin = 23,10 - 0,0061 [A]	0,95
PACÍFICA	2-1850	Tm = 27,05 - 0,0057 [A]	0,99

Trojer [1959: Citado por Giraldo 1989] señala que la varíacion vertical de la temperatura con la altitud está afectada por:

1. La estructura de las masas de aire y su cambio estructural.
2. Las condiciones de la superficie.
3. Las formás de ascenso debido a la inclinación varíada de las pendientes.

3.6 Causas de la inversión térmica

El enfriamiento de la superficie produce a veces un incremento en la temperatura con la altura, o una **inversión térmica** en la capa superficial. Esto ocurre en: noches claras, de calma, debido a la

poca mezcla turbulenta del aire y la falta de nubes que permite un escape de radíación sin obstáculos.

La inversión térmica también puede observarse a una altura considerable, cuando una corriente de aire caliente invade una masa de aire más frío, [Giraldo, 1989].

3.7 Temperatura y desarrollo de cultivos

La luz y la temperatura son los factores del medio ambiente que influyen directamente sobre las tasas de crecimiento foliar bajo condiciones óptimás de disponibilidad hídrica, La intensidad de luz determina la tasa fotosintética y por consiguiente el suministro de asimilados para la hoja. La temperatura afecta las tasas de división y expansión celular, [Arcila y Chávez, 1995].

Cuando existen pequeñas diferencias de radíación solar incidente en varios sitios, la temperatura se constituye como el principal factor climático que caracteriza el potencial de crecimiento en pastos [Thomás, 1975; citado por Lambert *et al.* 1999]. La tasa de crecimiento del dosel de las plantas determina la cantidad de radíación solar interceptada por el cultivo y por consiguiente la cantidad de biomasa producida, [Monteith, 1977: Citado por Lambert *et al.* 1999].

El punto óptimo de temperatura está claramente relacionado con el clima y especialmente con la temperatura del aire, en donde las especies se desarrollan y si esas temperaturas son extremás se habla de la capacidad de la planta para resistirlas, [Giraldo, 1989].

3.7.1 Temperaturas cardinales

Las temperaturas cardinales, son rangos de temperatura hasta los cuales puede llegar un cultivo sin sufrir daño fisiológico alguno. Cuando un cultivo tiene un crecimiento normal a una temperatura dada, se dice que ésa es la óptima de ese cultivo, a dicha temperatura se logra que los procesos metabolicos sean optimos, asumiendo que la disponibilidad de radíación, agua y CO_2 son adecuados. La temperatura optima, desde el punto de vista agroclimatico, sirve para zonificar cultivos. Heuveldop *et al.* [1986] hacen las siguientes distinciones con respectro a la temperatura:

Temperatura Mínima: Como la más baja a la que se produce crecimiento
Temperatura Máxima: La más alta a la que se produce crecimiento
Temperatura Óptima: Aquella en la que no se restringe el crecimiento

Lancher [1986: Citado por Giraldo 1989] dice que el desarrollo de una planta está afectado de manera crítica no tanto por determinado rango de temperatura óptima, sino por la secuencia de temperaturas óptimás. Esta secuencia de temperaturas óptimás es diferencial para los procesos de floración, maduración y germinación de semillas; como también diferentes para los órganos vegetativos y su desarrollo, para los procesos fotosintéticos y de respiración.

Para cultivos de estaciones típicas frías, tales como la avena, el centeno y la cebada, los valores de temperatura mínima oscilan de 0 a 5º C, de temperatura optima entre 25º y 31 ºC y un máximo de 31 a 37ºC; para cultivos de estaciónes calientes como el melón, el sorgo la temperatura mínima oscila entre 15 y 18ºC, la optima entre 31 y 37ºC y la máxima entre 44 y 50ºC, [Chang, 1974].

A medida que aumenta la temperatura, las tasas de respiración aumentan, por lo general de forma exponencial, hasta que se alcance un punto en el cuál empieza a producirse la coagulación por desnaturalización de proteínas. En este punto las tasas de respiración empiezan a declinar para luego caer con rapidez al ir muriendo el tejido vegetal, [Giraldo, 1989].

Altas temperaturas por encima de las críticas afectan muchos procesos fisiológicos, tales como la fotosíntesis, respiración, transporte de nutrientes y permeabilidad de la membrana celular [Bjorkman *et al.* 1980: Citados por Talwar, *et al.* 1999]. De todos estos procesos la fotosíntesis es la más susceptible. La evolución del oxígeno y la fluorescencia de la clorofila son altamente alteradas por las altas temperaturas y comúnmente usadas como indicadores de calor en el aparato fotosintético de las plantas [Talwar *et al.* 1999]

Las temperaturas bajas y altas son el factor principal limitante de la distribución de las especies. Los límites mínimos de temperatura varían mucho de una especie a otra [Heuveldop *et al.* 1986].

3.7.2 Unidades de calor

Para cada fase de crecimiento, habrá un requerimiento de unidades calor [UC], de acuerdo a sus necesidades. Para el ciclo completo tendrá la acumulación total de las unidades calor.

Todo cultivo necesita una cantidad constante de energía para su desarrollo y crecimiento y una de las maneras para medir esta energía es indirectamente medíante la suma de temperaturas dentro del rango de tolerancia del cultivo. A esta suma de se le denomina comúnmente ***unidades térmicas*** [Jaramillo y Guzmán, 1984].

A medida que transcurren las fases habrá una temperatura base inferior para cada una de ellas, a este comportamiento se le conoce como ***fenología del cultivo***. De la misma manera existe una temperatura base superior o máxima donde el cultivo alcanza o termina la fase.

La Temperatura base inferior se puede conocer medíante una relación de la tasa de crecimiento del cultivo y la temperatura; se representa gráficamente con el inverso del número de días [1/n] en Y; y la temperatura en X.

$$\text{Tasa de crecimiento } [1/n] = a + b\,[T°] \quad \text{---------- /59/}$$

Cuando la tasa de crecimiento no es lineal se expresa:

$$\text{Tasa de crecimiento } [1/n] = \exp^{\{a + b\,[T°]\}} \quad \text{---------- /60/}$$

Con relación a la temperatura, la planta requiere dos condiciones para que haya crecimiento y desarrollo:

1. Que no se presenten valores extremos. Que no esté por encima del óptimo, ni por debajo del mínimo.
2. Que el suministro de temperatura adecuada, en el tiempo sea permanente.

Con estos dos parámetros, el periodo de crecimiento es normal [Gonzáles, 1996].

3.7.2.1 Métodos para determinar las unidades de calor

El método matemático más empleado es:

$$UC = \Sigma\ [[T°max + T°min]/2] - Tb \quad \text{/61/}$$

En donde:
UC = Unidades calor
Tb = Temperatura de base

Para varios cultivos, la temperatura mínima en la cuál el crecimiento es nulo [temperatura base inferior] fluctúa entre los 3°C, trigo, avena, arveja y 18°C para banano y maní. Para cultivos perennes como aguacate, café, cítricos, y arroz y sorgo este valor es de 10 °C., [Jaramillo y Guzmán, 1984]. El comportamiento de los insectos tiene una alta relación con la temperatura y con las unidades calor.

Otro concepto muy empleado en el análisis del crecimiento de los cultivos es del de ***grados día de desarrollo (GDD),*** dado por la siguiente relación:

$$GDD = \Sigma\ mi[Ti - Tb] \quad \text{/62/}$$

En donde:
mi = Número de días
Ti = Temperatura medía
Tb = Temperatura de base (tabla 10)

Salazar *et al.* [1994] emplearon la la siguiente expresión matemática, en su estudio sobre crecimiento del fruto del café:

$$TT = \Sigma\ [Ti - Tb] \quad \text{/63/}$$

En donde:
TT = Tiempo térmico
Ti = Temperatura medía díaria en el tiempo i.
Tb = Temperatura de base [mínimo de temperatura donde no crece la planta; 10°C para café].
(Ti-Tb) = Unidad térmica, [UT].

Los mismos autores reportan que durante los 240 días que transcurrieron desde floración hasta la madurez el fruto de café acumuló 2836 grados día.

Lambert *et al.* [1999] reportan para un cultivo de pasto que en condiciones de primaverá, cuando los niveles de nutrientes [N, P y K] estaban cerca del óptimo, y o la disponibilidad de agua fue

suficiente y con una buena cobertura foliar, el LAI [índice de área foliar] incrementó en una manera lineal acorde con la suma de las temperaturas positivas desde que se inició el crecimiento al corte.

Tabla 10. Temperatura de base para algunos cultivos [Torres, 1995].

Nombre común	Nombre Científico	Tb [°C]
Calabaza	Cucúrbita pepo	10
Cítricos	Varías especies	10
Arveja	Pisum sativum	4
Fríjol	Phaseolus vulgaris	7
Maíz	Zea maiz	7
Melón	Cucumis melo	10
Papa	Solanum tuberosum	6
Pepino	Cucumis sativum	8
Rábano	Raphanus sativus	4
Tomate	Lycopersicum sculentum	8
Trigo	Triticum aestivum	6
Zanahoria	Daucus carota	4

3.8 Termoperiodo

Se conoce como la respuesta que presentan las especies vegetales a la fluctuación díaria de la temperatura y el término se debe al F.W Went [1957: Citado por Heuveldop 1986], quien explicó que la reducción en la diversidad de especies vegetales en la Sierra Nevada de California a partir de los 3,000 metros de altura se debía a las fluctuaciones de la temperatura entre el día y la noche.

Uno de los objetivos de la consideración de los grados día no es tomar en consideración la temperatura diurna, el desarrollo de algunas plantas depende de la proporción de la temperatura diurna [fototemperatura] y nocturna [temperatura nocturna] una temperatura constante durante el día y la noche, comparada con una alta temperatura en el día y una baja en la noche, resultó en menor cantidad de crecimiento para el cultivo del tomate, [Chang, 1974]. La temperatura nocturna ejerce gran influencia más que la diurna en el crecimiento del tomate para el caso de este cultivo, por ejemplo se encontró un óptimo crecimiento con una temperatura diurna de 24ºC y nocturna de 10ºC.

Según Heoveldop *et al.* [1986], el crecimiento de una planta se puede ver alterado cuando la temperatura nocturna es alta, en el caso de la especie de *Achillea borealis*, que mostró mejor comportamiento bajo una temperatura nocturna de 7ºC, y reducciones hasta del 36% en el crecimiento cuanto crecía bajo temperaturas nocturnas de 17ºC; El comportamiento termoperiódico de una especie es una adaptación al clima del cuál es originaria.

3.9 La temperatura y el comportamiento de los insectos

La temperatura influye tanto directa como indirectamente en el comportamiento de los insectos. Directamente afecta su desarrollo y su comportamiento, e indirectamente afecta su alimentación.

Los insectos son denominados animales de sangre fría porque mantienen la temperatura del cuerpo próxima a la del ambiente, al contrario de los mamíferos. De acuerdo al ajuste de la temperatura de los insectos, éstos se clasifican en:

- **Cilotérmicos** en los que la temperatura del cuerpo es igual a la atmosférica y varía entre los 10-30°C.
- **Heliotérmicos:** Aquellos que aprovechan los rayos solares para elevar la temperatura del cuerpo.
- **Quimiotérmicos:** Aquellos insectos que aumentan la temperatura a través del movimiento de sus músculos, como los esfíngidos [Silveira *et al.*1976].

Al igual que las plantas, los insectos tienen temperatura óptima de desarrollo, encontrándose que 38 °C es la temperatura límite máxima y que 15°C es la temperatura límite mínima. Dentro de esta franja, se encuentra el óptimo desarrollo de su actividad. A temperaturas superiores a 48-52 °C, los insectos cesan la actividad, y entran en un proceso de muerte irreversible; a temperaturas inferiores a los 15°C, los insectos entran en un estado de hibernación temporal, hasta alcanzar la temperatura crítica de 0°C, en donde hay congelación de los tejidos, [Silveira. *et al.*1976].

Gallo *et al.* [1970: Citado por Silveira *et al.* 1976] encontraron, para la broca del café *Hypothenemus hampei* [Ferr.], que a temperaturas promedio de 19.2 °C la duración de huevo a pupa era de 63 días; a temperaturas de 22 °C la duración era de 32 días, y a temperaturas de 27 °C la duración era de 21 días.

Para *Coccus hesperidium* L. (Hom: Coccidea), Fonseca [1955: Citado por Silveira *et al.* 1976] presenta: para 30°C, ciclo de 24.7 días; para 25°C, 35 días; para 20°C, 60 días; para 15°C, 210 días. Esta varíación del ciclo biológico de los insectos, asume que los niveles de incidencia de los insectos y severidad del daño, también será diferencial.

Lo anterior también hace asumir que los insectos al igual que las plantas, necesitan acumular cantidades de calor para completar su ciclo, denominado constante térmica por Reaumur [1735: Citado por Silveira *et al.* 1976].

3.9.1 Constante Térmica

$$K = y\,[t-a] \qquad /64/$$

En donde:
K = Constante térmica expresada en grados día [GD]
y = Tiempo requerido para completar el desarrollo [días]
t = Temperatura ambiente [°C]

a = Temperatura límite de desarrollo [°C]

Ejemplo: Para el caso de la mosca de las frutas *Ceratitis capitata* Wieb, [Bodenheimer, 1926: Citado por Silveira *et al.* 1976], criada a 70 % de HR, desarrollándose en 20 días a 26 °C y 41.7 días a 19.5 °C, siendo la temperatura límite de desarrollo 13.5 °C

26 °C ⟶ K = 20.0 días [26.0°C –13.5°C] = 250 GD

19.5°C ⟶ K = 41.7 días [19.5°C –13.5°C] = 250.2 GD

3.10 Unidades de conversión

Como la temperatura se da en diferentes unidades, es conveniente conocer los factores de conversión:

ºF = [9/5] * [ºC +32]
ºC = [5/9] * [ºF - 32]
ºK = [5/9] * [ºF + 459.67]
ºK = ºC +273.15
^{o}R = ºF + 459.67

Bibliografía

Arcila, P.J. y Chavez, C.J. 1995. *Desarrollo foliar del cafeto en tres densidades de siembra*. Cenicafé. 46[1]: 5-20.

Chang.,J.H. 1974. *Climate and Agriculture*. University of Hawaii. An Ecologycal Survey. Aldine Pubishing Company. Chicago. 304p.

Chavez, C.J. y Jaramillo, R. A. 1998. *Regionalización de la temperatura del aire en Colombia*. Cenicafé 49[3]: 224-230.

Giraldo, L. L.G. 1989. *Meteorología. Aplicación especial al Microclima del Bosque*. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de ciencias agropecuarias. Medellin. Colombia.302p

Gonzalez., H. 1996. Apuntes de clase. I.A Msc. Profesor titular Facultad de Agronomía. Universidad de Caldas.

Heuveldop.,J., Tasies., P.J.;Quiros., C.S. y Espinoza.,P.L. 1986. *Agroclomatología Tropical*. Editorial Universidad Estatal a Distancia. San José. Costa Rica. 377p.

Jaramillo., R.A. y Guzman, M. O. 1984. *Relación entre la temperatura y el crecimiento en Coffea arabica* L. variedad Caturra. Cenicafé. 35[3]: 57-65.

Jaramillo., R.A. 1999. *Climatología de las regiones cafeteras: Microclima y Fenología del cultivo del café*.Cenicafé.151p

Lambert., R., Peeter., A. y Toussaint., B. 1999. *LAI evolution of a perennial ryegrass crop estimated from the sum of temperatures in spring time*. Agricultural and Forest Meteorology. 97:1-8.

Rosenberg, J.N. 1974. *Microclimate the Biological Environment*. Agricultural Meteorology section. University of Nebrasca A willey-Interscience publication. Pg159-194.

Salazar., G. M.R., Chávez., C. B., Riaño., H., N.M., Arcila., P.J y Jaramillo, R.A. 1994. *Crecimiento del fruto de Coffea arabica var Colombia*. Cenicafé.45[2]: 41-50.

Silveira., N. D., Nakano., O., Barbin., D. y Villa Nova., N.A. 1976. *Manual de Ecología de Insectos*. Escuela Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz". Piraciaba- Sao Paulo. Brasil. Editorial Agronomía Ceres. LTDA.

Talwar., H.S.; Takeda.,H.; Yashima., S. y Senboku, T. 1999. *Growth and photosynthetic responses of groundnut to high temparature*. Crop Science. 39: 460-466.

Torres, R. E. 1995. *Agrometeorlogía*. Editorial Trillas. México

Capítulo 4

LA PRECIPITACIÓN

La precipitación se considera como la primera varíable hidrológica y es la entrada natural de agua dentro del balance hídrico de los agroecosistemás y de las cuencas hidrográficas.

Se le puede llamar **precipitación** a la caída del agua de las nubes, ya sea en estado sólido o en estado líquido. Las pequeñas gotas de agua que forman las nubes son de dimensiones tan diminutas que se necesita reunir unos cuantos de cientos de miles de estas gotitas para formar una gota de llovizna, y varios millones para formar una gota grande de lluvía, [Fuentes, 1989].

Según Castañeda [1995], por precipitación se entiende el agua proveniente del vapor de agua atmosférico y que ha sufrido un proceso de condensación depositándose, bajo cuál quiera de sus formás, sobre la superficie de la tierra.

La precipitación se puede clasificar en formar sólidas y líquidas, las formás líquidas de la precipitación son la lluvía y la llovizna, las cuál es se diferencian por el tamaño de las gotas.

Las formás sólidas presentan una mayor varíabilidad de formás, y se clasifican de acuerdo a su morfología (tabla 11).

Tabla 11. Formás de la precipitación [Adaptado de la oficina de Meteorología, 1962: citado por Sumner, 1988].

Forma de la precipitación	Descripción
Lluvía	Gotas con diámetro> 0.5 mm
Llovizna	Gotas finas con diámetro < 0.5 mm.
Copos de nieve	Agregados flojos de cristales de hielo, con frecuencia adoptan forma hexagonal
Nevisca	Copos de nieve parcialmente derretidos, o lluvía y nieve cayendo simultáneamente
Pastillas de nieve	Blancos, opacos granos de nieve, de forma esférica o cónica, con diámetro entre 2-5 mm.
Granizo	Pequeñas bolas o piezas de hielo con diámetro de 5-50 mm. Algunas veces es mayor.
Prismás de hielos	Cristales de hielo no ramificados en forma de columnas o platos.

La varíación en los tamaños de las gotas, depende del tipo de proceso que la inicia, [Manson y Andrews, 1960: Citado por Sumner, 1988].

4.1 Formás Sólidas de la Precipitación

El rango de varíación de las formás sólidas de la precipitación es amplio, y básicamente son: La nieve, pastas de nieve y granizo.

Los procesos básicos de formación el rocío y la escarcha, son iguales. El rocío se forma cuando la humedad del aire está en contacto directo con una superficie (vegetación, o superficie del suelo). Así que el contacto del aire con la superficie es enfriado por debajo de la temperatura de rocío y el resultado es agua que es rápidamente condensada fuera del campo.

La escarcha es formada de igual manera que el rocío, pero la temperatura alcanza valores inferiores a 0 °C, y el depósito son cristales de hielo [Sumner, 1988].

4.2 Procesos físicos de formación de la lluvía

El proceso de formación de la lluvía, está antecedido de algunos requisitos indispensables: Primero la presencia de vapor de agua en la atmósfera, en segundo lugar que haya un descenso de la temperatura que sea capas de llevar esa masa de vapor de agua a un punto de saturación que a la vez favorezca la formación de los núcleos de condensación que favorecerán el agrupamiento de las moléculas de agua por pérdida de energía cinética por descenso de la temperatura, este proceso se debe mantenerse por un periodo de tiempo suficiente hasta que las masas formadas adquieran suficiente peso e inicien el descenso por su peso, bien sea en forma sólida o líquida (lluvía).

La saturación de vapor de agua o la condensación del vapor de agua no garantiza, por sí sólo, la lluvía, ya que el vapor de agua puede permanecer en la atmósfera en forma de nubes compuestas por pequeñas gotas líquidas o sólidas que por su tamaño se pueden mantener en suspensión, [Castañeda, 1995].

4.3 Tipos de lluvías

Para las zonas tropicales se encuentran básicamente tres tipos de lluvías a saber: Convectivas, de Convergencia, Ciclónicas y Orográficas

4.3.1 Lluvías convectivas

Son precipitaciones provocadas por el calentamiento de las capas de aire cercanas al suelo por efecto de la radíación, provocando un ascenso vertical del aire caliente y húmedo altamente inestable, formando nubes de tipo cúmulos, con gran desarrollo vertical, que originan lluvías muy intensas, pero de poca duración, muy poco aprovechables para la agricultura, y de alto efecto perjudicial para el suelo (Figura 20).

Este tipo de lluvía es muy frecuente en Colombia en donde los niveles de radíación son altos durante todo el año, [Castañeda, 1995].

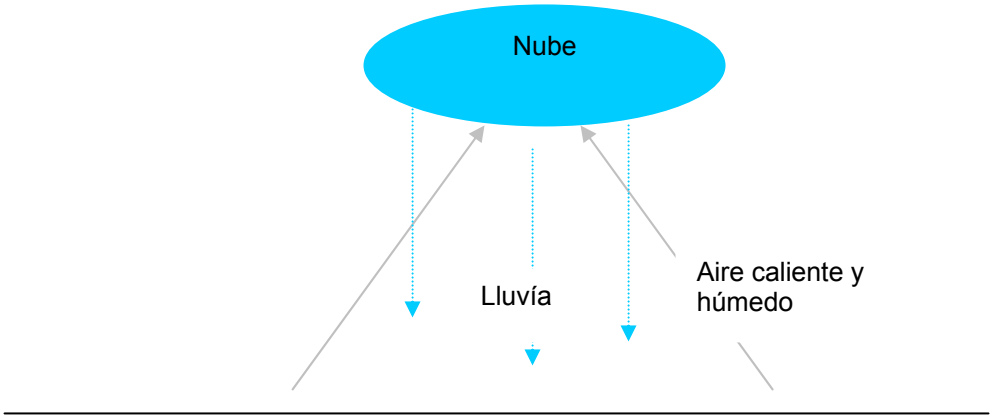


Figura 20. Formación de las lluvías convectivas.

4.3.2 Lluvías de convergencia

Se forman por el encuentro de masas de aire húmedo que con el choque ascienden formando nubes, y dejando zonas de baja presión.

Su origen se debe al movimiento de las masas de aire de zonas de alta presión [los trópicos], hacia el Ecuador que es zona de baja presión. Este movimiento de masas de aire se hace barriendo la superficie de los océanos constituyendo los vientos alisios, los cuál es soplan con dirección nor-este y sur-este convergiendo sobre la zona ecuatorial. Este encuentro los obliga a ascender por Advección, formando una zona de baja presión, que se caracteriza por una gran nubosidad, y altas precipitaciones.

4.3.3 Lluvías orográficas

Se producen de igual manera que las convectivas, pero su ascenso es por acción mecánica por el choque con las montañas.

La precipitación orográfica se forma por el ascenso de una masa de aire caliente y húmedo por la vertiente de la cordillera cuando víaja procedente del mar o de los valles. En el ascenso la masa del aire encuentra zonas de baja temperatura lo que ocasiona la condensación del vapor de agua que ella transporta, dando lugar a precipitaciones abundantes sobre la vertiente, [Castañeda, 1995].

Cuando una masa de aire asciende por la ladera de una montaña se expande, ya que la presión atmosférica que soporta disminuye conforme se va ganando altura. La expansión del aire es un proceso físico que ocasiona el enfriamiento del aire, [Jaramillo, 1999].

Como consecuencia del enfriamiento del aire disminuye su capacidad de retención de humedad. Si existe suficiente cantidad de vapor de agua se forman las nubes. Estas nubes situadas al lado de la

ladera de la montaña donde se forma la nube o viene el viento, dan lugar a lluvías persistentes. Ejemplo: Choco Biogeográfico, Sierra nevada de Santa Marta, Colombia.

La presencia de este tipo de precipitación es exclusiva de zonas montañosas, y cubre áreas más reducidas.

Cuando la masa de aire rebasa la cima de la montaña y desciende por el costado opuesto de la ladera [Figura 21] se comprime, ya que aumenta la presión atmosférica que soporta conforme va descendiendo. Como consecuencia de esta compresión, la temperatura del aire aumenta y, también su capacidad de retención de humedad, por lo que las gotas de agua que forman la nube se evaporan y las nubes se disipan [Fuentes, 1989].

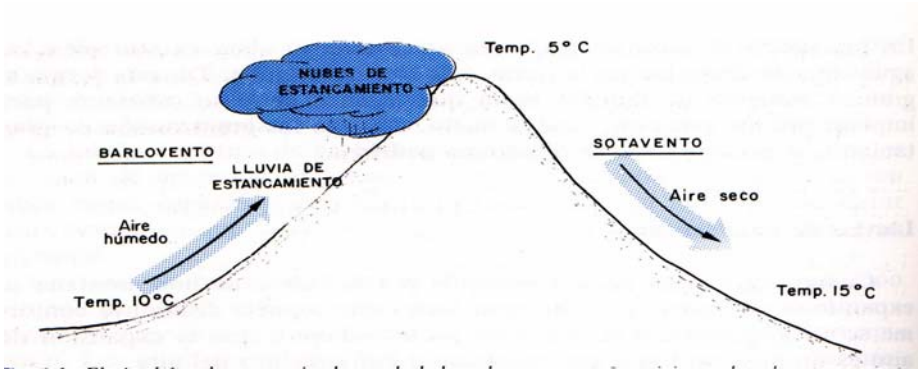


Figura 21. Proceso de formación de lluvías Orográficas [Fuentes, 1989].

Este proceso descrito anterior mente es denominado también como efecto ***foehn*** [Jaramillo, 1999; Fuentes, 1989], y frecuente observarlo en las laderas y valles de Colombia, por ejemplo la vertiente occidental de la cordillera Occidental se presentan zonas más lluviosas y una temperatura más baja a un mismo punto altitudinal, con respecto a la vertiente oriental de la mismas cordillera cordillera.

4.3.4 Lluvías frontales o ciclónicas

Este tipo de precipitaciones son frecuentes en las zonas templadas. Las lluvías frontales, son originadas por el levantamiento del aire que converge de una zona de baja presión o ciclón. Las precipitaciones ciclónicas se dividen en *frontales* y *No frontales*, y a la vez las precipitaciones frontales se dividen en precipitaciones de *frente frío* y de *frente cálido*.

Las precipitaciones de *frente cálido* se presentan cuando una masa de aire caliente asciende o se desliza hacia arriba sobre una masa de aire frío. La condensación se presenta en la superficie de contacto de las dos masas de aire al entrar en contacto el vapor de agua de la masa caliente con la masa de aire frío, originándose la precipitación.

Las precipitaciones de *frente frío* se originan cuando una masa de aire frío se introduce por debajo de una masas de aire caliente tratando de levantarla, al igual que en la anterior habrá superficie de contacto entre las dos masas de aire en la cuál se realiza la condensación, [Castañeda, 1995].

4.3.5 Condensación del vapor sobre "núcleos de condensación"

Silva [1998] afirma que el proceso de condezación requiere de la presencia en la atmósfera de núcleos de condensación sobre cuya superficie se produce el fenómeno; estos núcleos pueden ser gotas de agua, partículas de hielo, sales e impurezas; los núcleos más eficientes son las sales y las partículas de hielo.

Al producirse la condensación, el agua pasa de vapor a líquido ó a sólido y se hace visible, las gotas de agua y las partículas de hielo que se van formando actúan a su vez como nuevos núcleos de condensación.

En general, se espera que entre el nivel de condensación y el nivel de 0ºC la condensación genere gotas de agua; entre 0ºC y -40ºC se generan gotas de agua y partículas de hielo; y por encima del nivel de -40ºC solamente se forman partículas de hielo (Figura 22). Artificialmente, se puede acelerar el proceso de condensación medíante el bombardeo de la nube con núcleos de condensación eficientes, como yoduro de plata o partículas de hielo, [Silva, 1998].

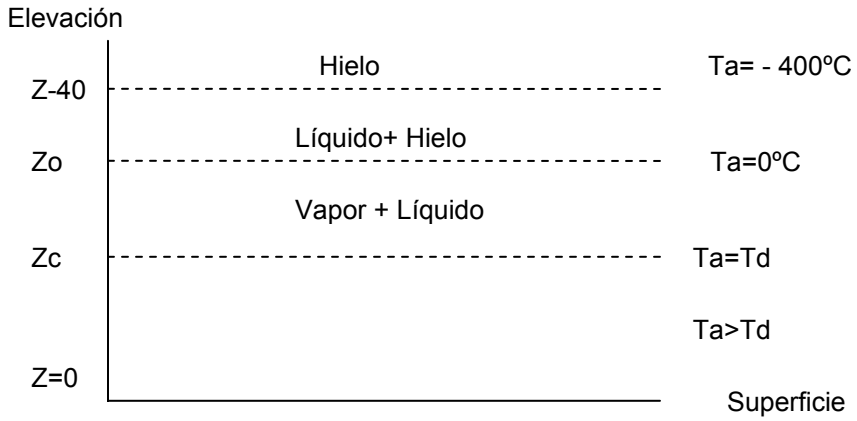


Figura 22. Cambios de estado del agua con la altitud [Silva, 1998].

4.4 Las Nubes

Las gotas de agua en estado líquido resultantes de la condensación del vapor de agua, pueden permanecer en suspensión aparente produciendo las *Nieblas* o *Nubes,* nombre con el que se designan, respectivamente las masas condensadas, según lleguen o no a tener contacto con el suelo [Candel, 1971].

Las gotas de agua de las nubes caen, como todo cuerpo pesado, pero con lentitud, a causa de la resistencia del aire. La pequeñez de las gotas es la causa de que se mantengan casi inmóviles en la

atmósfera, simulando que flotan. Aunque finas, las gotas caen con lentitud y acaban por llegar a las capas atmosféricas más bajas y más calientes y por lo tanto se evaporan de nuevo, es decir que las nubes desaparecen en las zonas bajas.

Pero a medida que asciende, el vapor procedente de esas gotas llega a capas más frías de la atmósfera y se vuelve a condensar, condensación facilitada por la presencia de gotitas, ya pasadas al estado líquido, es decir que la nube se rehace en la zona alta.

Según Candel [1971], el enfriamiento necesario para producirse la **condensación** se puede producir por tres diversos modos:

1. Directamente, ya sea por radíación nocturna, ya sea por el paso del aire de una región cálida a otra más fría, dando como resultado las nieblas o las que se originan con motivo de las corrientes atmosféricas que van desde el Ecuador hacia los polos.
2. Por Expansión. Por ejemplo en el movimiento ascendente del aire hacia las regiones más elevadas, esta expansión adíabática determina un descenso en la temperatura y se alcanza el punto de rocío, [fenómeno frecuenta en la zona Andina Colombiana].
3. Por la mezcla con una masa de aire más fría.

Según Silva, [1998] las gotitas de agua y las partículas de hielo que forman las nubes están sostenidas individualmente por las componnetes ascensionales del aire en movimiento. Estas componentes son relativamente pequeñas, pero suficientes para sotener partículas de determinado peso.

Cuando el peso de la gota de agua o de la pertícula de hielo es menor que la fuerza ascensional que actúa sobre ella, se origina un movimiento ascendente de esta partícula o gota, durante el cuál choca con las que se encuentran en su camino, ganando o perdiendo tamaño y modificando sus condiciones de temperatura y presión; en caso contrario, se produce un movimiento descendente de las partículas.

Además de este proceso se mantiene a las partículas que conforman la nube, en un movimiento oscilatorio, hacia arriba y hacia abajo, se presentan la atracción electrostática entre partículas y la turbulencia. Todos estos procesos hacen que, un tiempo después de formarse la nube, coexistan las gotas de agua y las partículas de hielo en todos los niveles, desde la base de la nube hasta el extremo superior.

Las gotas de agua y las partículas alcanzan en un momento dado las condiciones de peso que les permitan vencer la fuerza ascensional del aire, se concentran en la base de la nube, dando a ésta un color gris oscuro a negro, característico o de las nubes denominadas “NIMBUS”, y luego caen como precipitación.

4.5 Clasificación de las Nubes

Las nubes se pueden clasificar por tres conceptos:

- Por su forma

- Por su altura sobre el suelo
- Por la manera en que se forman

Candel [1971] presenta una clasificación de las nueves de acuerdo a su forma (Figura 23):

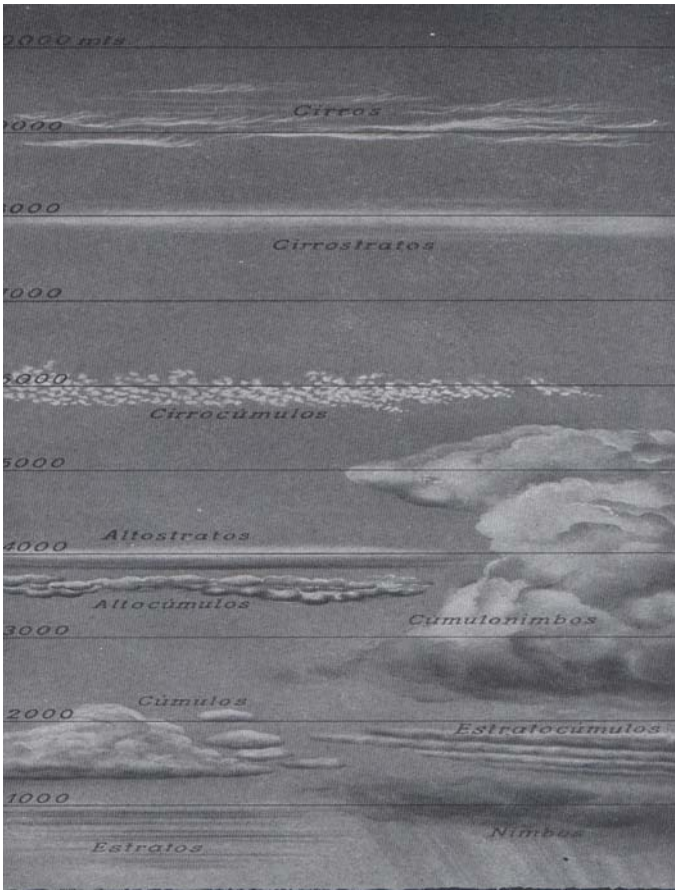


Figura 23. Esquema de la distribución de las nubes con la alttud [Candel, 1971].

Cirrus: Tienen aspecto vaporoso. De filamentos ligeros, como algodón deshilachado. Nubes blancas, de contornos imprecisos, sin contrastes de sombra. Pasan de 6.000 metros de altura. Son las nubes más altas.

Cúmulos: Tienen aspectos de cadenas de montañas cubiertas de nieve. Son blancas de contornos rodeados, de forma vigorosa.

Nimbos: Nubes oscuras, muy sombrías, llegando en ocasiones a ser casi negras, pero de contornos imprecisos, borrosos, se presentan a menos altura que las anteriores, son amenaza de lluvía.

Estratos: Aparecen sobre el horizonte en fajas alargadas o bandas horizontales a veces ligeramente onduladas. Sin embargo se presentan también a grandes alturas.

Cirrus y cirrostratos: Pueden no alcanzar los 45° de altura sobre el horizonte. Entonces sobre un banco de nubes blancas filamentosas, salen otras que parecen aspas de pescado y decrecen, pero sin alcanzar dicha altura.

Cirrocúmulos: Son las nubes llamadas "borrequitos", forman númerosos copos dispuestos en fila.

Altocúmulos: Banco de nubes en forma de guijarros, ordenadas en grupos, filas o rollos, siguiendo dos direcciones.

Altostratos: Velo fibroso o estriado y más o menos azulado.

Stratocúmulos: Poco después del mediodía los cúmulos empiezan a desinflarse en capas o rollos muy alargados.

Nimbostratos: Es una capa como de estratocúmulos, pero ensombrecida y espesa. Su base es muy oscura, amenazadora, como mojada y con cortinas de lluvías, mientras que la de los estratocúmulos es menos oscura, seca y bien recortada.

4.6 Características de la precipitación

En las áreas de la hidrología, hidrometeorología y agroclimatología, es frecuente la simulación por medio de herramientas estadísticas y matemáticas de las características de las precipitaciones en el tiempo y en el espacio.

La lluvía puede ser expresada en términos de intensidad, que es la cantidad de lluvía en milímetros [mm] por unidad de tiempo (hora), por ejemplo si se tiene una lluvía de 34 mm en 3 horas, su intensidad será de 11,3 mm/hora, o la lluvía fue de 12 mm en 5 minutos, su intensidad será de 144 mm/hora, [OMM, 1961: Citado por Sumner, 1988].

Para propósitos analíticos es usual derivar las intensidades de lluvías sobre un número específico de duraciones. Por ejemplo. Una lluvía que tiene una duración de 10 mm/h sostenida en 15 minutos es claramente de mayor magnitud que una sostenida solamente en 5 minutos, por otra parte las de baja intensidades tienden a tener largas duraciones [Sumner, 1988].

Según HMSO [1972: Citado por Sumner, 1988], una lluvía se puede clasificar como:

Intensa:	Mayor a 4.0 mm/h
Moderada:	Entre 0.5 a 4.0 mm/h
Suave:	Menor a 0.5 mm/h.

Por lo general estos estudios de intensidad de lluvía se deben acompañar de estudios probabilísticas de ocurrencia de eventos lluviosos.

4.7 Lluvía y Agricultura

La lluvía ejerce sobre los terrenos influencia mecánica, ya que tiene la capacidad de arrastrar la sedimentos de la capa superficial del suelo, ejerce disgregación de las partículas, es el medio de transporte de nutrientes desde el suelo hacia la planta, ya que actúa como disolvente de los mismos, a la vez que aporta cantidades de nitrógeno amoniacal y nítrica presentes en la atmósfera; por ejemplo: 1 litro de lluvía aporta 2 mg de nitrógeno amoniacal, y 0.7 mm en forma nítrica.

Una gota de lluvía que cae al suelo posee una energía cinética, que al chocar puede producir cierto movimiento de partícula o romper terrenos u otros agregados, llegando a causar erosión [Torres, 1995].

La distribución de las lluvías es una herramienta muy acertada para efectuar estudios de zonificación climática e identificación de zonas de vida, en las zonas tropicales como la nuestra, en donde la radíación y la temperatura no presentan grandes variaciones a lo largo del año; el comportamiento y estacionalidad de la agricultura y la vegetación a una misma altitud están directamente relacionados con la disponibilidad del agua en el suelo proveniente de las lluvías

Las decisiones que hay que tomar en la agricultura, tales como cambios de cultivos, siembra de nuevas variedades, técnicas de siembra, y sistemás de producción presentan un riesgo, que puede ser disminuido a partir del conocimiento de la probabilidad de ocurrencia satisfactoria de los elementos favorables a la producción. Desde un punto de vista exclusivamente climático, estas probabilidades corresponden a factores que influyen en los rendimientos, tales como la disponibilidad de agua. Entre tanto la consideración de *promedios* en climatología puede llevar a tomar decisiones herradas, es necesario por tal motivo hablar de *probabilidades de ocurrencia* [Eldin, 1980]

Dentro de los elementos meteorológicos, la lluvía es el que presenta mayor varíabilidad en nuestro medio, por lo que es el elemento de mayor riesgo para la agricultura, [Verá y González, 1995].

4.8 Análisis probabilistico de la lluvía

La evaluación de la precipitación además de los estudios de balance hídrico, sirve para caracterizar el régimen hídrico de una zona agrícola.

El estudio probabilístico de la lluvía puede hacerse a nivel díario, decadal, quincenal, mensual, anual, esto depende del grado de exactitud que se desee. La Organización Meteorológica Mundíal (OMM), recomienda los estudios a nivel de décadas [Frere y Popov, 1986].

Básicamente, el análisis probabilístico de la lluvía, permite afirmar con cierto nivel de confiabilidad la ocurrencia de un evento lluvioso, a partir de una serie de datos históricos.

Para hayar el nivel de probabilidad se emplean funciónes de distribución como la logarítmica normal, raíz cúbica, normal, y gama.

4.8.1 Metodologia para el análisis probabilístico

Los siguentes son los pasos para un análisis probabilistico de series históricas de lluvía, utilizando las funciónes de probabilidad normal, logarítmico-normal, y raíz cúbica:

1. Determinar la serie de datos a analizar [díario, décadal, mensual etc.]
2. Organizar los datos de menor a mayor o viceversa.
3. Determinar la medía estadística y la desvíación estándar.
4. Con cada dato, la medía estadística y la desvíación estándar: Se determina el zeta calculado:

   $Zc = Xi - M/\delta_{n-1}$---------- /65/

   En donde:
   Zc = Zeta calculado
   Xi = Dato de lluvía [decadal, mensual etc]
   M = Medía estadística
   $\delta n-1$ = Desvíación estándar para datos menores de 45
   δ = Desvíación estándar para datos mayores a 45

5. Con cada uno de los datos de Zc, se determina el valor de excedencia o la función de distribución acumulativa normal estándar, para cada Zc, hallo un Zt [Zeta tabla]
6. Luego se determina la prueba de hipótesis de Kolsmogorov-sminov, la cuál se basa en un estadístico llamado esperanza matemática:

   $E[\mu w^2]t = 1/6 = 0.166666$, denominado teórico

7. Procede a hayar el $E[\mu w^2]$ para cada una de las funciónes; calculado de la siguiente manera:

   $E[\mu w^2]c = 1/12n + \Sigma\{fzt_{[xi]} - 2xi-1/2n\}$----------/66/

   En donde:
   n = Número total de datos evaluados
   i = Número de orden de valor que estoy evaluando
   $fzt_{[xi]}$ = El Z tabla de excedencia de el dato que estoy evaluando (Distribución normal, de excedencia)
8. Acepte la función en la cuál el $E[\mu w^2]c$ sea menor al $E[\mu w^2]t$.
9. Y para efectos de manejo, se acepte el de menor $E[\mu w^2]c$.

4.9 Aplicación-1

1. Se toman los datos de precipitación total para el mes de Abril de los años de 1988 a 1998 de los anuarios Meteorológicos de CENICAFÉ correspondientes a la estación Naranjal, situada en el municipio de Chinchiná Caldas - Colombia.
2. Se procede a tabular los datos y disposición en orden descendente [De mayor a menor]. De estos datos ordenados se obtiene su medía estadística y la desvíación estándar para proceder a hayar el Z calculado, [Zc= [Xi-X/δn-1]. Ver tabla 12.

3. Los datos de Z calculado se disponen en la tabla según el orden correspondiente.
4. A partir de los datos de Z calculado se obtiene el Z-tabla [Tabla de excedencia para la función normal], teniendo en cuenta que los valores negativos se buscan en ésta tabla como positiva y viceversa, cuyos datos equivalen a la función normal.
5. Para estimar la función "Log.normal" de los datos ordenados de mayor a menor, se determina el logaritmo y luego la medía estadística y desvíación estándar, para proceder igualmente a hayar el Z calculado.
6. A los anteriores datos de Z calculado, les sacamos su Z tabla, de igual manera que para la normal.
7. Se procede a hayar la raíz cúbica, la cuál se obtiene a partir de los datos ordenados de mayor a menor. Se procede a calcular el Z calculado y el Z tabla. Vea las tablas 12 y 13.
8. Con los resultados arrojados por el Z tabla para cada una de las tres funciónes de procede a hayar la prueba de hipótesis $E[\mu w^2]c$ y $E[\mu w^2]t$.

   Nota: Las tres funciónes se ajustan, debido a que $E[\mu w^2]c$ es menor a $E[\mu w^2]t$, según la tabla 13. Pero acepto la función normal, debida a que es la menor.

9. Una vez he escogido la función de probabilidad que mejor se ajuste, procedo a determinar los niveles de probabilidad. Para este ejercicio vamos a determinar los niveles de probabilidad del 20%, 40%; 60% y 80%.

En la tabla 14 observamos los datos de lluvía ordenados de mayor a menor, con los niveles de probabilidad de excedencia para la función normal que más se ajustan. Para determinar el nivel de probabilidad del 20%, ubico el rango inferior y superior a 0.20, tal y como se indica en la tabla 15, tenemos rango inferior 0.1736 cuyo valor de lluvía es de 394.0 mm; y rango superior 0.3409 cuyo valor de lluvía es 343.1 mm, con estos datos hago una extrapolación para 0.20 y detérmino el valor de probabilidad de lluvía para el 20% (tabla 15); de igual manera para los otros niveles de probabilidad.

Interpretación [Tablas 14 y 15]:

Con un nivel de probabilidad del 80% bajo una distribución normal para la estación Naranjal su lluvía probable para el mes de Abril será de 221.63 mm o más.

Tabla 12. Análisis probabilístico de la lluvía. ***Estación***: Naranjal; ***Municipio***: Chinchiná Caldas, Colombia; ***Altitud***: 1400 msnm; ***Latitud***: 4º58' N; y ***Longitud***: 75º39' W.

Año	Lluvía mm	> a <	Zc	Zt	F lognormal	Zc	Zt	Raiz cúbica	Zc	Zt
1988	307.0	442.3	1.4473	0.0749	2.6457	1.2708	0.1020	7.6191	1.3299	0.0934
1989	343.1	416.8	1.1813	0.1190	2.6199	1.0932	0.1379	7.4698	1.1251	0.1314
1990	416.8	394.0	0.9435	0.1736	2.5955	0.9249	0.1788	7.3310	0.9347	0.1762
1991	183.8	343.1	0.4127	0.3409	2.5354	0.5111	0.3050	7.0060	0.4814	0.3156
1992	245.3	307.0	0.0362	0.4880	2.4871	0.1785	0.4325	6.7459	0.1320	0.4483
1993	172.3	304.3	0.0080	0.5000	2.4833	0.1521	0.4404	6.7261	0.1048	0.4602
1995	442.3	245.2	-0.6083	0.7257	2.3895	-0.493	0.6879	6.2590	-0.536	0.7019
1996	226.5	226.5	0.08034	0.7881	2.3551	-0.731	0.7673	6.0956	-0.760	0.7768
1997	394.0	183.8	-1.2487	0.8925	2.2643	-1.356	0.9115	5.6856	-1.322	0.9068

1998	304.3	172.3	-1.3686	0.9131	2.2363	-1.549	0.9382	5.5645	-1.488	0.9306
Medía		**303.53**			**2.4612**			**6.6497**		
δn-1		**95.88**			**0.1452**			**0.7289**		

Tabla 13. Resultado de las funciónes [Zt]

> a <	F, normal	F, Lognormal	Raíz cúbica
442.3	0.0749	0.1020	0.0934
416.8	0.1190	0.1379	0.1314
394.0	0.1736	0.1788	0.1762
343.1	0.3409	0.3050	0.3156
307.0	0.4880	0.4325	0.4483
304.3	0.5000	0.4404	0.4602
245.2	0.7257	0.6879	0.7019
226.5	0.7881	0.7673	0.7768
183.8	0.8925	0.9115	0.9068
172.3	0.9131	0.9382	0.9306

Tabla 14. Esperanzas matemáticas

Función	$E[\mu w^2]c$	Acepto	No acepto
Normal	0.03012	X	
Log Normal	0.14436	X	
Raiz Cúbica	0.03226	X	

Tabla 15. Niveles de probabilidad.

> a <	F normal
442.3	0.0749
416.8	0.1190
394.0	0.1736
343.1	0.3409
307.0	0.4880
304.3	0.5000
245.2	0.7257
226.5	0.7881
183.8	0.8925
172.3	0.9131

20%

40%

60%

80%

Nivel de probabilidad	Mm
80%	221.63
60%	278.11
40%	328.29
20%	385.96

También, **se puede estimar la lluvía probable a partir de una función de probabilildad** conocida como empírica, y que esta dada por la ecuación 68a:

$$P = \frac{M}{n+1}$$ ----------68a/

En donde:
P = La probabilidad de la lluvía
M = El número de orden de los datos ordenados de mayor a menor
n = El número de datos

En el ejercicio anterior, la probabilidad del lluvía al 80%, se puede estimar de la siguiente manera:

$$M = 0.8x(10+1) = 8.8 \approx 9.0$$

La lluvía probable al 80%, correspodría al dato ubicado en el número de orden 9.0 de la tabla 12, 183.8 mm, se observa que da un valor parecido al obtenido con las distribuciones de probabilidad descritas anterior mente; recuerde que la interpretación es: se espera que para el mes de Abril la lluvía probable al 80% sea de 183.8 mm ó más.

4.10 Frecuencia de las Lluvías

El estudio de frecuencia de lluvías permite definir a partir de una serie de datos históricos, la probabilidad de encontrar "n" días consecutivos secos, y "n" días consecutivos húmedos.

La frecuencia se define como el número de veces que se repite un fenómeno a partir de un patrón pre-establecido. Esto se determina a partir de la metodología denominada Cadenas de Markov; en donde se definen dos probabilidades iniciales y cuatro condicionales.

4.10.1 Las probabilidades iniciales

Determina la probabilidad de tener un día húmedo y la probabilidad de tener un día seco, y su expresión matemática sería:

P [S] = Fc seco / [Fc seco + Fc húmedo] ----------/67/
P [H] = Fc húmedo / [Fc seco + Fc húmedo] ----------/68/

En donde:
$P_{[S]}$ = Probabilidad de encontrar n días secos
$P_{[H]}$ = Probabilidad de encontrar n días húmedos
Fc. seco = Frecuencia observada de días secos
Fc húmedo = Frecuencia observada de días húmedos

4.10.2 Las probabilidades condicionales

Hacen referencia a la probabilidad de encontrar un día húmedo o seco, si el día anterior fue húmedo o seco.

$P\,[s/s] = F_{[S/S]}/F_{[S]}$ ----------/69/

$P_{[H/H]} = F_{[H/H]}/F_{[H]}$ ----------/70/

$P_{[S/H]} = F_{[S/H]}/F_{[H]}$ ----------/71/

$P_{[H/S]} = F_{[H/S]}/F_{[S]}$ ----------/72/

En donde:
P [s/s] = Probabilidad de encontrar un día seco, si el día anterior fue seco.
$P_{[H/H]}$ = Probabilidad de encontrar un día húmedo, si el día anterior fue húmedo.
$P_{[S/H]}$ = Probabilidad de encontrar un día seco, si el día anterior fue húmedo.
$P_{[H/S]}$ = Probabilidad de encontrar un día húmedo, si el día anterior fue seco.

Para hayar la probabilidad de encontrar n días consecutivos secos o n días consecutivos húmedos, se procede:

$P_{n;s} = P_{[S]} \times P_{[S/S]}^{n-1}$ ----------/73/

$P_{n;H} = P_{[H]} \times P_{[H/H]}^{n-1}$ ----------/74/

En donde:
$P_{n;s}$ = Probabilidad de encontrar n días consecutivos secos.
$P_{n;H}$ = Probabilidad de encontrar n días consecutivos húmedos.
n = Número de días consecutivos que se están analizando.

4.11 Aplicación-2

Para la estación meteorológica Naranjal del ejercicio anterior, se desea saber cuál será la probabilidad de encontrar 5 días consecutivos secos y 5 días consecutivos húmedos para el mes de Abril del año de 1999; considerando un día húmedo con lluvía mayor a 5 mm.

1. Se colectan los datos correspondientes al periodo de análisis.
2. Se tabulan los datos [tabla 16].
3. Se determina los días secos y los días húmedos, considerando como húmedo mayor a 5 mm.
4. Se tabulan los días secos o húmedos teniendo en cuenta el estado del día anterior.

Frecuencias: De acuerdo a los resultados de la tabla 16, podemos calcular las frecuencias:

F[S] = 17 F[H] = 13 F[S/S] = 11

F[H/H] = 6 F[H/S] = 7 F[S/S] = 6

P [S] = 17/30 = 0.5666 = 56.66%; P [H] = 13/30 = 0.4333 = 43.33%
P[S/S] = 11/17 = 0.6470 = 64.70%; P[H/H] = 6/13 = 0.4615 = 46.15%
P[H/S] = 7/17 = 0.4117 = 41.17%; P[S/H] = 6/13 = 0.4615 = 46.15%

La probabilidad de encontrar 5 días consecutivos secos es:

$P\ [5,S] = P[s] \times P[S/S]^{n-1} = 0.566 \times [0.6470]^{5-1} = 0.09929 = 9.29\%$
$P\ [5,H] = P[h] \times P[H/H]^{n-1} = 0.433 \times [0.4615]^{5-1} = 0.01964 = 1.96\%$

Tabla 16. Frecuencia de lluvías para el mes de Abril. ***Estación***: Naranjal. ***Municipio***: Chinchiná ***Altitud***: 1400 msnm. ***Latitud***: 4º58'N. ***Longitud:*** 75º39' W.

Día	Lluvía [mm]	F [s]	F [h]	F [s/s]	F [h/h]	F [h/s]	F [s/h]
1	0.0	I	0	I	0	0	0
2	13.4	0	I	0	0	I	0
3	0.5	I	0	0	0	0	I
4	8.5	0	I	0	0	I	0
5	4.1	I	0	0	0	0	I
6	0.0	I	0	I	0	0	0
7	8.7	0	I	0	0	I	0
8	40.0	0	I	0	I	0	0
9	2.0	I	0	0	0	0	I
10	12.1	0	I	0	0	I	0
11	28.7	0	I	0	I	0	0
12	14.6	0	I	0	I	0	0
13	0.4	I	0	0	0	0	I
14	4.1	I	0	I	0	0	0
15	0.1	I	0	I	0	0	0
16	0.0	I	0	I	0	0	0
17	0.0	I	0	I	0	0	0
18	0.0	I	0	I	0	0	0
19	0.0	I	0	I	0	0	0
20	0.0	I	0	I	0	0	0
21	0.0	I	0	I	0	0	0
22	10.9	0	I	0	0	I	0
23	0.2	I	0	0	0	0	I
24	36.7	0	I	0	0	I	0
25	5.0	0	I	0	I	0	0
26	8.9	0	I	0	I	0	0
27	1.1	I	0	0	0	0	I
28	0.3	I	0	I	0	0	0
29	13.8	0	I	0	0	I	0
30	10.2	0	I	0	I	0	0

TOTAL		**17**	**13**	**11**	**6**	**7**	**6**

Para la estación central Naranjal, la probabilidad de encontrar 5 días consecutivos secos en el mes de Abril será de 9.29%

A partir de las cadenas de Markov aplicadas a datos históricos para la zona de influencia de la estación meteorológica de la granja el Jazmín ubicada a ubicada a 1600 metros de altura sobre el nivel del mar, sobre la vertiente Occidental de la Cordillera Central a 04° 55' de latitud Norte y a 75° 38' de longitud Oeste (Colombia), se encuentra que los periodos secos corresponde al mes de Enero, Julio, Agosto y la segunda y tercera década de Diciembre con probabilidades muy bajas siendo las mayor probabilidad la primera década de Enero, de Julio y Agosto con un 40.9% de probabilidad de que sean secas (Figura 24).

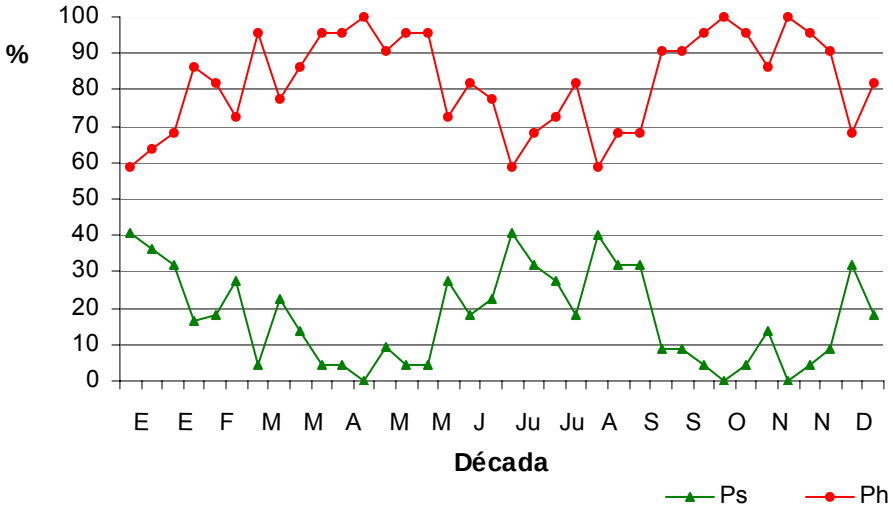


Figura 24. Probabilidad de encontrar décadas secas y húmedas para la zona de influencia de la granja el Jazmín. UNISARC, Santa Rosa de Cabal [Colombia].

Las probabilidades de encontrar décadas húmedas es mucho mayor siendo los meses de Abril a Mayo, y desde la segunda década de Septiembre a la primera década de Diciembre las probabilidades mayores al 90% de ser húmedo.

Analizando la lluvía al 75% de probabilidad se encuentra que la probabilidad de encontrar décadas secas durante el año es de 44.4% y de encontrar décadas húmedas es de 55.4%, al igual que la probabilidad de encontrar dos décadas consecutivas secas es del 30.5 % y la probabilidad de encontrar dos décadas consecutivas húmedas es del 41.6%, el periodo seco corresponde al mes de Enero, a la tercera década de Febrero y la primera de Marzo, desde el mes de Junio hasta la primera década de Septiembre y la tercera década de Diciembre.

Para condiciones normales de lluvía [50% de probabilidad] la probabilidad de encontrar décadas húmedas es del 100%.

4.12 Cálculos de la intensidad de la lluvía

La intensidad de la lluvía es la cantidad de lluvía registrada en un lugar por unidad de tiempo, este concepto es empleado entre otras, para calcular la energía cintética de una lluvía y posteriormente la erosividad que causan estas lluvías en los suelos, también se emplea el concepto de intensidad de lluvía en la planeación de obras de ingeniería especialmente de evacuación o eliminacion de aguas de un lugar bien sea por canales o por alcantarillados, entre otras.

Se define como la relación entre la cantidad precipitada en milímetros [mm] y el tiempo que duró la precipitación en horas [h], como lo define la siguiente ecuación:

$$I = P/h \qquad /75/$$

En donde:
I = Intensidad de la lluvía en mm/h
P = Precipitación en mm
h = Periodo de tiempo en horas

Para el cálculo de este concepto, es indispensable es uso del registro gráfico de la lluvía suministrado por el pluviógrafo.

Según Castañeda [1995], desde el punto de vista físico la intensidad es una velocidad, desde el punto de vista matemático es la pendiente medía de la curva del pluviógrafo en el intervalo de tiempo. Según esto la derivada de la curva con respectro al tiempo será la intensidad instantánea de la lluvía. "Sin embargo la ecuación de la curva del pluviógrafo no se puede derivar para un instante determinado, entonces lo óptimo es tomar unos intervalos de tiempo lo más pequeño posible, pueden ser de 5 minutos y hacer la relación respectiva, la cuál será la intensidad medía de la lluvía para esos 5 minutos.

En la práctica las intensidades se calculan, la evaluación se hace para intervalos de 5 minutos y se calcula la intensidad de la lluvía para cada intervalo. A partir de esta evaluación se puede calcular la intensidad de la lluvía para cuál quier intervalo superior a cinco minutos pero que sea múltiplo de cinco.

La intensidad medía para todo el aguacero será resultado de dividir el total precipitado por la duración en minutos y multiplicar por sesenta.

4.13 Relación entre la intensidad y la duración.

El estudio de las intensidades de la lluvía es básico en el diseño de obras para eliminar agua de lluvía, cálculos de capacidad máxima, estudios sobre precipitación caudal, cálculos de hidrogramás unitarios, cálculos de canales de desague para obras de conservación de suelos, en todos aquellos aspectos que tengan que ver con volúmenes de agua precipiatada en periodos de tiempo muy pequeños.

La intensidad de la lluvía está estrechamente ligada a su duración. En general las mayores intensidades se presentan al inició del aguacero y luego van disminuyendo con el transcurso del tiempo. Es decir, la intensidad es, por lo general, inversamente proporcional a la duración.

Los modelos matemáticos que relacionan la intensidad con la duración son del tipo hiperbólico:

$I = a / [t + b]$
$I = a / [t + b]^n$
$I = a / t^n$ ---------- /76/

En donde:
I = Intensidad en mm/hora.
t = Duración en minutos.
a, b, n = Constantes propias del sitio.

Los dos primeros modelos en la ecuacion /76/, se ajustan muy bien para duraciones menores a 120 minutos y el último a duraciones superiores.

Las constantes en la ecuación /76/, se determinan a partir del análisis de los aguaceros más intensos que se hayan presentado en una serie de años. El análisis se centra en calcular las intensidades para diferentes intervalos de duración [5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, --, en minutos]. Estas intensidades constituyen la muestra para el ajuste del modelo, es decir, para la determinación de las constantes. El modelo ajustado es válido, únicamente, para la zona climatológica de donde procede la muestra; lo cuál en la realidad significa que las constantes caracterizan el régimen de aguaceros del sitio. La determinación de las constantes se hace a través de los mínimos cuadrados, sometiendo a las ecuaciones a una anamorfosis, para convertirlas en línea recta. Estas transformaciones son las siguientes:

La ecuación "**$I = a / [t + b]$**", se transforman a:

$1/I = [t + b]/ a$ ---------- /77/

ó $1/ I = [b/a] + [t/a]$ ---------- /78/

La ecuación /78/ está expresada en forma de línea recta. En donde:
1/I = Y [varíable dependiente]
b/a = A [parámetro líneal]
1/a = B [parámetro angular o coeficiente de regresión] y
t = X [varíable independiente].

La ecuación "**$I = a / [t + b]^n$**", se transforman a:

$\log [I] = \log [a] – n \log[t-b]$ ---------- /79/

La ecuación "**$I = a / t^n$**", se tranforman a:
$\log [I] = \log [a] – n \log [t]$ ---------- /80/

Estas relaciones expresadas en forma logarítmica se ajustan como línea recta, lo cuál permite conocer los términos constantes. Una vez determinadas las constantes se podrá estimar la intensidad para una duración prefijada.

4.14 Relación intensidad – duración – frecuencia

Conocer la intensidad de la lluvía para determinada duración no es muy útil si no se conocen la frecuencia de esa lluvía, es decir, su **periodo de retorno** [T]. Por esta razón se hace necesario determinar cómo está relacionada la intensidad de la lluvía con su duración y su frecuencia. El modelo empleado para este tipo de relación es:

$I = [KT]^m / [t + a]$ ---------- /81/

En donde:
I = Intensidad máxima medía en mm/hora
T = Período de retorno en años
t = Duración de la lluvía en minutos
K, m, b = Constantes a determinar y que caracterizan el sitio.

Esta relación dará la intensidad máxima medía de una lluvía en t minutos de duración que se presentará en promedio un vez en T años.

Disponer de este tipo de relación permite conocer el volumen máximo de agua que generará una lluvía de determinadas características de duración y frecuencias, lo cuál es básico en el diseño de obras hidráulicas [Castañeda, 1995].

En un el estudio de intensidades máximás de lluvía para la zona cafetera, Jaramillo y Kogson [1994: Citados por Jaramillo 1999] encontraron las ecuaciones presentadas en la tabla 17.

4.15 Estimación de datos faltantes

Es muy frecuente encontrar que un registro pluviométrico está incompleto porque se perdío el dato correspondiente a uno o varios días, o porque éste no se tomó. En este caso, Silva, [1998] propone que el dato faltante se estima utilizando los registros de por lo menos tres estaciónes vencinas, o sea, estaciónes dentro de la misma región, que tengan registros completos.

Sean, x la estación con el registro incompleto; A, B y C las estaciónes vecinas. Si la precipitación medía anual [50% de probabilidad] en la estación x no difiere en más del 10% del promedio de las precipitaciones medías anuales de las estaciónes vecinas, el dato faltante en x se estima como promedio aritmético de los registros de las estaciónes A, B y C el día de la falla; si la diferencia es mayor al 10%, el dato faltante se estima con el promedio ponderado dado por la ecuación:

$$Px = \frac{Nx}{3}\left(\frac{P_A}{N_A} + \frac{P_B}{N_B} + \frac{P_C}{N_C}\right)$$ ---------- /82/

Tabla 17. Ecuaciones para el cálculo de la intensidad máxima [mm h^{-1}] como función del periodo de retorno [T, años], y la duración de la lluvía [t, minutos], [Jaramillo y Kogson, 1994: Citado por Jaramillo, 1999].

Estación [Departamento]	Municipio en Colombia	Ecuación
Pueblo Bello [Cesar]	Pueblo Bello	$I = 391\ T^{0.132}/[t+5]^{0.450}$
Francisco Romero [Norte de Santander]	Salazar	$I = 1.682\ T^{0.153}/[t+20]^{0.813}$
Blonay [Norte de Santander]	Chinácota	$I = 1.904\ T^{0.169}/[t+40]^{0.791}$
Berta [Boyaca]	Moniquirá	$I = 5.073\ T^{0.184}/[t+40]^{1.068}$
Montelíbano [Cundinamerca]	Yacopí	$I = 1.142\ T^{0.147}/[t+10]^{0.270}$
Mesitas de Santa Ines [Cundinamerca]	Cachipay	$I = 743\ T^{0.200}/[t+15]^{0.641}$
Tibacuy [Cundinamarca]	Tabacuy	$I = 1.977\ T^{0.147}/[t+15]^{0.963}$
Llanadas [Caldas]	Manzanares	$I =3.653\ T^{0.145}/[t+40]^{0.966}$
Agronomía [Caldas]	Manizales	$I = 3.896\ T^{0.154}/[t+25]^{1.020}$
Santa Ana [Caldas]	Palestina	$I = 987\ T^{0.166}/[t+15]^{0.742}$
Santágueda [Caldas]	Palestina	$I = 957\ T^{0.167}/[t+20]^{0.731}$
Cenicafé [Caldas]	Chinchiná	$I = 1.092\ T^{0.133}/[t+15]^{0.755}$
Naranjal [Caldas]	Chinchiná	$I = 1.035\ T^{0.184}/[t+20]^{0.716}$
Rafael Escobar [Caldas]	Supía	$I = 5.369\ T^{0.128}/[t+35]^{1.080}$
El Rosario [Antioquia]	Venecia	$I = 3.733\ T^{0.168}/[t+15]^{1.034}$
Miguel valencia [Antioquia]	Jardín	$I = 3.055\ T^{0.160}/[t+30]^{1.026}$
Luis Bustamente[Tolima]	Villarrica	$I = 3.732\ T^{0.147}/[t+35]^{1.017}$
La Montaña [Tolima]	Dolores	$I = 986\ T^{0.179}/[t+15]^{0.740}$
Chapetón [Tolima]	Ibagué	$I = 2.475\ T^{0.131}/[t+35]^{0.882}$
El Limón [Tolima]	Chaparral	$I = 1.338\ T^{0.182}/[t+15]^{0.748}$
Jorge Villamil [Huila]	Gigante	$I = 3.549\ T^{0.160}/[t+45]^{0.973}$

Continuación.....

Estación [Departamento]	Municipio en Colombia	Ecuación
El Jazmín [Risaralda]	Santa Rosa de Cabal	$I = 1.288\ T^{0.181}/[t+15]^{0.798}$
Planta de tratamiento [Risaralda]	Pereira	$I = 1.038\ T^{0.195}/[t+20]^{0.703}$
El Cidral [Risaralda]	Pereira	$I = 1.181\ T^{0.175}/[t+15]^{0.769}$
Bremen [Quindío]	Circasia	$I = 2.470\ T^{0.153}/[t+10]^{0.991}$
El Sena [Quindío]	Armenia	$I = 1.489\ T^{0.153}/[t+20]^{0.796}$
La Bella [Quindío]	Calarca	$I = 1.745\ T^{0.163}/[t+15]^{0.841}$

En donde:

N = Representa la precipitación medía anual [recuerde que para condiciones tropicales se calcula con el 50% de probabilidad], cálculada en las cuatro estaciónes para el mismo período.

P = Precipitación del día faltante.

Esta metodología puede tener algunas dificultadas, especialmente en la zona Andina Colombiana, debido a la gran varíabilidad espacial de la precipitación, especialmente en distancias cortas por los efectos orográficos. Un ejemplo se puede ilustrar en la figura 25, en donde dos estaciónes ubicadas a menos de 2 Km de distancia, y con 100 metros de altura de diferencia, presentan distribuciones históricas de la lluvía muy diferentes, auque mantenienen el mismo patrón de distribución anual.

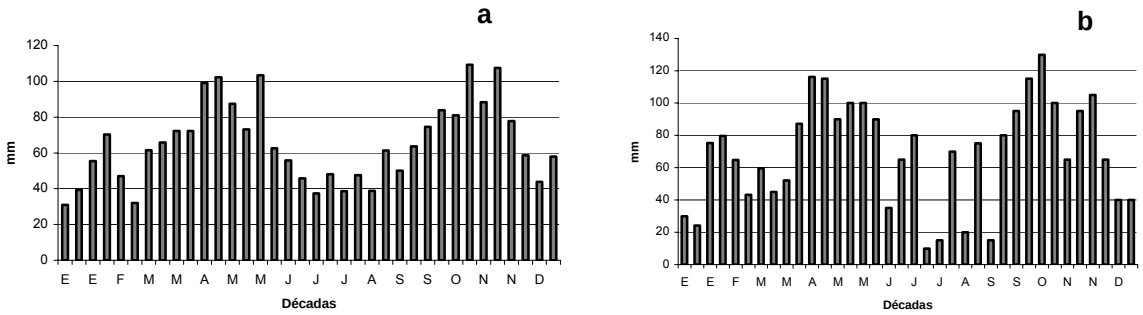


Figura 25. Efecto Orográfico sobre la distribución de las lluvías para: **a.** Estación El Jazmín (1600 msnm) y **b.** Estación El castillo (1500 msnm). Santa Rosa de Cabal, Risaralda (Colombia).Valores historicos al 50% de probabilidad.

4.16 Análisis de la lluvía sobre un area

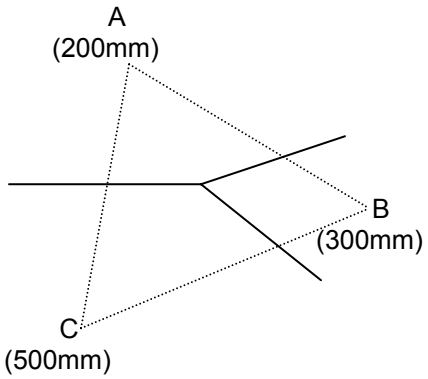
Silva [1998] afirma que los registros de una estación son puntuales, pero cuando las estaciónes están repartidas convenientemente sobre un área permiten calcular aguaceros, lluvías díarias, mensuales y anuales, debido a que cada estación tiene un área de influencia relativa, de acuerdo con su localización.

Las distancias entre estaciónes se escogen dentro de un estudio preliminar sobre la varíación espacial de la lluvía en el área; esta varíación depende de factores orográficos y geográficos; se estima que en zonas montañosas existe una mayor varíabilidad espacial de las lluvías que en las zonas planas, por lo tanto en estas últimas el área de influencia de una estación es considerada mayor que en las primeras.

Los métodos más conocidos para calcular las lluvías sobre un área son los siguientes:

a. Promedio aritmético: La lluvía sobre el área se calcula como el promedio aritmético de los registros pluviométricos de las estaciónes localizadas dentro del área. El método es objetivo y fácil de aplicar; permite hacer cálculos rápidos pero no muy precisos, por cuanto no considera el efecto de la distribución desigual de las lluvías sobre el área, ni la mayor o menor importancia de cada estación. Es útil en áreas planas.

b. Polígonos de Thiessen: Se calcula la lluvía sobre el área como el promedio ponderado de los registros pluviométricos de las estaciónes que tienen influencia sobre el área. Para asignar a ese grado de influencia o ponderación un valor numérico, se encierra cada estación por un polígono que se traza con las medíatrices de las líneas que unen las estaciónes tal como se aprecia en la figura 26, en la cuál existen tres estaciónes A, B y C; las medíatrices de las líneas AB, AC, y BC determinan los polígonos que encierran las estaciónes, y las áreas de los polígonos determinan los pesos o grados de influencia de las estaciónes. Cuando la distribución de las estaciónes es adecuada, el método da resultados aceptables; presentando además la ventaja de que es programable, fácil y objetivo.



Sub area	Area %	Precipitación	Preci.ponderada
A	25	200 mm	50 mm
B	40	500 mm	200 mm
C	35	300 mm	105 mm
	Precipitación medía		355 mm

Figura 26. Polígono de Thiessen [Silva, 1998].

c. Isoyetas: Es un método más racional que los anteriores, y sus resultados son buenos cuando se tiene un conociminiento completo de las características topográficas del área y de la localización de las zonas de alta y baja pluviosidad. Las isoyetas son líneas que unen puntos de igual precipitación; se trazan utilizando información de estaciónes localizadas dentro y fuera del área.

El método supone que la precipitación que resulta de promedíar dos isoyetas consecutivas tiene un peso o ponderación proporcional a la sub-área entre las dos isoyetas, como se aprecia en la figura 27. El método requiere de más trabajó que los anteriores porque los porcentajes de ponderación dependen de cada aguacero o de cada periódo analizado; además es subjetivo porque un buen trazado de las isoyetas requiere del conocimiento apropiado del regimen de lluvías del área, y no presenta las facilidades de cálculo de los otros dos, [Silva, 1998].

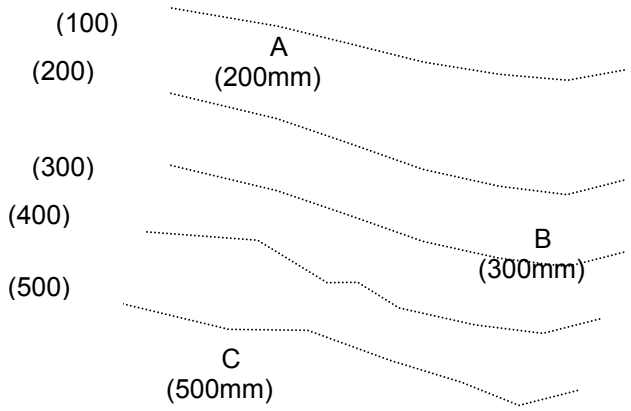


Figura 27. Método de las isoyetas [Silva, 1998].

Bibliografía

Candel, V.R. 1971. *Meteorología.* Enciclopedía Labor. Edit. Labor, 197-286.

Castañeda, O. A. 1995. *La precipitación*. Facultad de Ingeniería Forestal. Universidad del Tolima. Ibague [Colombia]. 55p.

Eldin, M. 1980. *A System of Agroclimatic zoning to Evaluate Climatic Potential for Crop Production. Agroclimate Information for Development*. Reviving the Green Revolution. Edited by David F Cusack. Colorado. USA. 83:91.

Frere, M. y Popov, G.F. 1986. *Pronóstico agrometeorológico del rendimiento de los cultivos*. Estudio FAO Producción y Protección Vegetal. No. 73. 194p.

Fuentes, J.L. 1989. *Iniciación a la Meteorología Agrícola.* Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Servicio de Extensión Agraria. Ediciones Mundi-Prensa. [España]. 195p

Jaramillo, R.A. y Kogson, Q.J. F. 1994. *Características de las lluvías máximás en la zona cafetera colombiana.* Cenicafé, 45[1]: 25-34.

Jaramillo, R. A. 1999. *Climatología de las regiones cafeteras, microclima y fenología del cultivo del café*. Cenicafé, 151p

Silva, M.G. 1998. *Hidrología Básica*. Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Ingeniería. Sede Santafé de Bogotá (Colombia). 239p.

Sumner, G. 1988. *Precipitation: Process and Analysis*. Department of Geography St David′s University College. LamETPer - Dyfed, UK. 455p.

Torres, R.E. 1995. *Agro-Meteorología*. Editorial Trillas. México. 154p.

Verá, A. A y González, O. H. 1995. *Balance Hídrico para el cultivo de Man*zano. 2do Simposio Internacional sobre el Manzano. Manizales (Colombia). Memorias. 181:198.

Capítulo 5

PRESIÓN Y HUMEDAD ATMOSFÉRICA

El aire ejerce una fuerza en la superficie de todos los objetos con los que está en contacto. El aire, como cuál quier otro cuerpo está sujeto a la acción de la gravedad, tiene un peso, y ejerce por lo tanto, una presión sobre la superficie terrestre. La presión de aire se mide como la fuerza por unidad de área, [Moran y Morgan, 1991; Fuentes, 1989].

La cantidad de presión producida por la composición de las moléculas de gas del aire depende de: La masa de las moléculas, el empuje de la gravedad y la actividad dinámica de las moléculas. Usualmente la presión del aire que se da en una localidad de la superficie de la tierra, se describe como el peso por unidad de área de una columna de aire sobre la localidad. La presión de un punto dentro de la atmósfera es igual al peso por unidad de área de la atmósfera sobre el punto. El peso es la fuerza ejercida por la gravedad en una unidad de masa [Moran y Morgan, 19991], y se expresa así

Peso = Masa x Aceleración de la gravedad.

La acelareacion de la gravedad tiene un valor de 32.2 pies s^{-2} o 9.81 ms^{-2}. Jaramillo [1999] define la presión atmosférica como el peso ejercido por la columna de aire que se extiende desde el tope de la atmósfera hasta una superficie horizontal ubicada a nivel del suelo.

5.1 Varíación de la presión atmosférica con la altitud

Las moléculas de gas atmosférico están más cerca unas de otras en la superficie de la tierra, el espacio entre estas moléculas incrementa cuando se incrementa la altura. El número de moléculas por unidad de volumen disminuye con la altitud y, también se conoce como la varíación de la densidad del aire con la altitud (masa por unidad de volumen), según Moran y Morgan, [1991].

En virtud de la ley de Mariotte, la densidad del aire es proporcional a la presión, lo cuál quiere decir que mientras la altitud crece en proporción aritmética, la presión disminuye en proporción geométrica, es decir, rápidamente en las capas bajas, y de un modo lento en las más elevadas. En el lenguaje de las matemáticas, esta ley se expresa diciendo que la altitud es inversamente proporcional al logaritmo de la presión, y la curva representativa de la varíación es de forma hiperbólica (figura 28), según Candel [1971].

Eslava [1995: Citado por Jaramillo 1999], empleando información de 53 estaciónes en un estudio de regímenes de presión para Colombia determinó la siguiente expresión:

$LnP = 6.91745-0.00012*A$, con $R^2 = 0.99*$ ----------/83/

En donde:
Ln = Logaritmo natural

P = Presión atmosférica en hectopascales (hPa ó mb)
A = Altitud en metros

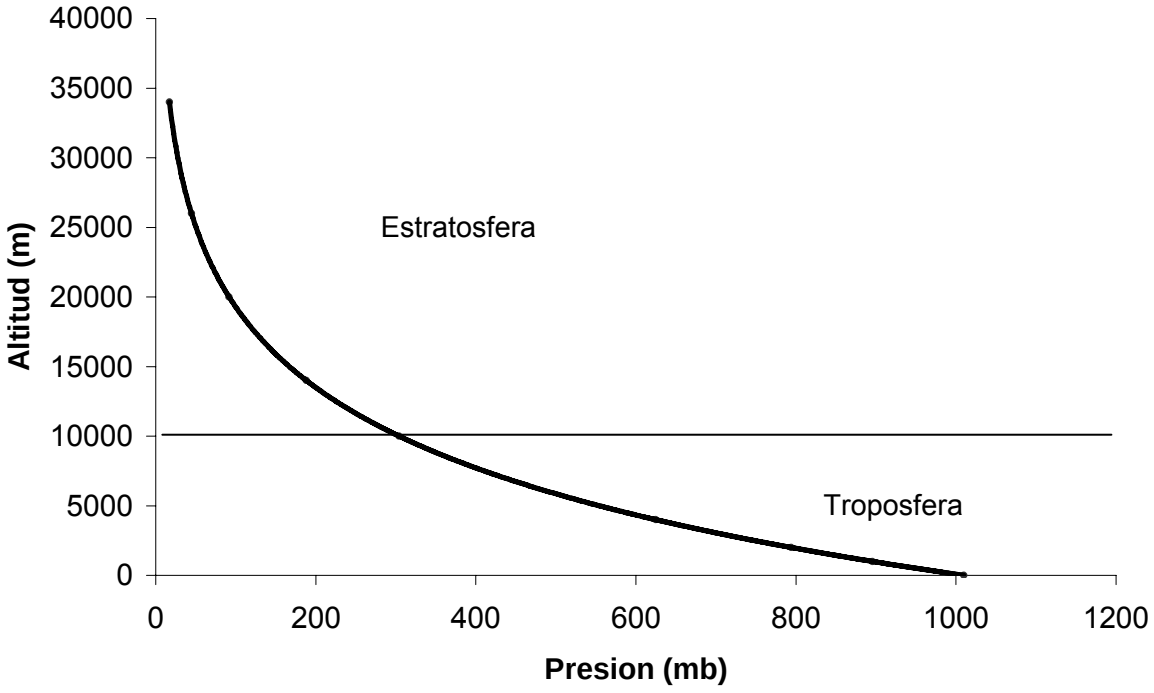


Figura 28. Varíación de la presión atmosférica con la altitud,.

Con una altitud de cero metros sobre el nivel del mar, la presión tendrá un valor de 101.3 KPa. La Presión atmosférica también puede calcularse de la siguiente manera, [Allen et al. 1998]:

$$P = 101.3\left(\frac{293 - 0.0065A}{293}\right)^{5.26}$$ ----------/84/

En donde:
P = Presión atmosférica (KPa)
A = Altitud (m)

El volumen del aire también varía con la temperatura y la humedad. El aire al calentarse aumenta de volumen y se hace menos denso cuando se enfría. Por otra parte el vapor de agua pesa menos que el aire; por tanto, una atmósfera que contenga mucho vapor de agua pesa menos que una atmósfera seca, [Fuentes, 1989].

5.1.1 Unidades de conversión

La presión atmosférica se puede expresar en milibares, milímetros de mercurio, Pascales, Hectopascales, atmósfera. Se usan las siguientes convesiones según Moran y Morgan [1991]; Jaramillo [1999]:

1 mm de mercurio [mmHg]	X 133.32	= pascales [pa = $N*m^{-2}$]
Pascales X 0.0075		= mmHg
Bares x 1000		= milibares [mb]
Bares x 1000000		= pascales
Bares x 0.9869		= atmósferas [atm]
1 hectoPascal		= 1 milibar = 0.750062 mmHg
760mmHg		= 1 atmósfera = 1013.25 mb = 1013.25 hPa.

5.2 Humedad atmosférica

Dentro de la atmósfera, el agua se encuentra en tres fases a saber: a] ***vapor de agua***, que es invisible; b] ***pequeños cristales*** y c] ***gotas de agua*** en nubes visibles. La cantidad total de agua dentro de la atmósfera es muy pequeña, y más que esto es una baja proporción de la troposfera, [Moran y Morgan, 1991].

De la cantidad de vapor de agua contenido en la atmósfera dependen las posibilidades de lluvía, y de éstas la producción de energía hidráulica. El vapor de agua además absorbe el calor, y por consiguiente actúa como regulador de la temperatura, su acción es decisiva sobre los seres vivos, y su ausencia o proporciones mínimás en regiones desérticas es el principal obstáculo que se opone al desarrollo de la vida en tales regiones [Candel, 1971].

La cantidad de vapor de agua presente en el aire por unidad de masa o de volumen, determina el grado de humedad en la atmósfera [Jaramillo, 1999].

La fuente principal de humedad del aire es la superficie de los océanos, de donde se evapora el agua de manera constante, pero también contribuyen a su formación los lagos, ríos, glaciares, campos de nieve, la transpiración de las plantas [Moran y Morgan, 1991; Fuentes, 1989; Candel, 1971].

La atmósfera no puede contener una cantidad ilimitada de vapor de agua, sino que llega un momento en que ya no puede contener más. Cuando llega ese momento se dice que la atmósfera está ***saturada*** [Fuentes, 1989].

El punto de saturación de la atmósfera depende de la temperatura Cuanto más caliente está el aire, mayor cantidad de vapor de agua puede contener, para toda solución se cumple que entre mayor sea la temperatura mayor es su punto de saturación hasta llegar a un punto máximo. Cuando el aire está saturado de vapor de agua y baja la temperatura, ocurre que el aire no puede contener todo el vapor de agua que contenía anteriormente; el exceso de vapor de agua pasa a formar pequeñas gotas de agua o cristales de hielo según sea la temperatura del aire [Fuentes, 1989].

5.2.1 Punto de rocío

La temperatura a la cuál el vapor de agua se transforma en gotas líquidas. [Jaramillo, 1999; Fuentes, 1989]. Torres [1995], presenta la siguiente ecuación para calcular la temperatura del punto de rocío:

$$ts = \frac{237.3\ln(\frac{Ed}{4.584})}{17.27 - \ln(\frac{Ed}{4.584})} \quad \text{----------} \quad /85/$$

En donde:
ts = Temperatura de rocío
E = Tensión de vapor actual en milímetros de mercurio [mmHg]

5.3 Expresiónes de la humedad atmosférica

5.3.1 Humedad Relativa (HR)

La humedad relativa es una expresión de lo máximo posible en términos relativos. La humedad relativa no dice nada de cuanto vapor hay en la masa, dice cuanto está ocupado de la masa por vapor. La temperatura es la que me permite saber cuanto vapor de agua hay en la atmósfera; la expresión de la humedad relativa esta dada por la tensión de vapor:

HR = [Ed/Ea]*100 ----------/86/

En donde:
HR = Humedad relativa [%]
Ed = Es la tensión de vapor actual en milibares [mb]
Ea = Es la tensión de vapor a saturación en milibares [mb]

5.3.2 Humedad específica (He)

Es la masa en gramos de vapor de agua contenido en un kilogramo de aire húmedo. Si el aire está saturado, es decir a su máxima capacidad, la He se define como la humedad especifica saturante. Su unidad es gr/kg, y su expresión matemática es:

He = 622*[Ed/P] ----------/87/

En donde:
He = Humedad específica en gramos de vapor de agua por un kg de aire húmedo.
Ed = Tensión de vapor actual en milímetros de mercurio [mmHg]
P = Presión atmosférica en milímetros de mercurio [mmHg]

5.3.3 Humedad absoluta (Ha)

Se define como la masa de vapor de agua en gramos por unidad de volumen de aire y su unidad es gr. de vapor/ m^3 de aire, y su expresión matemática es:

Ha = 288*[Ed /Tº] ----------/88/

En donde:
Ha = Humedad absoluta en gramos de vapor de agua por m^3 de aire.
Ed = Tensión de vapor actual en milímetros de mercurio [mmHg]
Tº = Temperatura en grados kelvin [ºK].

5.4 Tensión de Vapor a Saturación (Ea)

Se puede definir la tensión de vapor a saturación como la máxima cantidad de vapor que puede albergar una masa de aire a una temperatura determinada, a partir de la cuál el vapor de agua se condensa. La tensión de vapor se expresa en milibares [mb], o milímetros de agua evaporable [mmH_2O evaporable]. Está en función de la temperatura, lo que quiere decir que a mayor temperatura mayor será la tensión de vapor a saturación, y por lo tanto mayor será la capacidad del la masa de albergar vapor de agua.

Rosemberg [1974] afirma que este incremento se da de una manera exponencial y está dado por la siguiente ecuación:

Log_{10} Ea = [(0.02604*T) + 0.82488] ----------/89/

En donde:
Log_{10}Ea = Logaritmo en base 10 de la tensión de vapor a saturación en milibares [mb]
T = Temperatura en grados Celsius [ºC]

La tensión de vapor a saturación (mm Hg), también se puede calcular de la siguiente manera [Torres, 1995]:

$$Ea = 4.584x10^{\frac{7.5th}{237.3+th}}$$ ----------/90/

En donde:
Ea = En milímetros de mercurio [mm Hg]
th = Temperatura del bulbo húmedo (ºC)

La tensión de vapor a saturación (mb):

$$Ea = 6.11x10^{\frac{7.5th}{237.3+th}}$$ ----------/91/

En donde:
Ea = En milibares [mb]
th = Temperatura del bulbo húmedo (ºC)

Ejemplo: Para una temperatura medía de 22ºC, ¿Cúal será la tensión de vapor a saturación?

Log_{10} Ea = [0.02604 (22ºC) + 0.82488] ó
Ea = Antilog 1.39776 ó
Ea = 24.99 mb

5.5 Tensión de vapor actual (Ed)

Se define como la cantidad de vapor de agua que tiene una masa de aire bajo las condiciones de temperatura existentes en dicha masa, siempre es menor a la tensión de vapor a saturación, y cuando es igual, se dice que la masa está saturada y la humedad relativa es igual al 100%. Esta varíable se determina a partir de las medidas de presión y temperaturas del bulbo seco y húmedo dadas por el psicrómetro; y su expresión matemática es:

Ed = Ea – C*P*[Ts-Th] ----------/92/

En donde:
Ed = Tensión de vapor actual [mb]
Ea = Tensión de vapor a saturación [mb]
P = Presión atmosférica [mb]
Ts = Temperatura del bulbo seco [ºC]
Th = Temperatura del bulbo húmedo [ºC]
C = Constante psicrométrica.

Existen psicrómetros ventilados y no ventilados, los no ventilados tienen dos sistemás de enfriamiento: con agua o con hielo, la constante psicrométrica tiene un valor de:

C para un psicrómetro ventilado = 0.00066
C para un psicrómetro no ventilado enfriado con agua = 0.00079
C para un psicrómetro no ventilado enfriado con hielo = 0.00069

El Centro Nacional de Investigaciones de Café de Colombia Cenicafé, propone para el cálculo de la tensión presión de vapor actual con la siguiente expresión:

Ed = Ea - γ [ts – th] ----------/93/

En donde:
Ed = Tensión de vapor actual [mb]
Ea = Tensión de vapor a saturación [mb]
γ = Coeficiente ó constante psicrométrica = 0.57 mb / °C
ts = Temperatura del bulbo seco (ºC)
th = Temperatura del bulbo húmedo (ºC)

Según Jaramillo [2004: comunicación personal], el coeficiente psicrométrico se calcula medíante la siguiente expresión:

$\gamma = A * P$ ----------/94/

En donde:
A = 0.000662/°C en el caso de un Psicrómetro ventilado [tipo Asmann]
= 0.000800/°C en el caso de un Psicrómetro ventilación natural [1 m/s]
= 0.001200/°C en el caso de un Psicrómetro no ventilado dentro de caseta
P = es la presión atmosférica del sitio en milibares

5.5.1 Ejemplo

En una localidad A la masa de aire tiene una temperatura medía de 30ºC y una temperatura del punto de roció de 5ºC; en la localidad B la masa de aire tiene una temperatura igual a la localidad A y una temperatura del punto de rocío de 20ºC. ¿Cuál de las dos masas de aire tiene mayor cantidad de vapor de agua?

Localidad A	**Localidad B**
Tºmed = 30ºC Tºd = 5ºC	Tº med =30ºC Tºd = 20ºC
Con la Tº del punto de rocío, se calcula la tensión de vapor a actual	
Ed = 8.72 mb Ed = 8.72mb x 0.75062 = 6.55 mmHg 273 +30ºC = 303ºK Ha = 288*[Ed/303ºK] Ha = 288*[6.55mmHg/303ºK] Ha = 6.2162 = 6.2 g/m^3	Ed = 23.37mb Ed = 23.37mb x 0.75062= 17.52 mmHg 273 + 30ºC = 303ºK Ha = 288*[17.52/303ºK] Ha = 16.6598 = 16.7 g/m^3

Interpretación: A una misma temperatura, la masa que tenga mayor temperatura de punto de rocío, es la que tendrá mayor contenido de vapor de agua y a la vez será la de mayor humedad relativa. Así la localidad B tendrá un contenido de vapor de agua de 16.7 g/m^3 comparado con un valor de 6.2 g/m^3 para la localidad A.

Bibliografía

Candel.,V.R. 1971. *Meteorología*. Enciclopedía Labor. 2da Edición.. Barcelona [España]. p.197-290.

Fuentes, Y.J.L. 1989. *Iniciación a la Meteorología Agrícola*. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Servicio de Extensión Agraria. Ediciones Mundi-Prensa. [España]. 195p

Jaramillo, R. A. 1999. Climatología de las regiones cafeteras, microclima y fenología del cultivo del café. Cenicafé.151p

Moran, J.M.y Morgan, M.D. 1991. *Meteorology: The atmosphere and the Science of Weather*. 4th edition. Englewood Cliffs - NJ [Estados Unidos], Macmillan Publishing Company. 517p

Rosenberg, J.N. 1974. *Microclimate: The Biological Environment.* A Wiley-Interscience Publication. Nebraska. [Estados Unidos]. 315 p.

Torres, R. E.1995. *Agrometeorología*. Editorial Trillas. México.154p

Capítulo 6

LOS VIENTOS

6.1 Origen de los vientos

El viento es el movimiento de aire en la superficie terrestre. Es generado por la acción de gradientes de presión atmosférica producida por el calentamiento diferencial de las superficies y masas de aire, [Jaramillo, 1999].

La superficie de la tierra se calienta por la radíación solar, esta radíación solar no se recibe con la misma intensidad en todas las zonas del planeta como lo observamos en el capítulo de radíación, lo que origina un calentamiento desigual de las masas de aire. El aire de las capas atmosféricas más bajas se calienta bajo la influencia de la superficie terrestre, siendo su calentamiento más o menos intenso según la temperatura que alcanzan las diferentes zonas de la superficie terrestre con las que se mantiene en contacto.

El aire más caliente se dilata más y se hace menos denso, por lo que disminuye la presión atmosférica en la zona que abarca la masa de aire caliente. El aire menos caliente se dilata menos y es más denso, por lo que aumenta la presión atmosférica en la zona que abarca la zona de la masa de aire frío. Por consiguiente, el desigual calentamiento de la superficie terrestre y de las masas de aire que se asientan sobre ella origina unas zonas de la atmósfera que tienen distintas Presiónes atmosféricas.

En general existe la tendencia a que cuál quier desequilibrio que exista a nivel de la atmósfera tiende a equilibrarse de manera natural. El desequilibrio creado por la diferencia de presión tiende a equilibrarse de una forma natural medíante el desplazamiento de aire de la zona de mayor presión a la de menor presión, este desplazamiento de aire horizontal recibe el nombre de **viento** [Fuentes, 1989]. La figura 29 presenta el proceso esquemático del movimiento de los vientos.

Desde el punto de vista ecológico, un buen conocimiento del viento tiene implicaciones amplias en la agricultura y en el manejo de los suelos. Los vientos influyen en:

1. La remoción de CO_2.
2. Transferencia y/o remoción de vapor de agua
3. Transporte de insectos, polen y esporas de enfermedades.
4. Desgarre de hojas
5. Cambios en la humedad atmosférica local
6. Aumento en las tasas de evapotranspiración
7. Pérdidas en las aplicaciones de agroquímicos y en los sistemás de riego por aspersión.
8. Cambios térmicos en las primeras capas del suelo
9. Pérdidas de suelos por erosión eólica
10. Causa sequías [Chang, 1971; Rosenberg, 1974; Llano, 1980].

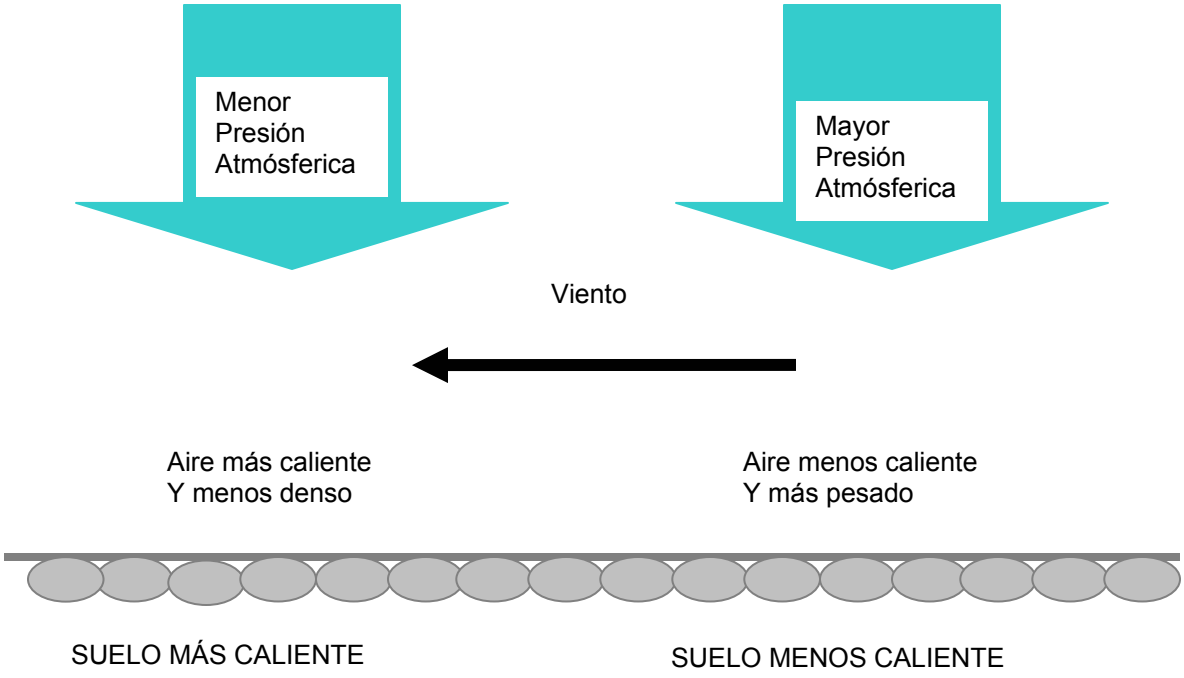


Figura 29. La diferencia de presión atmósferica entre dos zonas tiende a equilibrarse medíante desplazamientos de aire [viento] desde la zona de mayor presión a la zona de menor presión [Fuentes, 1989].

6.2 Característica de los vientos

Las dos características fundamentales del viento son *La dirección* y la *Velocidad* según Jaramillo [1999].

Dirección: Es el punto del horizonte de donde viene el viento.
Velocidad: Espacio recorrido por unidad de tiempo (m/s; Km/h).

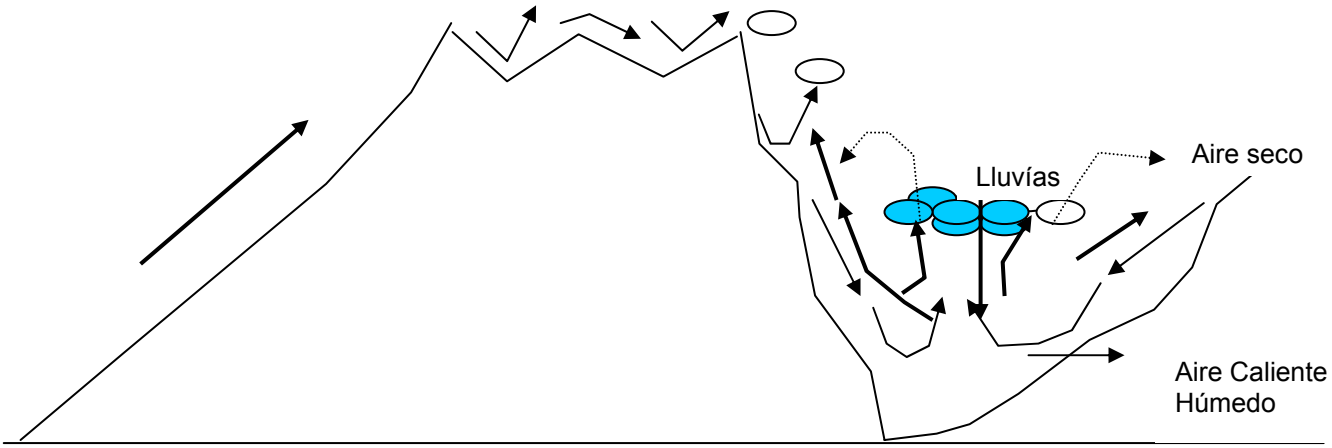
La zona cafetera Colombiana está situada en las vertientes de las zonas andinas, por lo cuál existe una marcada influencia de la topografía sobre la circulación de los vientos de carácter local (vientos de valle-montaña-valle)

Colombia está situada dentro de la "zona de confluencia intertropical (ZCIT)", que de acuerdo con la posición de sus centros de alta presión, rigen el macro tiempo o tiempo general de las regiones tropicales [Capítulo 9]. Este corresponde al tiempo dominante en cada región: épocas secas y lluviosas. Pero el carácter de clima no sólo depende del macro-tiempo sino de la topografía regional, ya que en las zonas montañosas se originan circulaciones locales producidas por diferencias adquiridas al transformarse la radíación solar.

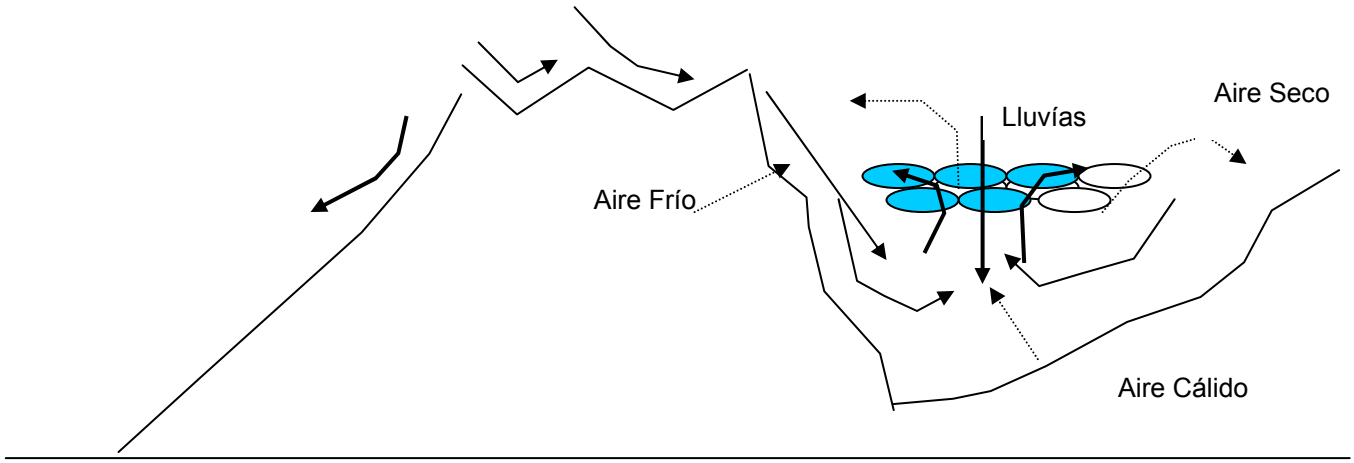
Se producen de esta manera fenómenos locales de estancamiento y foehn y se establecen sistemás de circulación recíproca, tierra-mar y valle-montaña [Jagsich, 1954; Trojer, 1958: Citados por Llano 1984].

Durante el día los vientos ascienden desde el valle hacia la montaña [*Vientos anabáticos*], es aire caliente poco denso. Durante la noche ocurre el proceso de circulación en dirección opuesta; desde la montaña desciende aire frío y denso hacia el valle [*Vientos catabáticos*], según la figura 30. En la mayoría de los casos las ráfagas diurnas presentan mayor velocidad que las nocturnas, debido a la acción de la radíación solar.

En general las velocidades de los vientos registradas para la zona Cafetera son bajas, con valores inferiores a 5 km/h y valores extremos de ráfagas, impulsos cortos próximos a 70 km/h, que aunque son de ocurrencia esporádica, originan daños a los cultivos y construcciones.



Circulación diurna



Circulación Nocturna

Figura 30. Esquema de circulación diurna y nocturna, y formación de nubes [Llano, 1984].

La velocidad del viento generalmente aumenta con la altura sobre la superficie terrestre, por lo que se requiere para efectos de comparación de sitios diferentes emplear una altura normalizada de los instrumentos de medida del viento en superficie. Esta altura es de 10 metros sobre el suelo, en terreno llano y descubierto. El factor de corrección es 1 nudo = 0.51 m/s, [Jaramillo, 1999].

6.3 Vientos en superficie

En meteorología esta palabra se refiere, en general, a un movimiento de conjunto del aire cerca de la superficie terrestre (entre 2 y 15 metros); este movimiento del aire raramente es regular, corrientemente es turbulento, con torbellinos de forma y dimensiones varíados que se desarrollan en el aire y perturban su flujo. El efecto de la turbulencia cerca de la superficie terrestre, es la producción de varíaciones rápidas irregulares de la velocidad y de la dirección del viento, [Retallack, 1973: Citado por Giraldo, 1989].

El estudio de los vientos de superficie puede ayudar a precisar las estimaciones de lluvía y temperatura en regiones carentes de información, o ésta informacion es escasa o incompleta [Llano, 1980]. Cerca de la superficie de crecimiento de los cultivos la velocidad horizontal del viento es de cero, e incrementa con la altura sobre la superficie. El gradiente del viento sobre la superficie depende la velocidad del viento, como de las condiciones de la superficie.

Perfiles generalizados de la distribución de los vientos en plantaciones de maíz son presentados en la figura 31, según Haltead y Covey [1957: Citados por Chang 1971] y Lemon [1960: Citados por Rosenberg 1974].

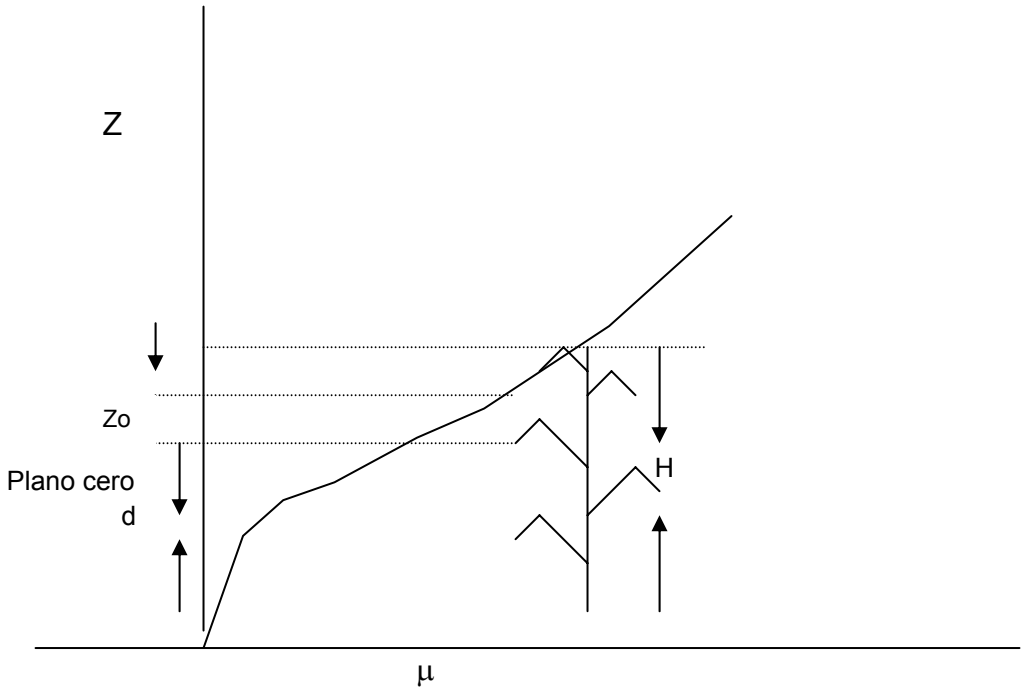


Figura 31. Representación esquemática de la distribución de la velocidad del viento dentro y sobre el dosel de un cultivo. **Zo:** Parámetro de rugosidad, **H:** Altura del cultivo, **d:** Desplazamiento del plano cero, representa el nivel sobre el cuál se activa la turbulencia [Rosenberg, 1974].

El perfil del viento sobre los cultivos cortos puede ser expresado a partir de la siguiente ecuación logarítmica, según Chang [1971] y Rosenberg [1974]:

$\mu = 1/k\ [\Gamma/\rho]^{1/2} \mathrm{Ln}\ Z/Zo$, Para $Z>H>Zo$ ---------- /94/

En donde

μ = Es la velocidad del viento a la altura Z [cm s^{-1}]

k = Constante de Von Karman, cuyo valor es de 0.4.

ρ = Densidad del aire [g cm^{-3}]

Γ = Es la presión de corte [El flujo de momento horizontal transferido verticalmente y absorbido por el crecimiento dinas cm^{-2}] se asume constante en capas bajas de la atmósfera.

Zo = Es el parámetro de rugosidad.

Szeicz *et al.* [1969: Citados por Rosenberg 1974] desarrollaron las siguientes ecuaciones para estimar el Zo y d.

$\mathrm{Log}\ Zo = 0.997 \log H - 0.883$ ----------/95/

$\mathrm{Log}\ d = 0.979 \log H - 0.154$ ----------/96/

En donde:

H = La altura del cultivo.

El parámetro de rugosidad (Zo) es cercano a cero para superficies lisas; sobre superficies abiertas, 0.02-0.6 cm; sobre cultivos como gramíneas es de 0.6-4.0 cm, generalmente Zo incrementa cuando se incrementa la altura del cultivo [Rosenberg, 1974].

6.4 Significado de la rugosidad (Zo)

La rugosidad de la superficie ha tenido varías implicaciones en los estudios de micro-meteorología de las plantas. Primero Lettau [1952], citado por Chang [1971], demostró que un incremento en la rugosidad podría causar bajas en las temperaturas máximás durante el día y un ascenso de la temperatura mínima en la noche; segundo, la rugosidad de la superficie incrementa la mezcla y el torbellino del aire.

La evapotranpiración de una superficie rugosa podrá exceder la de una superficie plana, especialmente en áreas de fuerte advección, [Tañer y Pelton, 1960: Citados por Chang 1974].

Actualmente el concepto de rugosidad es ampliamente empleado en las ecuaciones para estimar la evapotranspiración, especialmente en la metodología de Penman modificada por Monteith, como se observará en el Capítulo 7.

6.5 Sistemás de protección contra vientos

Los problemás presentados por el viento han sido de importancia capital al determinar la agricultura característica de algún lugar, los vientos pueden causar enfriamiento del aire, desecación de grandes extensiónes de tierra, trayendo consigo consecuencias graves para la agricultura y la ganadería de muchas regiones.

Los sistemás más empleados han sido las ***barreras rompevientos*** que son estructuras que permiten reducir la velocidad del viento y los ***cinturones de abrigo*** que son hileras de árboles plantados para ofrecer protección contra el viento, [Burgos y Vidal, 1981].

Las barreras rompevientos permiten disminuir las perdías de agua del suelo y de los cultivos por evapotranspiración. Según Skidmore *et al.* [1969: Citados por Burgos y Vidal 1981], las barreras rompevientos además disminuyen las tasas de erosión eólica, permiten disminuir las agresividad de incendios forestales entre otras.

Bibliografía

Chang, J. 1971**.** *Climate and Agriculture and Ecological Survey*. University of Hawaii. Aldine Publishing Company. Chicago. U.S.A. 296p.

Burgos, J.J. y Vidal, L.A. 1982. *Rompevientos y efecto abrigo*. En: Conferencias del III curso internacional de meteorología agrícola. Bogotá. Colombia: 69-114.

Giraldo, L., L.G. 1989. *Meteorología. Aplicación especial al microclima del bosque*. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de ciencias agropecuarias. Medellin. Colombia. 302p.

Fuentes, Y.J.L. 1989. *Iniciación a la Meteorología Agríco*la. Ministerio de Agricultura, Pesca y alimentación. Servicio de Extensión Agraria. Ediciones Mundiprensa. Madrid [España].

Jaramillo, R. A. 1999. *Climatología de las Regiones Cafeteras: Microclima y Fenología del Cultivo del Café*. Cenicafé.151p.

Llano, P. J. R. 1980. *Influencia del relieve en las características de los vientos y su relación con la temperatura y la precipitación en Alban departamento del Valle [Colombia]*. Cenicafé, 31[2]: 54-76.

Llano, P. J. R .1984. *Relación del viento con la topografía y características físicas de las masas de aire que cubren la región de Naranjal y Paraguaycito.* Cenicafé, 35 [2]:31-39.

Rosenberg, J. N. 1974. *Microclimate: The Biological Environment*. A Wiley-Interscience Publication. Nebraska. [Estados Unidos]. 315 p.

Capítulo 7

EVAPOTRANSPIRACIÓN[1]

7.1 Introduccion

La evapotranspiración [ET] es la combinación de dos procesos: Evaporación y transpiración. La evaporación es el proceso físico medíante el cuál el agua se convierte a su forma gaseosa. La evaporación del agua a la atmósfera ocurre en la superficie de ríos, lagos, suelos y vegetación. La transpiración es el proceso medíante el cuál el agua fluye desde el suelo hacia la atmósfera a través del tejido de la planta.

La transpiración es básicamente un proceso de evaporación. El agua se evapora dentro de las hojas y el vapor resultante se difunde hacia el exterior a través de las estomás. En esta evaporación del agua se produce un gradiente de energía el cuál causa el movimiento del agua dentro y a través de las estomás de la planta. Las estomás de la mayor parte de las plantas verdes permanecen abiertas durante el día y cerradas en la noche. Si el suelo está muy seco las estomás permanecerán cerradas durante el día para que la pérdida del agua sea más lento.

Por la necesidad de expandir la producción agrícola se han aumentado las áreas de cultivo bajo riego en las regiones áridas y sub-húmedas del mundo. La agricultura ha comenzado a comETPir por el agua con las industrias, municipios y otros sectores. Esta gran demanda junto al incremento en los costos del agua y de la energía ha hecho absolutamente necesario desarrollar tecnologías para el manejo apropiado del agua.

La evaporación, la transpiración y la evapotranspiración son importantes tanto para estimar los requisitos de riego y al programar éste. Para determinar los requisitos de riego es necesario estimar la ET por medidas directamente en el campo o utilizando datos meteorológicos. Las medidas directamente en el campo son muy costosas y se utilizan mayormente para calibrar los métodos que estiman la ET utilizando datos de clima.

Se han propuesto númerosas ecuaciones que requieren datos meteorológicos y varías de éstas se usan comúnmente para estimar la ET para períodos de un día o más. Todas estas ecuaciones son en algún modo empíricas. Los métodos más simples requieren solamente datos sobre la temperatura promedio del aire, duración del día y del ciclo de cultivo. Otras ecuaciones requieren datos de radíación díaria, temperatura, presión de vapor y velocidad de ciento. Los instrumentos recomendados para una estación de clima, se presentan en las figuras 32 y 33.

[1] Usado con permiso del autor. Parte de este capítulo fue publicado como Serie 14: IA72 y fue preparado para el libro **"Manejo de Riego por Goteo"** por Dr. Megh R. Goyal, Profesor en Ingeniería Agrícola y Biomédica, Universidad de Puerto Rico – Recinto de Mayagüez, P.O. Box 5984, Mayagüez, Puerto Rico 00681 – 5984.(USA), para más detalles puede comunicarse por correo electrónico: m_goyal@ece.uprm.edu y goyal.megh@gmail.com o visitor la página cibernética: http://www.ece.uprm.edu/~m_goyal/home.htm

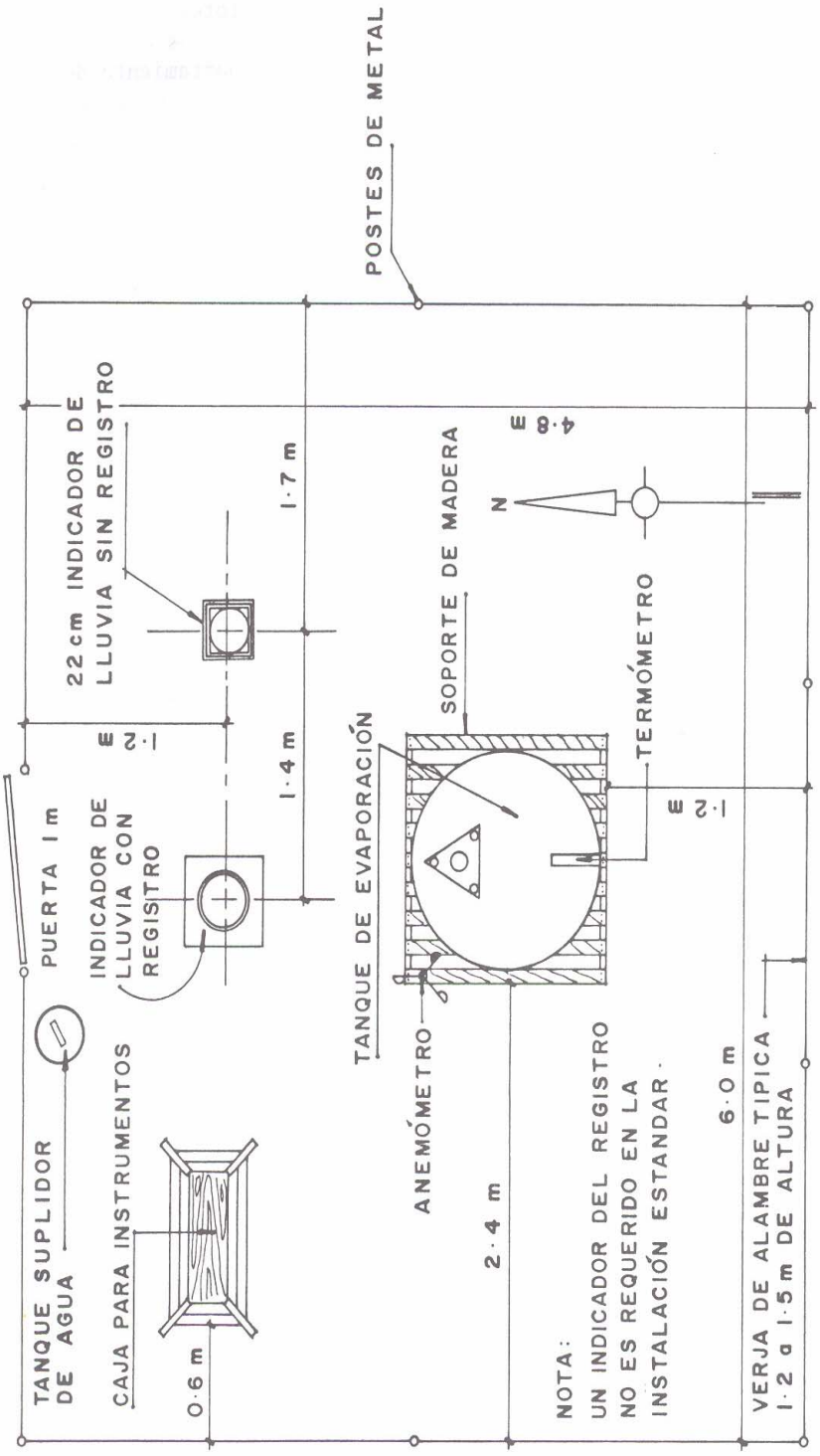


Figura 32. Instrumentos recomendados para una estación de clima.

Figura 33. Intrumentos empleados para medir de manera directa la evaporación en campo:
a. Evaporimetro, **b**. Tanque de evaporación clase A, **c**. Lisímetros.

Ninguna ecuación debe desecharse porque los datos no estén disponibles. No todas son igualmente precisas y confiables para diferentes regiones. Además, no existe un método único que utilizando datos meteorológicos sea adecuado universalmente bajo todas las condiciones climatológicas. Para que se suceda la evaporación se necesita que se cumplan tres requisitos fundamentales:

1. Suficiente energía para el paso del líquido a gas.
2. Capacidad de la atmósfera circundante para admitir el vapor de la superficie evaporante.
3. Remoción permanente del vapor acumulado sobre la superficie.

El estado sólido y líquido del agua se caracteriza porque las moléculas están "unidas" en mayor o menor grado a través de las llamadas fuerzas de cohesión lo que les impide moverse en forma aislada o quedar "sueltas". Sin embargo, ellas pueden ganar energía del medio circundante, si él está más caliente, lo cuál se traduce en un aumento en la vibración, es decir, ellas aumentan su energía cinética [movimiento], hasta el punto que esta energía puede superar las fuerzas de cohesión que las mantienen agrupadas originándose una separación, lo que conduce a que ellas se puedan mover independientemente y poder desplazarse en la atmósfera circundante a velocidades varíables. Estas moléculas sueltas y en permanente movimiento, en la atmósfera, es lo que constituye el vapor de agua. [Castañeda, 1995]

El proceso contrario también se da permanentemente en la atmósfera, cuál es la pérdida de energía por el contacto con medios más fríos. Esto conduce a que las moléculas, al perder movimiento, se vean obligadas a agruparse, originando la condensación, o sea pasar a su estado líquido [Castañeda, 1995]. En este caso se aplica la primera ley de la termodinámica, que el flujo de calor siempre se da de un cuerpo más caliente hacia uno más frío, y nunca al contrario.

7.2 Factores que Influyen en la evaporación

a. **La Humedad relativa.** La relación es inversa, entre mayor sea el contenido de vapor en la atmósfera menor será el evaporación. Este concepto se puede expresar según la ley de Dalton de la siguiente manera:

$$EV = C*[Ea - Ed] \quad \text{----------} \quad /97/$$

En donde:
EV = Evaporación en mm.
C = Coeficiente que depende de diversos factores [Viento, presión, etc].
Ea = Tensión de vapor a saturación a la temperatura del agua.
Ed = Tensión de vapora actual.

b. **Temperatura del aire:** Al aumentar la temperatura aumenta la evaporación, debido a que se aumenta la capacidad de la masa de aire de almacenar vapor de agua.
c. **Viento:** El viento lo que hace es remover las masas de vapor de agua, aumentando el déficit de vapor del aire o la demanda evaporativa.
d. **Radíación solar:** Es la fuente de energía del proceso, ya que el la que calienta el agua provocando el paso de la forma líquida a la forma de vapor.
e. **Presión atmosférica:** Su efecto sólo es apreciable cuando hay grandes diferencias en altitud, Tanto menor sea la presión atmosférica mayor será la evaporación.
f. **Salinidad del agua:** Es inversamente proporcional a la salinidad del agua.

7.3 Cálculos de la Evaporación: Métodos Directos

7.3.1 El tanque de evaporación tipo A

Dentro de los métodos directos más empleados en el mundo, está el tanque de evaporación tipo A (Figuras 32 y 33), que consiste en la medida de la evaporación partiendo de una superficie de agua, ésta se hace estableciendo la medida de la disminución de una superficie de agua a partir de una superficie evaporante en milímetros [mm]. El agua evaporada en un periodo es:

$$EV = Li - Lf + P + A - R \quad /98/$$

En donde:
EV = Evaporación en el periodo.
Li = Lectura al inició del periodo en el micrómetro.
Lf = Lectura al final del periodo en el micrómetro.
P = Precipitación en el periodo.
A = Abastecimiento de agua en el periodo.
R = Retiro de agua en el periodo.

7.3.2 Lisímetros instalados en suelo libre de vegetación

También se puede conocer a partir de lisímetros instalados en suelo desnudo, el Lisímetro (Figura 33) es una caja de fibra de vidrio o lámina galvanizada la cuál contiene el suelo "in situ". La muestra de suelo recibe las precipitaciones, las aguas excedentes o de drenaje son medidas en su salida, por lo tanto las pérdidas por evaporación pueden ser conocidas a través del balance hídrico del sistema.

$$D = P - Q + \Delta R \quad /99/$$

En donde:
D = Evaporación o déficit de escurrimiento en el periodo.
P = Precipitación en el periodo.
Q = Excedentes o escurrimiento en el periodo.
ΔR = Varíación de la cantidad de agua en el Lisímetro en el periodo. Este término es evaluado con medidas de humedad a diferentes profundidades que se realizan al principio y al final del periodo.

7.4 Cálculos de la Evaporación: Métodos Indirectos

La evaporación se puede estimar a partir de algunas **ecuaciones**, que involucran algunos de los elementos del clima o varíables meteorológicas. Castañeda [1999] presenta las siguientes ecuaciones empleadas para estimar la evaporación.

7.4.1 Fórmula de Rohwer

$$EV = 0.484[1-0.000376*P] * \{[1+0.6*V][Ea - Ed]\} \quad /100/$$

En donde:
EV = Evaporación en mm por día.
P = Presión atmosférica medida en el sitio en mb.
Ea = Tensión de vapor a saturación a la temperatura del agua en mb.
Ed = Tensión de vapor actual en mb.
V = Velocidad del viento en m s^{-1}.

7.4.2 Fórmula de la ORSTOM de Francia

$$EV = 0.358 \{[1+0.580*V] [Ea – Ed]\} \quad /101/$$

En donde:
EV = Evaporación en mm por día.
V = Velocidad del viento en m s^{-1}.
Ea = Tensión de vapor a saturación a la temperatura del agua en mb.
Ed = Tensión de vapora actual en mb.

7.5 Evapotranspiración Potencial [ETP]

La evapotranspiración potencial [ETP] es la pérdida de agua de una superficie cubierta completamente de vegetación. La evapotranspiración [ET] de un cultivo es determinada por los procesos meteorológicos. El cierre de las estomás y la reducción en transpiración usualmente son importantes sólo bajo condiciones de escasez de agua o condiciones de estrés de la planta. La evapotranspiración dependerá de tres factores: [1] vegetación, [2] disponibilidad de agua en el suelo y [3] comportamiento de las estomás.

La cubierta vegetal afecta la ET de varías formas. Afecta la capacidad de reflejar la luz de la superficie. La vegetación cambia la cantidad de energía absorbida por el suelo. Las propiedades del suelo, incluyendo el contenido de agua, también afectan la cantidad de energía que fluye en el suelo. La altura y la densidad de la vegetación influyen sobre la eficiencia del intercambio turbulento del calor y vapor de agua del follaje.

También se puede definir como la máxima cantidad de vapor de agua que puede ser perdido por una capa continua de vegetación que cubra todo el terreno, cuando es ilimitada la cantidad de agua suministrada al terreno, puede ser hayada por diferentes metodologías como lo veremos más adelante.

7.5.1 La estimación de la evapotranspiración potencial (ETP): Métodos indirectos

Los métodos indirectos de estimación de la ETP, se basan principalmente en la aplicación de **ecuaciones matemáticas**, las cuál es emplean datos de entrada como la temperatura, la radíación, la humedad relativa, y otros elementos climáticos que le permiten a las ecuaciones ciertos grados de ajuste y exactitud. ¿Cuál emplear?, Se recomienda emplear la que mayor número de elementos climáticos incluya para su cálculo, pero existe zonas donde no se cuenta con dicha información, entonces se trabaja con la que se ajuste a las condiciones, o la cantidad de información disponible.

Los cambios en el agua del suelo causan diferencias en la evaporación directa del suelo y en la disponibilidad del agua del suelo a las plantas. Según les sobreviene el estrés de agua a las plantas, sus estomás se cierran resultando en una reducción de la pérdida de agua y en la obtención de CO_2. Este es un factor que la ecuación de evapotranspiración potencial no toma en cuenta. Bajo condiciones normales [con suficiente agua] existe gran varíación entre las estomás de las distintas especies de plantas. Sin embargo, las diferencias en ET son usualmente pequeñas y el concepto de ETP resulta útil en la mayoría de los tipos de vegetación con follaje completo.

Hay diferentes métodos para estimar o medir la ET y la ETP. La precisión y confiabilidad varía de unos a otros, muchos sólo provee una aproximación. Cada técnica se ha desarrollado con los datos de clima disponibles para estimar la ET. Las medidas directas son muy costosas y mayormente se usan para calibrar los métodos que utilizan los datos climatológicos. Las técnicas más frecuentes usadas son: Método hidrológico o de balance de agua, métodos climatológicos y métodos micrometeorológicos.

Muchas de las investigaciones han dado lugar a modificaciones de las ecuaciones ya establecidas. Así encontramos modificaciones en las fórmulas de Blaney-Criddle, Hargreaves, Bandeja de evaporación, etc. Allen [1986] trabajó en la evaluación de 13 varíaciones de la ecuación de Penman, encontrando como más precisa la fórmula de Penman-Monteith. Actualmente se recomiendan las ecuaciones modificadas por la FAO y el SCS como las más confiables.

Todas las investigaciones coinciden al señalar las ecuaciones de Penman, Bandeja ó tanque de Evaporación Clase A, Blaney-Criddle y Hargreaves-Samani, como las fórmulas más confiables. En éstas, con una calibración local, se logra bastante precisión.

Cada investigador tiene su fórmula preferida que le ha dado buenos resultados. Así Hargreaves y Samani [1974] presentan su fórmula como el método más simple y práctico y llegan a decir que "no existe evidencia de que haya otro método superior". Allen y Pruitt [1986] presentan el método de Blaney-Criddle modificado por la FAO como uno en que los cómputos son relativamente fáciles y dicen que obtienen excelentes estimados de la ETP cuando está bien calibrada localmente.

Cada investigador tiene un orden de preferencia que puede ser semejante o diferente a otro, pero todas las fórmulas, dependiendo del lugar en que se evalúen puede resultar en el primer o último lugar.

7.5.1.1 Método hidrológico o de balance de agua [14]

Esta técnica conlleva el registro de lluvía, riego, drenaje y la determinación periódica da la humedad del suelo. El método hidrológico puede presentarse por medio de la siguiente ecuación:

$$PI + SW - RO - D - ET = 0 \quad \text{----------} \quad /102/$$

En donde:
PI = Precipitación y/o riego.
RO = Escorrentía.
D = Percolación.
SW = Cambio en el contenido de agua del suelo.
ET = Evapotranspiración.

En la ecuación /102/, todas los varíables pueden medirse con precisión medíante el uso de lisímetros. En áreas grandes estos pueden ser estimadas y la ET calculada como un residual.

7.5.1.2 Métodos climáticos

Se han propuesto númerosas **ecuaciones** que requieren datos meteorológicos. Además, se han hecho númerosas modificaciones a las fórmulas para que sean aplicables a diferentes regiones.

7.5.1.2.1 Métodos de Penman [Allen, 1986; Hargreaves y Samani, 1986; Jensen, M. E., 1980; Michael, A. M., 1978; Penman, 1949]

La fórmula de Penman se presentó por primera vez en el 1948. Está basada en cuatro factores climáticos: Radíación neta, temperatura del aire, velocidad del viento y déficit de presión de vapor. La ecuación es como sigue:

$$ETP = \frac{R_n/a + b\,E_a}{c + b} \quad \text{----------} \quad /103/$$

En donde:
ETP = Evapotranspiración potencial díaria, mm/día.
C = Pendiente de la curva de la presión del vapor de aire saturado, mb/°C.
R_n = Radíación neta, cal/cm^2 día.
a = Energía latente de la vaporización del agua = [59.59 – 0.055 T],

con una tempratura de 29°C esto sería 58 cal/cm^2 – mm.

E_a = 0.263 [e_a – ed] [0.5 + 0.0062u_2] ---------- /103$_a$/

E_a = Presión promedio del vapor del aire, mb = [e_{max} – e_{min}] / 2

e_d = Presión del vapor del aire a la temperatura mínima del aire, mb.

u_2 = Velocidad del viento a 2 metros de altura, km/ día.

b = Constante psicrométrica = 0.66, mb/ °C.

T = [T_{max} – T_{min}] / 2, en los grados °C.

[T_{max} – T_{min}] = Diferencia entre temperatura máxima y mínima díaria, °C.

[e_{max} – e_{min}] = Diferencia entre presión máxima y mínima del vapor del aire, mb.

7.5.1.2.2 Método de Penman modificado por Monteith [Penman, 1949]

La ecuación resultante de la modificación es como sigue:

$$LE = - \frac{s\,[R_n - S] + Pa \cdot Cp\,[es - e_a] / ra}{[[s + b] \cdot [\,ra + rc]] / ra} \quad \text{---------- /104/}$$

En donde:

LE = Flujo latente.

R_n = Radíación neta.

S = Flujo de calor del suelo.

Cp = Energía específica del aire a presión constante.

s = Pendiente de la curva de la presión de vapor saturado a la temperatura promedio del aire del termómetro húmedo.

Pa = Densidad del aire húmedo.

e_s = Presión de vapor de agua saturado.

e_a = Presión parcial del vapor de agua en el aire.

r_a = Resistencia del aire.

r_c = Resistencia del follaje.

b = Constante psicrométrica.

Este método se ha usado con éxito para estimar la ET de la cosecha. Esta ecuación Penman-Monteith está limitada a trabajós de investigación [experimentos] ya que los datos de r_a y r_c no están siempre disponibles.

7.5.1.2.3 Método de Penman modificado por Doorenbos y Pruitt [1977]

$$ETP = c \cdot \{W \cdot R_n + [1 - W] \cdot F[u] \cdot [e_a - e_d]\} \quad \text{---------- /105/}$$

En donde:

ETP = Evapotranspiración potencial, mm/día.

W = Factor relacionado a temperatura y elevación.

R_n = Radíación neta, mm/ día.

F[u] = Función relacionada al viento.

c = Factor de ajuste.

[e_a – e_d] = Diferencia entre la presión de vapor de aire saturado a temperatura

promedio y la presión de vapor del aire, mb.

La popularidad de la fórmula de Penman resulta debido a que ésta sólo necesita datos que se obtienen en la mayor parte de los observatorios meteorológicos.

Los procedimientos para calcular la ETP medíante la fórmula de Penman pueden resultar complicados. La ecuación contiene muchos componentes cuya medición o estimación se hace necesaria, en muchas ocasiones, cuando no están disponibles.

7.5.1.2.4 **Método de Thornwaite** [Jensen, 1980; Penman, 1949]

Este método utiliza la temperatura mensual promedio y el largo del día. La ecuación es la siguiente:

$$ETP = 16\ L_d\ [10\ T / I]^{a} \quad \text{----------} \quad /106/$$

En donde:
ETP = Evapotranspiración estimada para 30 días, mm.
L_d = Horas de día dividido por 12.
I = $i_1 + i_2 + . . . + i_{12}$, en donde, $i = [T_m / 5] \times 1.514$ ---------- $/106_a/$
T = Temperatura promedio mensual, °C.
a = $[6.75 \times 10^{-7}\ I^3] - [7.71 \times 10^5\ I^2] + 0.01792\ I + 0.49239$ ---------- $/106_b/$

El método de Thornwaite subestima la ETP calculada durante el veráno cuando ocurre la radíación máxima del año. Además, la aplicación de la ecuación a períodos cortos de tiempo puede llevar a errores serios. Durante períodos cortos la temperatura promedio no es una medida propia de la radíación recibida [Penman, 1949]. Durante términos largos, la temperatura y la ET son funciónes similares de la radíación neta. Estos se autorelacionan cuando los períodos considerados son largos y la fórmula los estima con precisión.

7.5.1.2.5 **Método de Blaney- Criddle. [*Climatic Summary of the United States* , 1965; Hargreaves, y Samani, 1986; Jensen, 1980; Penman, 1949]**

La ecuación original de Blaney- Criddle fue desarrollada para climás áridos para predecir el uso consuntivo o ETP. Ësta fórmula utiliza el porcentaje de horas de luz mensual y la temperatura promedio mensual.

$$ETP = K_m\ F \quad \text{----------} \quad /107/$$

En donde:
ETP = Evapotranspiración potencial mensual, mm.
K_m = Coeficiente derivado empíricamente para el método de Blaney-Criddle.
F = Factor de la ET mensualmente = $25.4\ PD\ [1.8\ T + 32] / 100$ ---------- $/107_a/$
T = Temperatura promedio mensual, °C.
PD = Porcentaje de las horas de luz díaria en el mes.

Este método es fácil de usar y los datos necesarios están disponibles. Ha sido ampliamente usado en el oeste de Estados Unidos con resultados precisos, pero no así en Florida, donde sobreestima la ET para los meses de veráno.

7.5.1.2.6 Método de Blaney-Criddle modificado por FAO [Doorenbos y Pruitt, 1977]

$$ETP = C \times P \times [0.46 \times T + 8] \quad \text{----------} \quad /108/$$

En donde:
ETP = Evapotranspiración potencial, mm/ día.
T = Temperatura promedio mensual.
P = Porcentaje de horas de luz de un día comparado con el entero, tabla 18.
C = Factor de ajuste, el cuál depende de la humedad relativa, horas de luz y viento.

Doorenbos y Pruitt [1977] recomiendan cómputos individuales para cada mes y puede ser necesario incrementar el valor para elevaciones altas o latitudes altas.

7.5.1.2.7 Método de Blaney y Criddle modificado por Shih [16]

$$ETP = 25.4\ K\ [MR_s\ [1.8\ T + 32] / TMR_s] \quad \text{----------} \quad /109/$$

En donde:
ETP = Evapotranspiración potencial mensual, mm.
K = Coeficiente para este método modificado.
MR_s = Radíación solar mensual, cal/ $cm^{2.}$
T = Temperatura promedio mensual, °C.
TMR_s = Suma de la radíación solar mensual durante el año, cal/cm^2.

7.5.1.2.8 Método de Jensen- Haise [Hargreaves y Samani, 1986]

La ecuación de Jensen-Haise es el resultado de la revisión de unas 3,000 medidas de ET hechas en el oeste de los Estados Unidos por un período de 35 años. La ecuación es la siguiente:

$$ETP = R_s\ [0.025T + 0.08] \quad \text{----------} \quad /110/$$

En donde:
ETP = Evapotranspiración potencial, mm/día.
R_s = Radíación solar total díaria, mm de agua.
T = Temperatura promedio del aire, °C.

Esta temperatura subestima seriamente la ET bajo condiciones de alto movimiento de masas de aire atmosférico, pero da buenos resultados en atmósferas tranquilas.

7.5.1.2.9 Método de Stephens-Stewart [Penman, 1949]

Stephens-Stewart propusieron un método utilizando datos de radíación solar que es similar al método original de Jensen-Haise [1986]. La ecuación es como sigue:

Tabla 18. Porcentaje promedio de horas de día díario [p] con base en las horas de día anuales para diferentes latitudes.

Latitud, grados Norte / Sur*	enero / julio	febrero / agosto	marzo / sept.	abril / octubre	mayo / nov.	Junio / dic.
60	0.15	0.20	0.26	0.32	0.38	0.41
58	0.16	0.21	0.26	0.32	0.37	0.40
56	0.17	0.21	0.26	0.32	0.36	0.39
54	0.18	0.22	0.26	0.31	0.36	0.38
52	0.19	0.22	0.27	0.31	0.35	0.37
50	0.19	0.23	0.27	0.31	0.34	0.36
48	0.20	0.23	0.27	0.31	0.34	0.36
46	0.20	0.23	0.27	0.30	0.34	0.35
44	0.21	0.24	0.27	0.30	0.33	0.35
42	0.21	0.24	0.27	0.30	0.33	0.34
40	0.22	0.24	0.27	0.30	0.32	0.34
35	0.23	0.25	0.27	0.29	0.31	0.32
30	0.24	0.25	0.27	0.29	0.31	0.32
25	0.24	0.26	0.27	0.29	0.30	0.31
20	0.25	0.26	0.27	0.28	0.29	0.30
15	0.26	0.27	0.27	0.28	0.29	0.29
10	0.26	0.27	0.27	0.28	0.28	0.29
5	0.27	0.27	0.27	0.28	0.28	0.28
0	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27
Latitud, grados Norte / Sur*	**julio / enero**	**agosto / feb.**	**sept. / marzo**	**octubre / abril**	**nov. / Mayo**	**dic. / Junio**
60	0.40	0.34	0.28	0.22	0.17	0.13
58	0.39	0.34	0.28	0.23	0.18	0.15
56	0.38	0.33	0.28	0.23	0.18	0.16
54	0.37	0.33	0.28	0.23	0.19	0.17
52	0.36	0.33	0.28	0.24	0.20	0.17
50	0.35	0.32	0.28	0.24	0.20	0.18
48	0.35	0.32	0.28	0.24	0.21	0.19
46	0.34	0.32	0.28	0.24	0.21	0.20
44	0.34	0.31	0.28	0.25	0.22	0.20
42	0.33	0.31	0.28	0.25	0.22	0.21
40	0.33	0.31	0.28	0.25	0.22	0.21
35	0.32	0.30	0.28	0.25	0.23	0.22
30	0.31	0.30	0.28	0.26	0.24	0.23
25	0.31	0.29	0.28	0.26	0.25	0.24
20	0.30	0.29	0.28	0.26	0.25	0.25
15	0.29	0.28	028	0.27	026	0.25
10	0.29	0.28	0.28	0.27	0.26	0.26
5	0.28	0.28	0.28	0.27	0.27	0.27
0	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27

* Las latitudes del sur tienen seis meses de diferencia como se muestra en la tabla.

$$ETP = 0.01476\,[T + 4.905]\,MR_s / b \quad /111/$$

En donde:
ETP = Evapotranspiración potencial mensual, mm.
T = Temperatura promedio mensual, °C.
MR_s = Radíación solar mensual, cal/cm^2.
b = Energía latente de vaporización de agua, [59.59 – 0.055 T_m], cal/ cm^2-mm.

7.5.1.2.10 Método de tanque de evaporación [Doorenbos y Pruitt, 1977]

La bandeja o tanque de evaporación clase A es uno de los instrumentos que más se utilizan en todo el mundo. La relación entre la ETP y la evaporación de bandeja pueden ser expresadas como:

$$ETP = K_p \cdot PE \quad /112/$$

En donde:
ETP = Evapotranspiración potencial, mm/ día.
K_p = Coeficiente de bandeja. [Tabla 20]
PE = Evaporación de bandeja clase A.

La bandeja de evaporación integra los factores de clima y provee un buen estimado de la ETP si se le da buen servicio de mantenimiento y manejo. Los coeficientes de tanque de evaporación clase A dados por Doorenbos y Pruitt [1977], para diferentes condiciones alrededor del tanque, aparecen en la tabla 19.

7.5.1.2.11 Método de Hargreaves [Goyal, 1988]

Hargreaves desarrolló un método para estimar la ETP el cuál utiliza un mínimo de datos climatológicos.

$$ETP = MF\,[1.8\,T + 32]\,CH \quad /113/$$

En donde:
ETP = Evapotranspiración potencial, mm/ mes.
MF = Factor mensual dependiente de la latitud.
T = Temperatura promedio mensual, °C.
CH = Factor de corrección para la humedad relativa [HR] a ser usado para la HR excede el 64% = $0.166\,[100 - HR]^{1/2}$ ---------- $/113_a/$

La fórmula original de Hargreaves para ETP, basada en radíación y temperatura puede presentarse como:

$$ETP = [0.0135 \times RS] \times [T + 17.8] \quad /114/$$

En donde:

RS = Radíación solar, mm /día.
T = Temperatura promedio, °C.

Tabla 19. Coeficiente para el tanque de evaporación clase A (K_P) bajo diferentes condiciones.

Bandeja Clase A		**Condición A Bandeja rodeada por grama**			**Condición B* Bandeja rodeada por tierra seca y descubierta**			
Promedio de HR, % →		**Baja 40**	**media 40-70**	**alta 70**		**Baja 40**	**media 40-70**	**alta 70**
Viento** km/día	Distancia de la grama verde, m				Distancia del suelo seco, m			
Suave 175	0	0.55	0.55	0.75	0	0.70	0.80	0.85
	10	0.65	0.75	0.85	10	0.60	0.70	0.80
	100	0.70	0.80	0.85	100	0.55	0.65	0.75
	1000	0.75	0.85	0.85	1000	0.50	0.60	0.70
Moderado 175- 425	0	0.50	0.60	0.65	0	0.65	0.75	0.80
	10	0.60	0.70	0.75	10	0.55	0.65*	0.70
	100	0.65	0.75	0.80	100	0.50	0.60	0.65
	1000	0.70	0.80	0.80	1000	0.45	0.55	0.60
Fuerte 425-700	0	0.45	0.50	0.60	0	0.60	0.65	0.70
	10	0.55	0.60	0.65	10	0.50	0.55	0.65
	100	0.60	0.65	0.70	100	0.45	0.45	0.60
	1000	0.65	0.70	0.75	1000	0.40	0.45	0.55
Muy fuerte 700	0	0.40	0.45	0.50	0	0.50	0.60	0.65
	10	0.45	0.55	0.60	10	0.45	0.50	0.55
	100	0.50	0.60	0.65	100	0.40	0.45	0.50
	1000	0.55	0.60	0.65	1000	0.35	0.40	0.45

* Para áreas extensivas de suelos descubiertos y no desarrollados en la fase agrícola, reduzca los valores de K_P en 20% bajo condiciones de viento caliente y en 5 a 10 % para condiciones moderadas de viento, temperatura y humedad.

** Movimiento de viento total en km/día.

Para estimar RS de la radíación extraterrestre [RA] Hargreaves y Samani [Hargreaves, 1974; Hargreaves y Samani, 1985] formularon la siguiente ecuación:

$$RS = K_{rs} \times RA \times TD^{0.50} \quad \text{----------} \quad /114_a/$$

En donde:
T = Temperatura promedio, °C.
RS = Radíación solar.
RA = Radíación extraterrestre.

K_{rs} = Coeficiente de calibración.
TD = Temperatura máxima menos temperatura mínima.

7.5.1.2.12 Método de Hargreaves modificado [Linacre, E. T., 1977]

Finalmente después de varios años de calibración la ecuación quedó como la siguiente forma:

$$ETP = 0.0023\ R_a \times [T + 17.8] \times [TD]^{0.50} \quad /115/$$

En donde:
ETP = Evapotranspiración potencial.
R_a = Radíación extraterrestre, mm/ día.
T = Temperatura promedio, °C.
TD = Temperatura máxima menos temperatura mínima, °C.

Esta ecuación sólo requiere datos de temperatura máxima y mínima, los cuales suelen estar generalmente disponibles. Además, esta fórmula ha probado ser precisa y confiable.

7.5.1.2.13 Método de Linacre [Jones et al. 1984; Penman, 1949]

La ecuación propuesta por Linacre es como sigue:

$$ETP = \frac{700\ T_m / [100 - A] + 15\ [T - T_d]}{[80 - T]} \quad /116/$$

En donde:
ETP = Evapotranspiración potencial, mm.
$T_m = T_a + 0.0062$ /116a/
Z = Elevación, m.
T = Temperatura promedio, °C.
A = Latitud, grados.
T_d = Temperatura promedio díaria, ^{0}C.

Los valores obtenidos medíante esta fórmula difieren en 0.3 mm/ día en base anual y en 1.7 mm/ día en base díaria.

7.5.1.2.14 Método de Makkink [Penman, 1949]

Esta fórmula da buenos resultados en climás húmedos y fríos, pero no en regiones áridas. Makkink desarrolló la siguiente ecuación tipo regresión para estimar ETP de medidas de radíación:

$$ETP = R_s\ \{s/[a + b]\} + 0.12 \quad /117/$$

En donde:
ETP = Evapotranspiración potencial, mm/día.
R_s = Radíación solar total díaria.
b = Constante psicrométrica.
s = Pendiente de la curva de presión de vapor saturado a la temperatura promedio

del aire.

7.5.1.2.15 Método de radíación [Doorenbos y Pruitt, 1977; Penman, 1949]

La ecuación de radíación presentada por Doorenbos y Pruitt [1977] es esencialmente una adaptación de la fórmula de Makkink [Salih y Sendil, 1984]. Este método es confiable en la zona del ecuador, en islas pequeñas y a altas latitudes. Los mapas de radíación solar provee los datos necesarios para la fórmula. La relación se expresa como:

$$ETP = c \times [W \cdot R_s] \quad /118/$$

En donde:
ETP = Evapotranspiración potencial en mm/ día, para el período considerado.
R_s = Radíación solar, mm/ día.
W = Factor relacionado a temperatura y a elevación.
c = Factor de ajuste el cuál depende de la humedad promedio y velocidad promedio del viento.

7.5.1.2.16 Método de regresión [Penman, 1949]

El método de regresión es sencillo y fácil de usar, pero por su naturaleza altamente empírica es de aplicación limitada. La regresión lineal simple se establece empíricamente como sigue:

$$ETP = [a * R_s] + b \quad /119/$$

En donde:
ETP = Evapotranspiración potencial, mm/ día.
a y b = Constantes empíricas que cambian con la localidad y estación [coeficiente de regresión].
R_s = Radíación solar, mm/ día.

7.5.1.2.17 Método de Priestly-Taylor [Penman, 1949]

Priestly y Taylor mostraron que en la ausencia de movimiento de masas de aire atmosférico, la ETP está directamente relacionada al equilibrio de evaporación. Este método es de naturaza semi-empírica. Es confiable en zonas húmedas, pero no adecuado para regiones áridas.

$$ETP = A \; [s/[S + B]] * [R_n + S] \quad /120/$$

En donde:
ETP = Evapotranspiración potencial, mm/ día.
A = Constante derivada empíricamente.
s = Pendiente de la curva de la presión de vapor saturado a la temperatura promedio del aire.
B = Constante psicrométrica.
R_n = Radíación neta, mm/ día.

7.5.1.2.18 La metodología de García y López

$ETP = 1.21*10^{n} [1-0.01* HR] + 0.21*T - 2.30$ ---------- /121/

En donde:
ETP =Evapotranspiración potencial en mm $día^{-1}$
n = [7.45T/{234.7+T}]
HR = Humedad relativa en porcentaje
T = La temperatura medía en grados Celsius.

7.5.1.2.19 La metodología de García y López modificada por Jaramillo

$ETP = 1.22*10^{n} \{[1-0.01*HR]\} + [0.2*T] - 1.80$ ---------- /122/

En donde:
ETP = mm $día^{-1}$
n = [7.45T/{234.7+T}]
HR = Humedad relativa en porcentaje
T = La temperatura medía en grados Celsius.

7.5.1.2.20 La metodología de Turc

$ETP = \{kT*[Rg + 50]\}/ [T + 15]$ ---------- /123/

En donde:
ETP = mm/mes
K = Es una constante = 0.40
T = Temperatura medía del lugar.
Rg = Radíación global en $cm^{-2}día^{-1}$.y se estima a partir de la ecuación de Amstrong.
= Ra [a+b*n/N]
a = Coeficiente o constante; y = 0.25,
b = Coeficiente o constante; y = 0.45.
Ra = Radíación astronómica.
n = Radíación solar medida en el sitio.
N = Radíación astronómica y está en función de la latitud.

7.5.1.2.21 Linacre para Colombia

$$ETP = \frac{[500*Tm +15[T-Td]] / [100-A]}{[80-T]}$$ ----------/124/

En donde:
ETP = Evapotranspiración Potencial en mm por día.

Tm = Temperatura corregida a nivel del mar = T + 0.006* h
h = Altura sobre el nivel del mar = msnm
Td = Temperatura del punto de rocío en grados ºC
A = Latitud del lugar en grados y décimás de grado
T = Temperatura medía en grados Celsius ºC.

7.5.1.2.22 Método de Hargreaves - Samani

$$ETP = 0.34*RA[0.4+0.024T]*[1.35*(1.0-HR)^{0.5}]*[1.0+0.04EL/1000] \text{ ---------- } /125/$$

En donde:
ETP = Evapotranspiración Potencial en cm
RA = Radíación astronómica en mm de H_2O evaporable.
T = Temperatura medía en ºC
HR = Humedad relativa en decimales
EL = Altitud en m

7.5.1.2.23 Método de Laso adaptado por Jaramillo

A partir de la ETP estimada por Penman, Laso [1987: Citado por Jaramillo 1999] desarrolló para Colombia una expresión de tipo exponencial aplicable desde el nivel del mar hasta 3,500 metros de altitud:

$$ETP = 4.66\ e^{[-0.0002 * A]} \text{ ---------- } /126/$$

En donde:
ETP = Evapotranspiración Potencial en mm $día^{-1}$.
A = Altura sobre el nivel de la mar, en metros.
e = Función exponencial.

La tabla 20 muestra las ventajas y desventajas de los métodos utilizados para estimar ETP.

7.6 Calibración Local

Los métodos que utilizan datos meteorológicos no son adecuados para todas las localidades, especialmente en áreas tropicales y a altas elevaciones. Siempre es necesaria alguna calibración local para obtener mayor precisión y confiabilidad en los estimados de los requisitos de agua.

La calibración conlleva obtener datos de ET en el campo así como los correspondientes datos de clima. La tabla 21 muestra los datos utilizados en las distintas ecuaciones.

Para el método de Blaney- Criddle se pueden hacer medidas de la ET usando medidas de la humedad del suelo, lisímetros o técnicas que midan las entradas y salidas. Solamente son necesarios datos de la temperatura del aire y de la lluvía para completar la calibración al determinar el coeficiente de cosecha mensual apropiado.

Tabla 20. Ventajas y desventajas de los métodos utilizados para estimar evapotranspiración potencial.

Método		Ventajas	Desventajas
1. 2.	Penman Penman [FAO]	Fácil de aplicar. Provee resultados satisfactorios	Subestima la ET bajo condiciones de alto movimiento de masas de aire atmosférico. La formula contiene muchos componentes lo cuál puede resultar complicado al hacer las calculaciones.
3.	Balance de agua	Fácil procesar los datos e integrarlos con las observaciones	Baja precisión en las medidas díarias y dificultad de obtener la ET durante tiempo lluvioso.
4.	Thornwaite	Es confiable para términos largos	Subestima la ET durante el veráno. No es precisa para términos cortos.
5.	Blaney- Criddle	Fácil de usar y los datos suelen estar disponibles.	El coeficiente de cosecha depende mucho del clima.
6.	Blaney- Criddle [FAO]	El coeficiente de cosecha dado depende poco del clima.	En altas elevaciones, costas e islas pequeñas no existe una relación entre temperatura y radíación solar.
7.	Stephens- Stewart	Es confiable en el oeste de Estados Unidos [donde se desarrolló]	Necesita ser evaluada en otras localidades.
8.	Jensen- Haise	Bajo condiciones atmosféricas tranquilas es confiable.	Subestima la ET bajo condiciones de alto movimiento de masas de aire atmosférico.
9.	Bandeja de evaporación	Integra todos los factores climatológicos	Durante la noche la evaporación continúa en la bandeja lo que afecta los estimados de la ETP.
10.	Hargreaves	Requiere un mínimo de datos climatológicos.	Sobreestima la ETP en las costas y la subestima bajo alto movimiento de masas de aire.
11.	Hargreaves y Samani	Sólo requiere datos de temperatura máxima y mínima.	Necesita ser evaluada en muchas localidades para su aceptación.
12.	Radíación	Es confiable en el Ecuador, islas pequeñas y altas altitudes.	Estimados mensuales suelen ser necesarios fuera del Ecuador.
13.	Makkink	Bueno para climás húmedas y fríos.	No es confiable en regiones áridas.
14.	Linacre	Es preciso en base anual.	La precisión disminuye en base díaria.
15.	Priestly- Taylor	Confiable en áreas húmedas.	No es adecuado para zonas áridas.

El método Jensen- Haise [1986] es recomendado para períodos de 5 a 30 días. Para períodos de 5 días se pueden utilizar lisímetros o los datos en el campo para hacer una calibración local. Para una calibración mensual la ET se puede estimar por medidas de la humedad del suelo, entradas y salidas, lisímetros, etc. Los lísimetros de pesada, son lisímetros de alta presición para la medida de

la ET, a nivel horario o díario; el principio de funciónamiento es el identico al descrito en los de drenaje anteriormente, pero los cambios de humedad del suelo debidos a la evaporación son medidos por cambios en el peso de la masa de suelo, empleando celdas de pesada de alta precisión. Allen et al. (1991), hace una excelente revisión sonbre este tipo de lisímetros y su utilidad en las medidas de evapotraspiración y otros estudios ambientales.

La ecuación de Penman puede proveer estimados precisos de un mes a una hora dependiendo del método de calibración. Para períodos cortos los lisímetros de peso pueden proveer los datos necesarios de ET. Usualmente la calibración local se completa medíante la calibración del factor de ajuste. Tabla 21 presenta los parámetros utilizados en las distintas fórmulas para estimar ETP

Tabla 21. Parámetros utilizados en las distintas fórmulas para estimar ETP.

Método		Temp.	HR	Viento	Sol	Radía--ción	Evapo--ración Clase A	Ambiente
1.	Blaney -Criddle	*	0	0	0		0	
2.	Radíación	*	0	0	*		0	[*]
3.	Penman	*	*	*	*		0	[*]
4.	Bandeja de Clase A		0	0		*	*	
5.	Thornwaite	*			*			
6.	Hargreaves	*	0				0	
7.	Linacre	*					*	
8.	Jensen-Haise	*						*
9.	Makkink	*						*
10.	Priestly - Taylor	*						*
11.	Regresión							*

7.7 Evapotranspiración de cosechas [ET_c] o Evapotranspiración de cultivo o Real

Para obtener la ET_c [uso consuntivo] más precisamente posible, es necesario tomar en cuenta todas las condiciones del cultivo y ambiente. Esto incluye clima, humedad del suelo, tipo de cultivo, etapa de crecimiento y extensión del suelo cubierto por el cultivo. La ET_c indica cuánta agua necesita un cultivo en un momento dado y así se determinan sus requisitos de riego. El procedimiento envuelve el uso del ETP estimado y un coeficiente de cultivo [Kc] desarrollado experimentalmente para ET. Este método se usa extensamente hoy día para programar el riego así como para estimar los requisitos de riego de los cultivos. El método común de Blaney- Criddle no requiere un coeficiente de cultivo. El estimado de la ET_c se hace en un sólo paso.

De igual manera el comité de expertos de la FAO ha definido la evapotranspiración del cultivo [ETc] como la evapotraspiracion para un cultivo bajo condiciones de no estrés hidrico, libre de ataque de enfermedades e insectos, también conocido para condiciones estandares, y se puede calcular de la siguiente manera:

$$ETc = Kc * ETo \quad /127/$$

El coeficiente de cultivo [Kc] es un valor que varía durante cada una de las etapas del cultivo y hace referencia a la fraccion de evaporación y transpiración del cultivo, la tabla 26 presenta los valores propuestos por FAO publicación número 56, para diferentes cultivos y diferentes etapas de crecimiento, esto valores de Kc son el producto de mediciones en campo empleando lisímetros o Métodos micrometeorologicos. Bajo condiciones no estandares, cuando se presenta estrés hidrico de debe multiplicar además por un valor de Ks y se conoce como la evapotranspiración del cultivo ajustada [ETc.adj]:

ETc.adj = Kc * Ks * ETo ---------- /128/

Este método fue revisado por Doorenbos y Pruitt [1977], quienes proveyeron un coeficiente de cultivo apropiado para estimar la ET para cultivos específicos.

Ejemplo para estimar ETP

Para la estación La María en Colombia, se desea conocer la evapotranspiración potencial con la siguiente información:

Latitud: 4º 48'N
Altitud: 400msnm
Temperatura Medía: 28.4ºC
Temperatura Máxima: 32ºC
Brillo solar promedio: 7 horas día
Humedad Relativa: 80%
Mes: Enero

a. García y López

$ETP = 1.22*10^{n}[1-0.01HR]+ 0.21T-2.30$

En donde:
n = 7.45*28.4/234.7+28.4 = 0.8041

$ETP = 1.22*10^{0.8041}[1.0-0.01*80]+0.21*28.4-2.30 = 5.2053$ mm por día
= 161.3673 mm por mes.

b. García y López Modificada por Jaramillo

$ETP\ mm/día = 1.22*10^{n}[1-0.01HR]+ 0.2T-1.80$

En donde:
n = 7.45*28.4/234.7+28.4 = 0.8041

$ETP = 1.22*10^{0.8041}[1.0-0.01*80] + 0.21*28.4 -1.8 = 5.434$ mm por día
= 168.4571 mm por mes.

c. Metodología de Turc

ETP mm/mes = [kT*[Rg + 50]]/ [T + 15]

En donde:
Rg = Ra [a + (b*n/N)]
Ra = 14.3 mm de agua evaporable, para la latitud de 4º48' N y el mes de enero (tabla anexo 1) = 14.3*59 = 843.7 calorías *cm^{-2}*$día^{-1}$
a = 0.25, Constante para clima tropical
b = 0.45, Constante para clima tropical
N = 11.9 horas astronómicas posibles, para la latitud de 4º48' N y el mes de Enero [tabla anexo 2], h
n = Número de horas de brillo solar promedio medido en el mes de Enero, h

Rg = 843.7cal cm^{-2} $día^{-1}$[0.25 + (0.45*7/11.9)] = 434.26 cal cm^{-2} $día^{-1}$

$$ETP = \frac{\{0.40[28.4][434.2573 + 50]\}}{\{28.4+15\}}$$

= 126.75 mm por mes = 4.09 mm por día.

d. Linacre para Colombia

$$ETP = \frac{[(500*Tm) + 15*(T-Td)] / \{100-A\}}{[80 - T]}$$

En donde:
Tm = Temperatura corregida = 28.4ºC + 0.006[400] = 30.8ºC
Ea = Tensión de vapor a saturación en función de la temperatura = 38.69 mb (Capítulo 5)
Ed = Ea*HR/100 = Tensión de vapor actual = 38.69mb*80%/100 = 30.952 mb
Td = [Temperatura del punto de rocío, tomada de la tabla de tensión de vapor a Saturación; se ingresa al interior de la tabla el dato de la Ed] = 24.67 ºC
A = 4º + [48/60] = 4.8°

$$ETP = \frac{[(500*30.8ºC) + 15*(28.4ºC-24.6ºC)] / \{100-4.8\}}{[80 - 28.4]}$$

ETP = 3.14 mm por día.

e. Hargreaves y Samani

ETP = 0.34*Ra [0.4 + 0.024T]* [1.35*{$(1.0-HR)^{0.5}$}]* [{1.0 + (0.04*EL)}/1000]]

ETP = 0.34*14.3 [0.4+0.02428.4]* [1.35[√1.0-0.8]] [{1.0 + (0.04*400 m)}/ 1000]
ETP = 0.48 cm por día.

Nota: Cuando el factor $1.35*[(1.0-HR)^{0.5}]$ sea mayor que 1.0, se deja el valor de 1.0, pues es el máximo admitido.

f. Laso adaptada por Jaramillo [1999] para Colombia

$ETP = 4.66e\text{-}^{0.0002*A} = 4.66e\text{-}^{0.0002*400} = 4.30$ mm por día

Comparando la evapotranspiración potencial calculada por Penman-Monteith y la calculada por García y López modificada por Jaramillo, se encuentra una relación lineal [figura 34] con un coeficiente de determinación de 0.766.

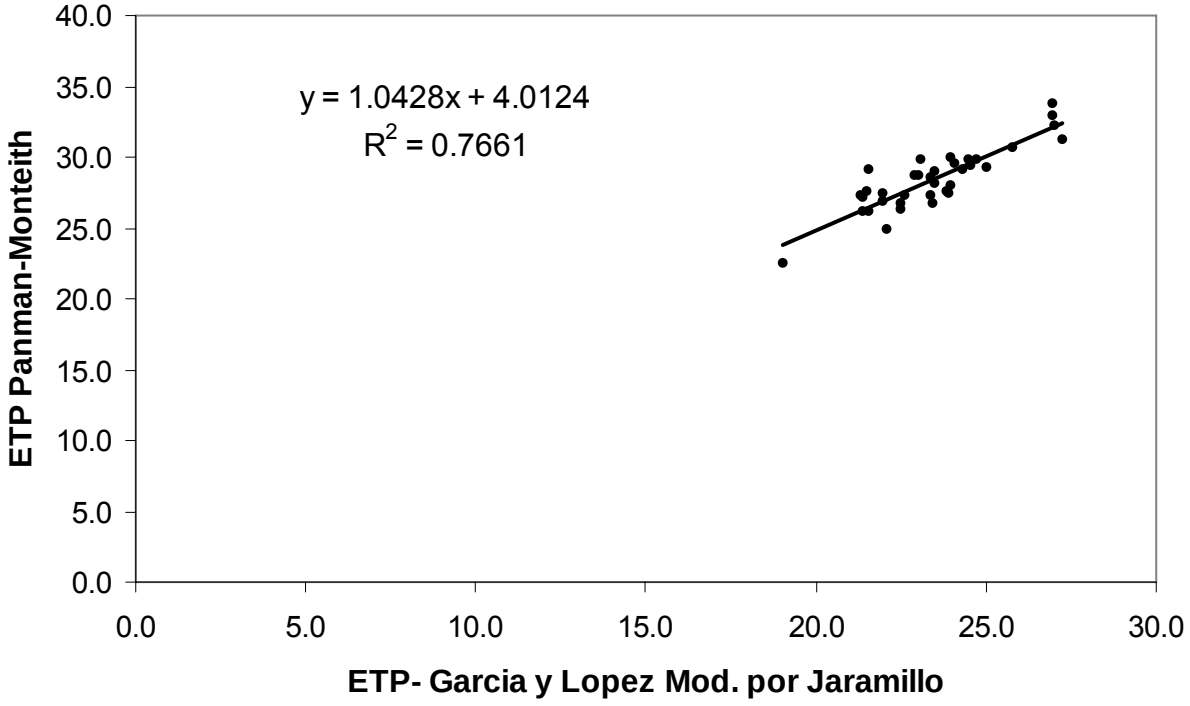


Figura 34. Relación entre la ETP decadal calculada por la metodología de García y López modificada por Jaramillo y la calculada por la metodología de Penman- Monteith [UNISARC, Colombia].

7.9 El Lisímetro como instrumento de medida directa de la evapotranspiración

El lisímetro es un una forma simple de desarrollar medidas volumétricas de toda agua que entra y sale dentro de un container con masas de suelo encerradas y aisladas con superficies desnudas y vegetadas. La evaporación a partir de suelos desprovistos de vegetación se puede medir, a nivel experimental, con los lisímetros o a través de superficies naturales de evaporación. [Castañeda, 1998] El lisímetro es una caja o una caneca [figura 35], de lámina galvanizada o de fibra de vidrio

la cuál contiene el suelo que se quiere estudíar, con sus horizontes en el mismo orden en que estaban "in situ". Las muestras de suelo reciben las precipitaciones, las aguas excedentes o de drenaje son medidas en su salida, por lo tanto las pérdidas por evaporación pueden ser conocidas a través del balance hídrico del sistema.

$$ET = P - Q + \Delta R \qquad /129/$$

En donde:
ET = Es la evaporación o déficit de escurrimiento del suelo.
P = Precipitación en el periodo
Q = Excedentes o escurrimientos en el periodo.
ΔR = Varíación de la cantidad de agua en el lisímetro en el periodo.

El último término es evaluado con medidas de humedad a diferentes profundidades que se realizan al principio y al final del trabajó [Castañeda, 1998]

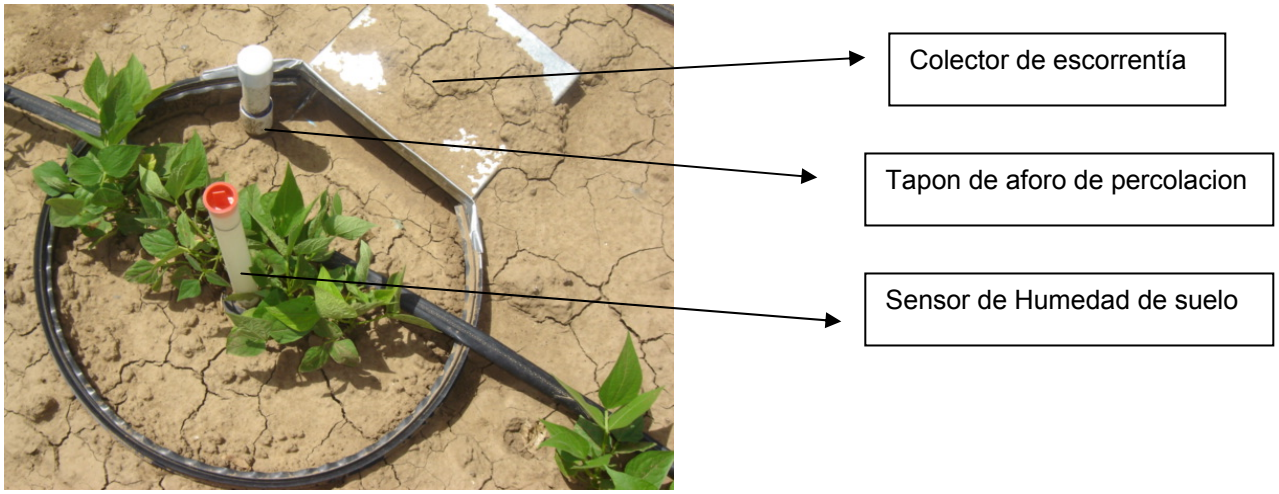


Figura 35. Lisímetro de drenaje empleado para estimar la evapotranpiración de una superficie libre o vegetada. [Ramírez y Harmsen, 2005]

También se puede estimar la evapotranspiración a partir de la siguiente manera:

$$ETP = LDAa + LR + LP - LDAp \qquad /130/$$

En donde:

ETP = Es la evapotranspiración potencial de n días [mm]
LDAa = Lámina drenada acumulada anterior [mm]
LR = Lámina aplicada para recargar el perfil [mm]
LP = Lámina precipitada en los n días [mm]
LDAp = Lámina drenada acumulada posterior.

7.10 Evapotranspiración de Referencia [ETo] vs Evapotranspiración Potencial [ETP]

En los últimos años se ha realizado un gran esfuerzo por el grupo de expertos a nivel mundíal para definir el concepto de evapotraspiracion de referencia [ETo], aun existe gran controversia entre los científicos sobre cuál es la diferencia entre evapotrasnpiracion potencial y Evapotranspiración de referencia: Haman, [2004] al respectro afirma que: El concepto de ***Evapotranspiración potencial*** fue introducido por primera vez por Penman en los años 40 y es definido como "la cantidad de agua transpirada en un tiempo dado por un cultivo verde corto, sin limitantes en su crecimiento, de altura uniforme con adecuado suplemento de agua en el perfil", esta definición no hace referencia a un cultivo específico.

La **Evapotranspiración de referencia** es "la tasa de evaporación por un cultivo hipotético de referencia al cuál se le asume una altura de 0.12 m, y una resistencia superficial [rs = 70 sm^{-1}] y un albedo de 0.23, cercanamente parecido a a la Evapotranspiración de una superficie extensiva de pasto verde de altura uniforme en activo crecimiento, completamente humedecido y sin limitantes en su crecimiento", [FAO documento número 56 por Allen et al. 1998]. Históricamente dos cultivos han sido empleados como cultivos de referencia: pasto y alfalfa. La ecuación recomendada por la FAO es la de Penman-Monteith [Allen et al.1998] modificada por Walter et al. [2002].

$$ETsz = \frac{0.408\Delta(Rn - G) + \gamma \frac{Cn}{T + 273} U_2(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + CdU_2)} \quad \text{---------- /131/}$$

En donde:

ETsz = Evapotranspiración de referecnia estandarizada para cultivos cortos [ETos] o altos [ETrs], mm d^{-1}
Rn = Radíación neta en [$MJm^{-2}d^{-1}$ or $MJm^{-2}h^{-1}$]
G = Flujo de calor en el suelo [$MJm^{-2}d^{-1}$ or $MJm^{-2}h^{-1}$].
T = Temperatura del aire medíada a una altura entre 1.5 a 2.5 m [ºC]
U2 = Velocidad del viento a 2 m de altura [m s^{-1}]
e_s = Presión de vapor a saturación [KPa]
e_a = Presión de vapor actual a 1.5 to 2.5 m height [KPa]
Δ = Pendiente de la curva de Presión de vapor Presión-temperatura [KPa $ºC^{-1}$]
γ = Constante psicrométrica [KPa $ºC^{-1}$]
Cn = Numerador constante que cambia con el tipo de referencia y el tiempo de cálculo
Cd = Denomindador constante que cambia con el tipo de referecia y el tiempo de cálculo.

El valor de Cn considera la rugosidad aerodinámica de la superficie en este caso el cultivo de referencia. La constante del denomindor Cd considera la resistencia superficial y la rugosidad aerodinámica de la superficie, los caludlos de ETo pueden hacerce para intervalos horarios o para intervalos de día, al igual que durante el día y la noche, por lo tanto los valores de Cn y Cd cambian [Tabla 22].

La pendiente de la curva de saturación de vapor Presión-temperatura [Δ] se puede calcular en función de la temperatura de la siguiente manera [Allen et al.1998]:

$$\Delta = \frac{4098\left[0.6108\left(\frac{17.27T}{T+237.3}\right)\right]}{(T+237.3)^2} \qquad \text{----------} \quad /132/$$

Tabla 22. Valores de Cn y Cd para la ecuacion de evapotranspiración de referencia [Walter et al. 2002].

Intervalo de cálculo	Cultivo corto de referencia ETos [0.12m]		Cultivo largo de referencia ETrs [0.50m]		Unidades para ETos y ETrs	Unidades para Rn, G
	Cn	Cd	Cn	Cd		
Díario	900	0.34	1600	0.38	$mm.d^{-1}$	$MJm^{-2}d^{-1}$
Horario durante el día.	37	0.24	66	0.25	$mm.h^{-1}$	$MJm^{-2}h^{-1}$
Horario durante la noche.	37	0.96	66	1.7	$mm.h^{-1}$	$MJm^{-2}h^{-1}$

7.11 Coeficientes de cosecha ó de cultivo [Shih, 1984]

Los coeficientes de cosecha o de cultivo [K_c] desarrollados experimentalmente reflejan la fisiología del cultivo, el grado de cubierta y la ETP. Al utilizar los coeficientes es importante conocer como fueron derivados, puesto que son relaciones o razones empíricas de la ET_c y de la ETP:

$$K_c = [ET_c / ETP] \quad /133/$$

El K_c combinado incluye evaporación del suelo y de la superficie de la planta. La evaporación del suelo depende de la humedad en el suelo y de la exposición. La transpiración depende de la cantidad y naturaleza del área de hojas de la planta y de la disponibilidad del agua en la zona radical. El K_c puede ser ajustado a la disponibilidad de agua en el suelo y evaporación de la superficie. La distribución de K_c versus tiempo es conocida como la curva de cosecha [Figura 36].

Los coeficientes de cosecha para distintos cultivos aparecen tabulados en las tablas 23a y 23b.

Durante los estados iniciales de crecimiento de los cultivos, cuando el suelo no está completamente cubierto y la cantidad de interceptación de la radíación es baja, el Kc es particularmente sensible a los factores de manejo tales como las frecuencias de riego y los métodos, al igual que los factores del suelo tales como la conductividad hidráulica y el contenido de agua cerca de la superficie [Annandale y Stockle, 1994].

7.11.1 Cultivo de referencia

Frecuentemente se selecciona a la alfalfa como cultivo de referencia debido, entre otras cosas, a que tiene razones de ET altas en áreas áridas [Hargreaves y Samani, 1986]. En éste, la ETP es igual a la ET díaria cuando el cultivo ocupa una superficie extensa, está creciendo activamente. Tiene una altura de unos 20 cm. y tiene suficiente agua disponible en el suelo.

La ETP obtenida con alfalfa es usualmente más alta que para la grama de tijerilla, particularmente en zonas áridas de mucho viento. Las razones de ET díarias pueden medirse con lisímetros de peso que sean sensitivos.

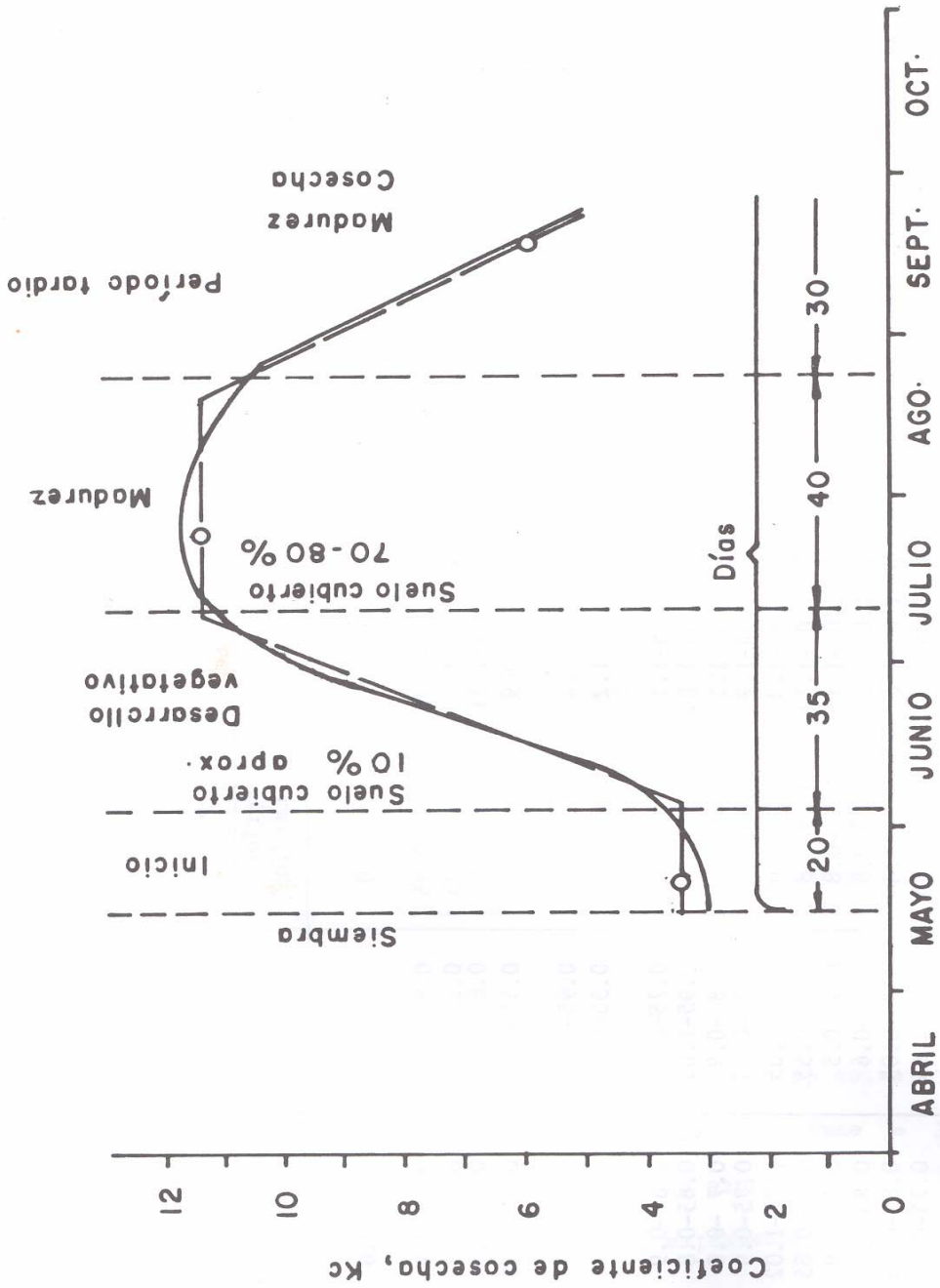


Figura 36. Ejemplo de una curva de coeficiente de cosecha o de cultivo.

7.11.2 Ejemplo

Cultivo: Aguacate
ETP = 5.16 mm/día durante el mes de julio.
Eficiencia estimada del sistema de riego por aspersión = 85%

Por tanto, ETP = 5.16 x 100/85 = 6.07 mm/día ≈ 6 mm/día = 6 litros/m^2 en un día. Aplicando el coeficiente de cosecha [Kc] correspondiente a aguacate = 0.6 a 0.8, usamos 0.8.

ND = 6 litros/m^2 x 0.8 = 4.8 litros/m^2 en un día

Es decir en el mes de julio, el sistema de riego por aspersion debe aportar 4.8 litros/m^2 de agua en un día.

Tabla 23a. Coeficientes de cosecha [K_c] para distintos cultivos.

Cosecha	Etapa de crecimiento					
	Inicio 1/ 2/	Desarrollo Vegetativo	Madurez	Período tardío	Cosecha	Total Período de Crecimiento
Guineo		0.7-0.85	1.0-1.1	1.9-1.0	0.75-0.85	0.7-0.8
Habichuelas						
Verdes	0.3-0.4	0.65-0.75	0.95-1.05	0.9-0.95	0.85-0.95	0.85-0.9
Secas	0.3-0.4	0.7-0.8	1.05-1.12	0.65-0.75	0.25-0.3	0.7-0.8
Repollo	0.4-0.5	0.7-0.8	0.95-1.11	0.9-1.0	0.8-0.95	0.7-0.8
Uva	0.35-0.55	0.6-0.8	0.7-0.9	0.6-0.8	0.55-0.7	0.55-0.75
Maíz						
Dulce	0.3-0.5	0.7-0.9	1.05-1.2	1.0-1.15	0.95-1.1	0.8-0.95
Campo	0.3-0.5	0.7-0.85	1.05-1.2	0.8-0.95	0.55-0.6	0.75-0.9
Cebolla						
Seca	0.4-0.6	0.7-0.8	0.95-1.1	0.85-0.9	0.75-0.85	0.8-0.9
Verde	0.4-0.6	0.6-0.75	0.95-1.05	0.95-1.05	0.95-1.05	0.65-0.8
Pimiento	0.3-0.4	0.6-0.75	0.95-1.1	0.85-1.0	0.8-0.9	0.7-0.8
Papa	0.4-0.5	0.7-0.8	1.05-1.2	0.85-0.95	0.7-0.75	0.75-0.9
Arroz	1.1-1.15	1.1-1.5	1.1-1.3	0.95-1.05	0.95-1.05	1.05-1.02
Sorgo	0.3-0.4	0.7-0.75	1.0-1.15	0.75-0.8	0.5-0.55	0.75-0.85
Soya	0.3-0.4	0.7-0.8	1.0-1.05	0.7-0.8	0.4-0.5	0.75-0.9
Caña	0.4-0.5	0.7-1.0	1.0-1.3	0.75-0.8	0.5-0.6	0.85-1.05
Tabaco	0.3-0.4	0.7-0.8	1.0-1.2	0.9-1.0	0.75-0.85	0.85-0.95
Tomate	0.4-0.5	0.7-0.8	1.05-1.25	0.8-0.95	0.6-0.65	0.75-0.9
Sandía	0.4-0.5	0.7-0.8	0.95-1.05	0.8-0.9	0.65-0.75	0.75-0.85

1/ Valor para humedad alta de HR 70% y poco viento con velocidad, U = 5 metros por segundo.
2/ Valor para humedad baja de HR 20% y mucho viento con velocidad, U = 5 metros por segundo.

Tabla 23b. Valores de Kc para varios cultivo de importancia económica, para tres etapas de desarrollo, inicial, medía y final [Allen *et a.l*, 1999].

CULTIVO	K_c *inicial*	$K_{c\ Mitad}$	$K_{c\ final}$
a. Vegetales pequeños:	0.7	1.05	0.95
Apio		1.05	1.00
Broccoli		1.05	0.95
Cebollas		1.05	0.75
Coloflor		1.05	0.95
Espinaca		1.00	0.95
Lechuga		1.05	0.95
Rábano		0.90	0.85
Repollo		1.05	0.95
Zanahoria		1.05	0.95
b. Vegetales – de la familia [Solanaceae]:	0.6	1.15	0.80
Plantas de huevo		1.05	0.90
Pimentón dulce		1.05[2]	0.90
Tomate		1.15[2]	0.70-0.90
c. Vegetables –de la familia [Cucurbitaceae]:	0.5	1.00	0.80
Melones		1.05	0.75
Melones de agua	0.4	1.00	0.75
Pepino	0.6	1.00[2]	0.75
d. Raíces y tubérculos:	0.5	1.10	0.95
Remolacha		1.05	0.95

Continuacion… Tabla 23b

Yuca			
- año 1	0.3	0.80[3]	0.30
- año 2	0.3	1.10	0.50
Papa		1.15	0.75[4]
Arracaha		1.15	0.65
Remolacha dulce	0.35	1.20	0.70[5]
e. Leguminosas [Leguminosae]:	0.4	1.15	0.55
Alfalfa Hay	0.40	0.95[13]	0.90
Algodón		1.15-1.20	0.70-0.50
Arroz	1.05	1.20	0.90-0.60
Avena		1.15	0.25
Bermuda	0.55	1.00[13]	0.85
Canola		1.0-1.15[9]	0.35
Cebada		1.15	0.25
Cererales	0.3	1.15	0.4
Cultivos de fibra	0.35	----	-----
Espárragos	0.5	0.95[7]	0.30
Fresa	0.40	0.85	0.75
Fríjol seco	0.4	1.15[2]	0.35
Fríjol verde	0.5	1.05[2]	0.90
Garbanzo	0.4	1.15	0.35
Girasol		1.0-1.15[9]	0.25
Lenteja		1.10	0.30

Continuacion… Tabla 23

Maiz en grano		1.20	0.60-0.35[11]
Maíz mazorca dulce		1.15	1.05[12]
Maní		1.15	0.60
Millo		1.00	0.30
Oleaginosas	0.35	1.15	0.35
Ricinus		1.15	0.55
Rye Grass	0.95	1.05	1.00
Sorgo		1.00-1.10	0.55
Soya		1.15	0.50
Trigo de invierno	0.4	1.15	0.25-0.4[10]
Trigo de veráno		1.15	0.25-0.4[10]
Pasturas			
- En rotación	0.40	0.85-1.05	0.85
- Extensiva	0.30	0.75	0.75
Caña de azúcar	0.40	1.25	0.75
Banano y Plátano			
- 1st año	0.50	1.10	1.00
- 2nd año	1.00	1.20	1.10
Cacao	1.00	1.05	1.05
Café			
- Sin cobertura rastrera	0.90	0.95	0.95
- Con arvences	1.05	1.10	1.10

Continuacion… Tabla 23b			
Palma	0.90	0.95	0.95
Piña			
Suelos desnudo	0.50	0.30	0.30
- con cobertura de pasto	0.50	0.50	0.50
Caucho	0.95	1.00	1.00
Tea			
- Sin sombre	0.95	1.00	1.00
- Con sombre	1.10	1.15	1.15
Aguacate	0.60	0.85	0.75
Citricos			
- 70% docel	0.70	0.65	0.70
- 50% docel	0.65	0.60	0.65
- 20% docel	0.50	0.45	0.55
Citricos, con crecimiento activo de malezas			
- 70% docel	0.75	0.70	0.75
- 50% docel	0.80	0.80	0.80
- 20% docel	0.85	0.85	0.85
Arboles de confieras	1.00	1.00	1.00
Kiwi	0.40	1.05	1.05

Bibliografía

Allen, R.G., 1986. A Penman for all seasons. J. Irrig. And Drain. Div. ASCE, 112 [4]: 348- 368.

Allen, R.G. and W. O. Pruitt, 1986. Rational use of the FAO Blaney- Criddle formula. J. Irrig. and Drain. Div., 112 [2]: 139 – 155.

Allen, R.G., Howell. A.T., Pruitt, O.W., Walter, A.I., Jensen. E.M. 1991. Lysimeters for evapotranspiration and environments measurements. Proceadings of the international Symposium on Lysimetry. Sponsored by the Irrigation and Drainage Division of the American Society of Civil Engineers. Honolulu, Hawaii. 444p.

Allen, R.G, Pereira, S.L., Raes, D. and Smith, M. 1998. *Crop Evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Water Requirements*. Food and Agriculture Organization [FAO] of the United Nations, Roma. 300 pages.

Annandale, J.G. and Stockle, C.O. 1994. Fluctuation of crop evapotranspiration coefficients whith weather: a sensitivity analysisi. Irrigationa Science. 15: 1-7.

Castañeda, O. A. 1998. *La Precipitación*. Facultad de Ingeniería Forestal. Universidad del Tolima. Ibague [Colombia]. 55 páginas.

Climatic Summary of the United States. Supplement for 1951 through 1960 Puerto Rico and United States, Virgin Islands, 1965. Climatography of the United States No. 86- 45. U.S. Dept. of Commerce, Washington, D. C. 40 pages.

Doorenbos, J. and W. O. Pruitt, 1977. *Crop Water Requirements*. FAO Irrig. And Drain. Paper 24, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome. Pages 156.

_____, _____, 1979. Yield response to water. FAO Irrig. and Drain. Paper 33.

Goyal, M. R., 1988. Potencial evapotranspiration for the South Coast Puerto Rico with the Hargreaves – Samani technique. J. Agric. Univ. P.R., 72 [1]: 41- 50

Haman, Z.D. 2004. Evapotrasnpiracion: Potential or Refereence?. University of Florida. IFAS-Extensión. http://edis.ifas.ufl.edu/AE256.

Hargreaves, G. H. 1974. Estimation of potential and crop evapotranspiration. Trans. ASAE 17: 701- 704.

Hargreaves, G. H. and S. A. Samani, 1985. Reference crop evapotranspiration from temperature. Applied Eng. in Agric. ASAE, 1 [2] : 96- 99.

Hargreaves, G. H. and Z. A. Samani, 1986. *World Water for Agriculture Precipitation Management*. Intern. Irrig. Center, Utah State University, Logan - Utah, U.S.A. Pages 617

Jaramillo, R. A. 1999. *Climatología de las Regiones Cafeteras: Microclima y Fenología del Cultivo del Café.* Cenicafé.151 paginas

Jensen, M. E., 1980. Design and Operation of Farm Irrigation Systems. ASAE Monograph #3, American Society of Agricultural Engineers, Chapter 6: 189- 225.

Jones, J. W., L. H. Allen, S. F. Shih, J. S. Rogers, L. C. Hammond, A. G. Smajstrala, and J. D. Martsolf, 1984. *Estimated and Measured Evapotranspiration for Florida Climatic, Crops and Soils.* Agric. Expt. Sta. Inst. of Food and Agric. Sci., Univ. of Florida, Gainesville, F. A. Wood, Bull. 840, 65 pages.

Linacre, E. T., 1977. A simple formula for estimating evapotranspiration rates in various climates, using temperature data along. Agric. Meteorol. 18: 409 – 424.

Michael, A. M., 1978. *Irrigation Theory and Practice*. Vikas Publishing House Pvt. Ltd., Chapter 7: 448 – 584.

Penman, H. L., 1949. The dependence of transpiring on weather and soil conditions. J. Soil Sci. 1: 74 – 89.

Rosenberg, N. J., B. L. Blad and S. B. Verma, 1983. *Microclimate the Biological Environment*. A Wiley- Interscience Publ. Chapter 7: 209 – 287.

Salih, A. M. and U. Sendil, 1984. Evapotranspiration under extremely arid climates. J. Irrig. And Drain., ASCE, 110 [3]: 289 – 303.

Shih, S. F., 1984. Data requirement for evapotranspiration estimation. J. Irrig. and Drain. Div., ASCE, 110 [3]: 263 – 274.

Walter, I.A., Allen, R.G., EllioT, R., Itenfisu, D., Brown, P., Jensen, M.E, Mecham, B., Howell, T.A., Snyder, R., Eching, S., Spofford, T., Hattendorf, M., Martin, D., CUENCA, R.H and Wright, J.L. 2002. *The ASCE Standardized Reference Evapotranspiration Equation.* Enviromental and Water Resources Institute of the American Society of Civil Engineers. Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committee. July.9. ASCE/EWRI.57p.

Wright, J. L., 1982. New evapotranspiration crop coefficients. J. Irrig. And Drain. Div., 108 [Irigation]: 57 – 74.

Capítulo 8

RELACIÓN AGUA-SUELO-PLANTA-ATMÓSFERA, Y SUS APLICACIONES

8.1 El Sistema Agua-Suelo-Planta-Atmósfera

Grandes cantidades de agua son necesarias para sostener la vida. Según Merva [1995], cada individuo necesita díariamente cerca de 250 L/día para todas sus actividades.

El agua es esencial para mantener la integridad estructural de moléculas biológicas y por lo tanto la integridad de las células y tejidos, y los organismos como un todo. Es también vital como un solvente y medio de transporte de nutrientes minerales, en toda la actividad de crecimiento de las plantas, siendo este un líquido que está en constante movimiento del suelo a la planta, y de la planta a la atmósfera a través de la interfase gas-líquido.

De toda el agua que una planta absorbe, sólo 10% ó menos queda retenida en ella, el resto lo regresa a la atmósfera. La atmósfera le suministra el agua a las plantas y el suelo es el tanque de almacenamiento. Según Chang [1971], el agua es:

- El mayor constituyente de la actividad fisiológica de los tejidos vegetales.
- Regula la fotosíntesis y procesos hidrolíticos, tales como la digestión del almidón.
- Solvente de sales, azúcar, mueve solutos de célula a célula y de órgano a órgano.
- Es el elemento necesario para mantener la turgidez de los tejidos, necesario para el alargamiento y el crecimiento.
- Es necesaria para la transpiración, función fisiológica importante en el crecimiento y desarrollo.

El agua juega un papel importante en la determinación del estado del tiempo, en conjunto con la energía recibida del sol, el agua es el elemento central en el ciclo hidrológico. Los cambios de fase del agua modifican significativamente la temperatura de la biosfera, en adición con los efectos térmicos, los efectos mecánicos del congelamiento del agua, la recristalización del agua en solución del suelo es un factor bien importante en los procesos de temperización de éstos, [Merva, 1995].

El rompimiento del la molécula de agua en los procesos de fotosíntesis, contribuyen en la formación de azúcares por parte de las plantas [Merva, 1995].

El déficit hídrico o los excesos hídricos afectan los rendimientos de los cultivos y además los patrones de crecimiento, es el caso de la profundidad efectiva de las raíces, que tiende a incrementarse cuando la humedad del suelo decrece [Chang, 1971; Gómez, 2000].

La carga y descarga de los acuiferos estan directamente influenciados por el continuo agua-suelo-planta-atmósfera, conocido también como *ciclo hidrológico.*

8.1.1 Fuerzas de Van der Waals

Son las fuerzas de los núcleos de las moléculas, cargados positivamente, capaces de atraer electrones negativos. La estructura del hielo es mantenida por estas fuerzas, que forma puentes de hidrógeno.

La formación de los puentes de hidrógeno del agua líquida es predominantemente un fenómeno causado por la naturaleza parcialmente covalente del puente de hidrógeno. Las moléculas de agua se asocian y se disocian rapidamente en "grupos transitorios", los cuál es poseen una estructura interna cristalina. Estos microcristales se forman y se disocian tan rápidamente que parecen comportarse como un líquido homogéneo.

Los grupos surgen o se rompen de acuerdo con las fluctuaciones de la energía térmica sub microscópica existentes en el líquido. La polaridad del agua es la razón por la cuál es un buen "solvente", y es adsorbida sobre superficies sólidas o hidratadas. Cada hidrógeno de una molécula es atraído por el oxígeno de una molécula vecina con o igual forma dando origen a una unión secundaria, denominada *puente de hidrógeno.*

8.2 Propiedades del Agua

8.2.1 Calor de fusión [Cf]

Es la cantidad de energía necesaria para alterar una sustancia de un estado sólido a un estado líquido; sin importar que la temperatura permanezca constante: Cf = 1.4 Kcal mol^{-1} [5.9 Kg mol^{-1}]. La capacidad de calor específico [Cp] tiene un valor de 0.5 cal g^{-1} a 0°C; y de 1.0 cal g^{-1} a 15°C.

Un ejemplo práctico de la utilización del calor de fusión del agua, ocurre con la protección de plantas contra las heladas a través del riego.

8.2.2 Calor De Vaporización [Cv]

Es la cantidad de energía necesaria para alterar una sustancia de estado líquido a vapor de agua o gas a una determinada temperatura, el Cv decrece con el aumento de la temperatura [583 cal g^{-1} a 25 °C y 540 cal g^{-1} a 100°C]

8.2.3 Calor de sublimación

Es el paso directo de un estado sólido a un vapor de agua. La energía requerida es igual a la suma de los calores latentes de fusión y vaporización, por lo tanto es de 12.2 K cal mol^{-1} para el agua.

8.2.4 Viscosidad [η]

Es la propiedad que refleja la facilidad con que las moléculas o partículas se deslizan unas sobre otras, siendo directamente proporcional al volumen de las partículas. Se define un coeficiente de viscosidad como una fuerza por unidad de área, necesaria para mantener la diferencia de velocidad de 1 cm s^{-1} entre dos cámaras paralelas de un fluido, separadas 1 cm.

8.2.5 Cohesión y adhesión

La cohesión es el fenómeno de afinidad entre moléculas o sustancias idénticas, y la adhesión es la atracción entre sustancias diferentes.

La naturaleza polar del agua, permite interacciones electrostáticas con otras moléculas polares, y estas ocurren en grandes cantidades, inclusive en las plantas.

8.3 La Dinámica del agua en los ecosistemás vegetales

Cuando ocurre un evento lluvioso en un sistema vegetal**,** se inicia un proceso complejo de distribución del agua dentro de éste, inicialmente se presenta un proceso de *interceptación* que consiste en que una fracción del agua es retenida temporalmente por la superficie de las hojas; pudiendo luego evaporarse o escurrir nuevamente por los troncos, proceso denominado *flujo caulinar*; o caer nuevamente a la superficie del suelo desde el dosel *precipitación efectiva***,** donde el agua puede ser retenida por el horizonte orgánico y ocurrir procesos de evaporación, e incorporación dentro del horizonte, el movimiento del agua en el suelo está relacionado con la *percolación* y la *escorrentía,* [Fujieda *et al*.1997; Katerji *et al*. 1998; León y Suarez,1998]. La evaporación del suelo y de la Interceptacion más la transpiración dan como resultado la *Evapotranspiración*, por lo tanto la diferencia entre las entradas por precitación y/o riego menos las salidas por escorrentía, percilación y evapotranspiración contituyen lo que se conoce como *el balance hidrico*, [Figura 37].

La intervención de plantas perennes leñosas es sistemás agrícolas influencia la disposición de la lluvía a través de la interceptación, percolación y extracción de humedad del perfil del suelo, las cuales influyen en el uso del agua, en su eficiencia y en últimás en el ciclo hidrológico [Leyton, 1983; Wiersum, 1991: Citados por Narain *et al.*1998].

Una descripción mas detallada de cada uno de los componentes *el balance hidrico* se presenta a contuación:

8.3.1 Interceptación

Es la fracción del agua que es retenida temporalmente en la superficie de las hojas, pudiendo luego evaporarse, escurrirse por las hojas o por los troncos en plantas perennes y caer a la superficie del suelo por el dosel, [León y Suárez, 1998].

La Interceptación está influenciada por la altura de la cobertura vegetal [H], área basal de la plantación [S] y de la densidad de población [N], [Zaranowski y Olzewski: Citados por León y Suárez, 1998].

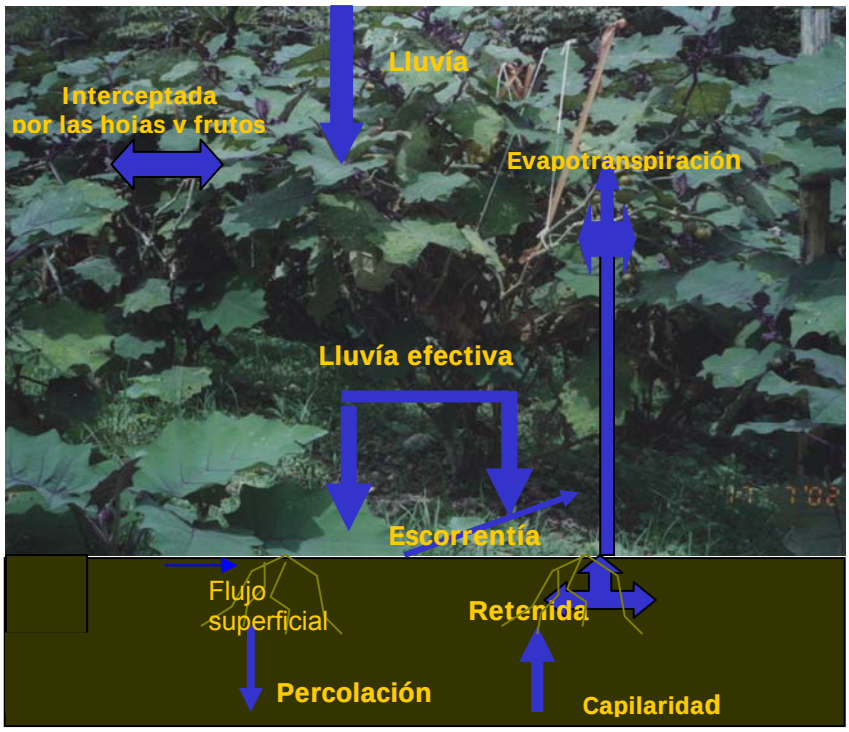


Figura 37. Componentes del balance hídrico.

Un trabajó realizado en Brasil en condiciones de bosque subtropical, ofreció los siguientes resultados del total de la lluvía [León y Suárez, 1998]: 34% de precipitación interna, 28% de flujo caulinar y 38% de interceptación.

Huber y Oyarzun [1990] reportan para un bosque de pino con una cobertura de copas del 72% un valor promedio de 71% de lluvía efectiva en Chile, también indican, que cuando las cantidades de lluvía eran inferiores a 25 mm, la interceptación de la lluvía era superior al 30%, tendiendo a estabilizarse esta proporción en un 10% cuando la precipitación mensual supera los 250 mm.

Jaramillo [1999] afirma que no se puede considerar un porcentaje promedio fijo en la interceptación de la lluvía por la vegetación, ya que depende de la cantidad incidente, la intensidad de la lluvía, la distribución y densidad de la parte aérea de la vegetación.

Para un bosque mixto Grimm y Fassbender [1982], encontraron valores de interceptación entre 54 y 5 % para diferentes épocas del año, con un promedio anual de 19%.

Rutter *et al.* [1971/72] y Rutter [1975] reportan pérdidas por interceptación de lluvía entre 20 y 40% para plantaciones de conifieras y entre el 10 y 20% en plantaciones maderables.

Lima [1984-85-86: Citado por Giraldo 1989] hace una revisión sobre los Eucaliptos y la interceptación de la lluvía encontrando que el Eucalipto tanto en diferentes plantaciones, como en condiciones de bosques naturales en Australia, presenta una medía de interceptación que varía entre 15-25% de la precipitación incidente.

Franken *et al.* [1982: Citados por Giraldo 1989] afirmaron que en bosques homogéneos constituidos por el género *pinus*, las pérdidas por interceptación representan un valor muy variable, que depende sobre todo de la edad, y de la densidad de siembra, pudiendo ser, por ejemplo, de 6.6% para plantaciones de 6 años de edad y de 32% para plantaciones de 19 años.

Rakhmanov, [1966: Citado por Giraldo 1989] después de hacer una revisión exhaustiva de los estudios realizados en Norte América, Europa y Rusia, estableció que las pérdidas por interceptación anual por las copas de los bosques mixtos y de plantaciones de *pinos*, no excedían del 35%, con unas pocas excepciones. En bosque de hoja ancha el promedio de interceptación varió de 20 a 22% y en plantaciones de pinos 25%. Una proporción similar es interceptada por los bosques mixtos.

Running y Coughlan [1988] reportan para cuatro localidades sembradas en pino, datos de lluvía efectiva diferenciales de acuerdo al índice de área foliar [IAF], la lluvía efectiva es del 68.6% para IAF = 3, de 41.5% para IAF = 6 y de 28.8% para IAF = 9.

Leuning *et al.* [1994] reportan en trigo valores del 33% de interceptación; Jiménez y Lhome [1994], para plátano reportan valores de interceptación del 18%, y de lluvía efectiva del 73%;

En un cultivo de plátano, Ramírez *et al.* [2002] encuentran una varíación en la lluvía efectiva entre los diez meses y los diecisiete meses de edad, aplicando modelos lineales corregidos:

$$I = 0.4548*[Llext] + 2.8205, \text{ con } R^2 = 0.70$$
$$I = 0.5653*[Llext] + 0.5882, \text{ con } R^2 = 0.90$$

Estos modelos dan valores de interceptación promedía entre 40% y 55% situación que puede ser explicada por la ganancia en área foliar del cultivo de un semestre a otro y por la falta de prácticas de manejo, como selección de hijos y deshoje.

Se debe destacar que la lluvía interceptada por la parte aérea de las plantas presenta unos valores máximos, a partir de los cuál es se hace asintótica, lo que significa que lluvías superiores a estos valores son igualmente efectivas, Ramírez *et al.* [2003] encontró que para el cultivo de lulo la asíntota máxima es de 40 mm, maíz de 32 mm, yuca de 24 mm y caña de 22 mm [Tabla 24]. Jaramillo y Chávez [1999] para café a libre exposición, asociado con guamo, y bosque, encuentran valores máximos de interceptación de lluvía de 43.83 mm, 53.27 mm y 50.70 mm respectivamente.

Tabla 24. Asíntotas máximás a partir de las cuál es la lluvía se hace 100% efectiva.

Cultivo	Asíntota máxima, [mm]
Lulo	40
Maíz	32
Yuca	24
Caña	22

8.3.2 Lluvía efectiva

Es la lluvía que atraviesa la cobertura vegetal, está dentro del rango del 40% al 80% del total de la lluvía. Está directamente influenciada por el tipo de cultivo, y por el área foliar del mismo, por el ángulo de inclinación de las hojas, el tipo de asociación entre otras.

En el caso de la lluvía efectiva para el cultivo de plátano, Ramírez *et al.* [2002] reportan una varíación de semestre a semestre, encontrándo los siguientes modelos ajustados:

Lle = 0.5338*[Llex] -2.4904 con $R^2 = 0.76$ a los 10 meses de plantado.
Lle = 0.4384*[Llex] – 0.6094 con $R^2 = 0.85$ a los 17 meses de plantado.

Jiménez y Lhomé [1994] reportan para el mismo cultivo valores entre 73% y 83%.

Ramírez *et al.* [2003] encontraron que para el cultivo de caña la lluvía efectiva fue del 43%, en yuca del 61%, lulo del 64% entre los 2 y 8 meses de edad y del 43% entre los 13 a 18 meses de edad, para el cultivo de maíz se observó que la lluvía efectiva fue del 78% [Tabla 25].

Tabla 25. Varíación porcentual de la lluvía efectiva para diferentes cultivos. UNISARC [Colombia], según Ramírez *et al.* [2003].

Cultivo	Lluvía efectiva [%]	Número de observaciones
Caña	43	23
Yuca	61	22
Lulo	64-50	42
Maíz	78	40

Giraldo, [2003] evaluó la lluvía efectiva en sistemás de cultivo de café con diferentes niveles de sombrío de guamo [*Inga* sp] [6x6; 9x9; 12x12] y afirma que entre un 70 y un 85% de la lluvía externa se convirtió en lluvía efectiva, mientras que la interceptación varió entre 15 y 30%, valores diferentes a los reportados por Jaramillo [2001] reporta valores de 58 y 49% de lluvía efectiva en sistemás agroforestales con características muy similares, diferencia que según el autor se debe a la disposición de los pluviómetros, ya que Giraldo, [2003] dispuso los pluviómetros en en centro de las calles, bajo la única interferencia de la especie utilizada como sombrío, entre tanto que Jaramillo los ubicó debajo del docel de cada experimento; estos resultados demuestran pues la gran varíabilidad espacial de la lluvía dentro de un agroecosistema.

8.3.3 Flujo caulinar

Es el flujo del agua a través de las hojas, las investigaciones han arrojado datos muy varíados que oscilan entre el 1% al 28% del total de lluvía caída, para diferentes autores es importante tener en cuenta la magnitud e intensidad de la lluvía y el efecto del viento sobre el ángulo de caída de las gotas, [León y Suarez, 1998].

Gas *et al.* [1995] afirma que mediante la utilización de metodologías donde se evalúen los procesos de interceptación, de almacenamiento de agua por el follaje y el tallo, evaporación antes y después de la lluvía, se obtiene una aproximación importante al conocimiento de los ciclos hidrológicos y a los procesos de evapotranspiración.

8.3.4 Capacidad de almacenamiento de agua por el docel

La capacidad de almacenamiento del follaje se expresa a partir de dos modelos, ambos permiten diferenciar el efecto de la cobertura en los balances hídricos. Desde el punto de vista de los procesos físicos, el modelo de Leuning *et al*. [1994] es más explicativo; el modelo de Rutter [1975] es un modelo estadístico, y es más fácil de aplicar.

Klaassen *et al.* [1998] plantean que el almacenamiento de agua por el dosel, puede ser determinado por tres metodologías; una *metodología de los valores máximos* correspondiente a un modelo exponencial, la cuál determinan la máxima capacidad de almacenamiento de agua por el dosel: una *metodología de los valores medios,* la cuál determina el almacenamiento a partir de un modelo de regresión líneal, considerando lluvías sucesivas, y una *metologia de los valores mínimos* que estima también el almacenamiento utilizando un modelo de regresión, pero restringida a datos de mínima interceptación.

8.3.4.1 Capacidad de almacenamiento del dosel (C) según modelo de Rutter [1975]

La capacidad de almacenamiento C fue considerada como igual al intercepto de un modelo de regresión lineal. La capacidad de almacenamiento de agua por el dosel puede ser estimada aproximadamente por la constante C en la ecuación de regresión para lluvías individuales.

$$I = (b * P) - C \qquad /134/$$

En donde:
I = Interceptación [mm].
P = Precipitación [mm].
C = Capacidad de almacenamiento [mm].
b = Una constante (Vease tabla 27).

Cuando sucede un evento lluvioso en un ecosistema, se presentan una serie de procesos, entre ellos el de interceptación, y dentro de este proceso se tienen diferentes componentes tales como: Evaporación durante el evento y después de el, almacenamiento y absorción foliar durante él evento [Dikes, 1997; Jiménez y Lhomme, 1994; Klaassen *et al*.1998; Liu, 1997]. Ramírez y Jaramillo [1999] reportan que el mayor valor de almacenamiento correspondiente al intercepto del

modelo de regresión lineal lo presentó el bosque con 2.2 mm, seguido del cafetal bajo sombra de guamo [*Inga* sp] con 1.7 mm y el cafetal a libre exposición 0.22 mm, con coeficientes de determinación de R^2= 0.77**, R^2 = 0.89**, R^2 = 0.89** respectivamente [Tabla 26]. Diferentes autores han presentado valores de almacenamiento de agua por el dosel, encontrando una amplia varíación de un ecosistema a otro tal como lo muestra la tabla 27.

Tabla 26. Almacenamineto de agua en el dosel: Modelo de Rutter [1975], para un bosque, cafetal bajo sombra de guamo (*Inga* sp), y cafetal a libre exposición [Ramírez y Jaramillo, 1999].

Cobertura	b	C	R^2
Bosque	0.586	2.188	0.77**
Cafetal bajo sombra de *Inga* sp	0.578	1.709	0.89**
Cafetal a libre exposición	0.451	0.217	0.89**

** Modelo altamente sigificativo **I**: Interceptación [mm] **P**: Precipitación externa a la superficie vegetal [mm]
C: Intercepto del modelo = Almacenamiento de agua por el dosel [mm]
n= 177 eventos lluviosos superiores a 5 mm

Tabla 27. Almacenamiento de agua en el dosel [C]: modelo de Rutter [1975] comparado con otros estudios [Ramírez y Jaramillo, 1999].

Cobertura	C [mm]	Autores
Bosque	2.20	Ramírez y Jaramillo, [1999]
Café sombra [*Inga* sp]	1.70	Ramírez y Jaramillo, [1999]
Café sol	0.22	Ramírez y Jaramillo, [1999]
Coníferas	1.55	Rutter [1975]
Forestales deciduos	0.80	Rutter [1975]
Plátano	1.90	Jiménez y Lhomme [1994]
Forestal Amazónico	0.74	Lloyd *et al*. [1998]
Picea abies	1.50	Leyton *et al.* [Citado por Rutter 1975]
Bosque Tropical	0.93	Dikes [1997]

Grelle *et al*. [1997] con respecto a la máxima capacidad de almacenamiento en plantaciones forestales encontró; con el método tradicional de regresión lineal, 1.5 mm; y con el método de balance de agua, 3.3 mm.

El almacenamiento en el dosel puede ser temporalmente mayor que la capacidad de almacenamiento durante el evento lluvioso [Rutter, 1971 y Mássman, 1983: Citados por Liu 1997]. Sin embargo la porción de exceso podrá ser descargada como flujo caulinar y de los tallos.

La varíabilidad que se encuentra en los coeficientes de almacenamiento puede ser atribuida principalmente a la interceptación y a la evapotranspiración, ya que se tomó un índice de área foliar igual para los tres ecosistemás. Jaramillo y Chávez [1998] encontraron que las tasas de interceptación para café bajo sombra de guamo [*Inga* sp] eran superiores a las del bosque y ésta a

su vez a las de café a libre exposición, al igual que coinciden en afirmar que no se debe confundir la máxima interceptación, con la capacidad máxima de almacenamiento.

El follaje de los árboles ha tenido menores capacidades de almacenamiento, pero mucha más área superficial que permita mayor captura y tasas de evaporación [Veneklaas, 1990]. Jiménez y Lhomme [1994] en plantaciones de banano, encontraron que los porcentajes de lluvía interceptada eran mayores cuando la lluvía externa era menor a 5 mm que cuando era superior a 15 mm.

Este concepto de almacenamiento de agua en las hojas es una herramienta importante en el manejo de los sombríos productivos en plantaciones de café, y manejo de especies arbóreas en conservación de suelos y aguas.

Ramírez *et al.* [2003], encontró valores de C para los cultivos de lulo, maíz, yuca y caña de 4 mm, 2 mm, 3 mm y 5mm respectivamente [Tabla 28].

Tabla 28. Valores de lluvía que son interceptados por las hojas.

Cultivo	Lluvías ≤ [mm]
Lulo	4
Maíz	2
Yuca	3
Caña	5

La escorrentía

Se define escorrentía como la porción del agua que ingresa al ecosistema vía riego o lluvía y que se mueve por la superficie del suelo, la escorrentía es básicamente influenciada por tres varíables: La pendiente del terreno, la humedad del suelo y La cobertura vegetal. El principal impacto negativo de la escorrentía es el arrastre de suelo y la peridida de nutrientes.

La ecuacion /135/ indica que el tiempo [t_e] de comienzo de escorrentía esta en función de los parámetros climáticos e hidrofísicos del suelo, tales como: la intensidad de la lluvía [i_o], la conductividad hidráulica saturada del suelo [K_{sat}] y la sorbilidad del suelo [S], según White et al. [1992: Citado por Snyder, 2005].

$$t_e = \frac{bS^2}{(i_o K_{sat}) \log\left[\frac{i_o}{i_o K_{sat}}\right]} \qquad \text{/135/}$$

8.4 Principios sobre la relación entre suelo-agua

El agua del suelo es uno de los factores más importantes que afecta la producción de los cultivos. Las plantas requieren una cantidad adecuada de humedad, la cuál varía de acuerdo a la especie y al estado de crecimiento o desarrollo. El suelo es capas de almacenar una cantidad limitada de agua, y de ésta, sólo una parte es utilizada por las plantas. Por ello es esencial conocer el

contenido de agua por unidad de masa o volumen de suelo y el estado energético o disponibilidad de la misma. De esta forma obtenemos valiosa información para poder entender muchas de las propiedades químicas, mecánicas e hidrológicas del suelo que afectan el crecimiento y el desarrollo de los cultivos. Además, esta información sirve de guía para lograr un riego eficiente que repongan el suelo la humedad requerida por las plantas.

Cuando las condiciones de suelo son óptimás desde el punto de vista físico, la mayor parte de la precipitación entra a hacer parte del comportamiento "agua del suelo". La naturaleza minerológica de las fracciones arcilla y arena, la textura, la bioestructura, la presencia y distribución de poros por tamaño, son las propiedades del suelo que definen la dinámica hídrica a este a ese nivel [León y Suarez, 1998].

López [2000] afirma que la propiedad más sobresaliente de la matriz sólida del suelo, es su naturaleza fragmantada en partículas. El sistema poroso es un sistema continuo, geométricamente complejo que constituye entre el 30% y el 60% del volumen total dependiento del tipo de suelo. En suelos saturados este volumen se encuentra lleno, mientras que en los suelos secos está sólo parcialmetne ocupado.

En los suelos agrícolas promedio, cuando están a capacidd de campo, la fracción hídrica puede ocupar entre el 40% y el 60% del espacio poroso. El alto grado ce continuidad de la lámica hídrica que llena los espacios libres del suelo es de enorme importancia para el movimiento del agua y de los nutrientes hacia la raíz de la planta.

Las características básicas del suelo dependen principalmente de la composición mecánica, o sea la cantidad relativa de los componentes del complejo, y de la distribución por tamaño de las partículas de la fracción mineral, de la estructura o modo como están organizadas esas partículas, de la clase de minerales arcillos presentes y del tipo y cantidad de iones intercambiables adsorbidos a ellos; así como la cantidad de materia orgánica [complejo arcillo-humico] incorporado a la fracción mineral [López, 2000].

8.4.1 Composición del suelo

El suelo está compuesto de partículas sólidas de muchas formás y tamaños, separadas por espacios porosos que pueden estar ocupados por agua o aire, de acuerdo con el suministro de agua al sistema [Gavande, 1972: Citado por Gómez 2000].

El suelo es una masa compleja de minerales y partículas orgánicas (Figura 38) arregladas en una estructura que contiene aire, agua y solutos, todo lo cuál afecta el crecimiento de las plantas.

La **porción mineral** del suelo se forma de la fragmentación y descomposición (interperización) de rocas por los procesos físicos y químicos. Se compone principalmente de sílice y silicatos con otros minerales tales como potasio, calcio y fósforo.

La **materia orgánica** se forma de la actividad y residuos acumulados de númerosas especies de organismos tanto macroscópicos como microscópicos. Entre sus beneficios principales están los siguientes:

1. Proveer una, fuente de nutrimentos esenciales a las plantas, particularmente nitrógeno.
2. Mejorar y estabilizar la estructura del suelo al ayudar a formar agregados estables que faciliten la labranza.

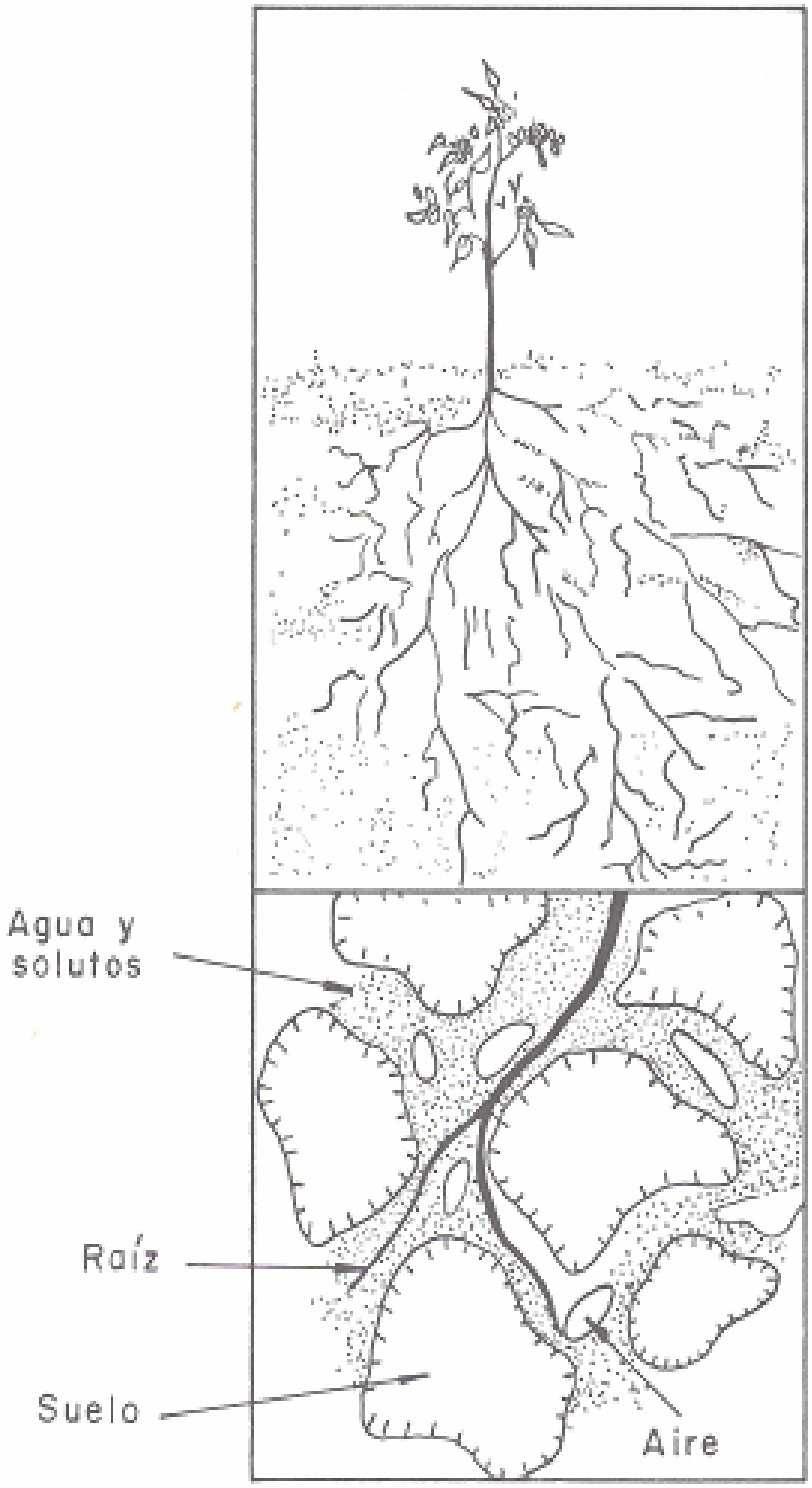


Figura 38. Díagrama mostrando los componentes principales del suelo que afectan el crecimiento y desarrollo de las plantas. Y otras, si están presentes en cantidades excesivas, son perjudiciales [Goyal 1990].

3. Mejorar la aireación y el desagüe en los suelos arcillosos y limosos.

4. Mejorar la capacidad de retención de agua aprovechable a las plantas principalmente en los suelos arenosos.

5. Proveer una abundancia de partículas coloidales con la carga negativa (humus) capaces de retener e intercambiar cationes nutritivos.

6. Actuar como agente amortiguador que disminuye la tendencia a cambios abruptos en pH.

7. Afectar la formación de complejos órgano-metálicos y de esta forma estabilizar los nutrimentos del suelo.

El agua constituye la **fase líquida del suelo** la cuál es requerida por las plantas en pequeñas cantidades para el metabolismo y transportación de los nutrimentos y en grandes cantidades en el proceso fisiológico de la transpiración. El agua del suelo siempre contiene sustancias disueltas por lo cuál la denominamos como la solución del suelo. Las **sales solubles** están siempre presentes. Algunas son nutrimentos esenciales para las plantas.

La **fase gaseosa** constituye la atmósfera del suelo y es indispensable para la respiración de los microorganismos y para proveer un ambiente favorable para el desarrollo y absorción de nutrimentos por la raíz.

Como hemos visto, el suelo puede dividirse en tres fases principales: Sólida, liquida y gaseosa. Las porciones relativas de estas tres fases varían continuamente dependiendo de varíables tales como el clima, vegetación y manejo. La composición en términos de volumen considerada ideal para el crecimiento de las plantas se presenta en la figura 39. Es esencial que la humedad, el aire y los nutrimentos estén disponibles en la masa de suelo en las cantidades necesarias. La práctica del riego debe asegurar que estas cantidades estén disponibles en las porciones correctas.

8.4.2 La textura del suelo

El suelo esta compuesto de partículas de una variedad infinita de tamaños y formás. Con base a su tamaño, las partículas minerales individuales se dividen en tres categorías: arena-limo-arcilla [Figura 40]. Esta división es significativa no sólo en términos del sistema de clasificación sino también en relación al crecimiento de las plantas. Muchas de las relaciones y propiedades químicas y físicas importantes de los suelos están asociadas con la superficie de las partículas.

El área superficial aumenta significativamente según disminuye el tamaño de las partículas más pequeñas (arcilla) que son las más importantes con respectro a estas reacciones. Una descripción de la textura del suelo puede decirnos mucho acerca de las interacciones suelo-planta. En suelos minerales, la capacidad de intercambio (habilidad para retener elementos esenciales a las plantas) esta estrechamente relacionada con la cantidad y clase de arcilla en el suelo.

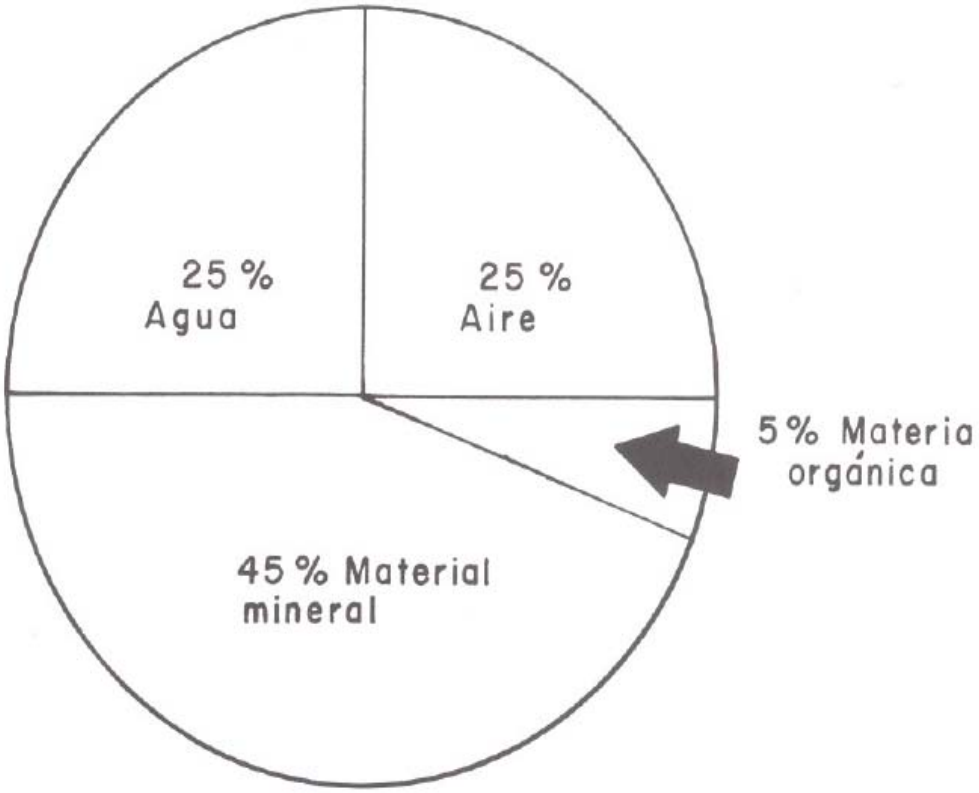


Figura 39. Contenido volumétrico de los cuatro componentes principales del suelo considerado ideal para el crecimiento de las plantas, [Goyal, 1990].

La capacidad de retener agua está determinada en gran medida por la distribución del tamaño de las partículas. Suelos de textura fina (con porcentajes altos de arcilla y limo) retienen más agua que los de textura gruesa (arenosa). Los suelos de textura fina generalmente son más compactos, el movimiento de agua y aire es más lento y pueden ser más difíciles para trabajar. Se reconocen 12 clases texturales de suelo basado en las proporciones reales de arena, limo y arcilla [Figuras 40 y 41].

Desde el punto de vista del crecimiento de las plantas, suelos de textura medíana tales como los lómicos, arenosos lómicos y limosos lómicos son probablemente los mejores. A pesar de esto, la relación entre la textura del suelo y la productividad no puede ser generalmente aplicada a todos los suelos, ya que la textura es sólo uno de los muchos factores que influye en la producción de las cosechas.

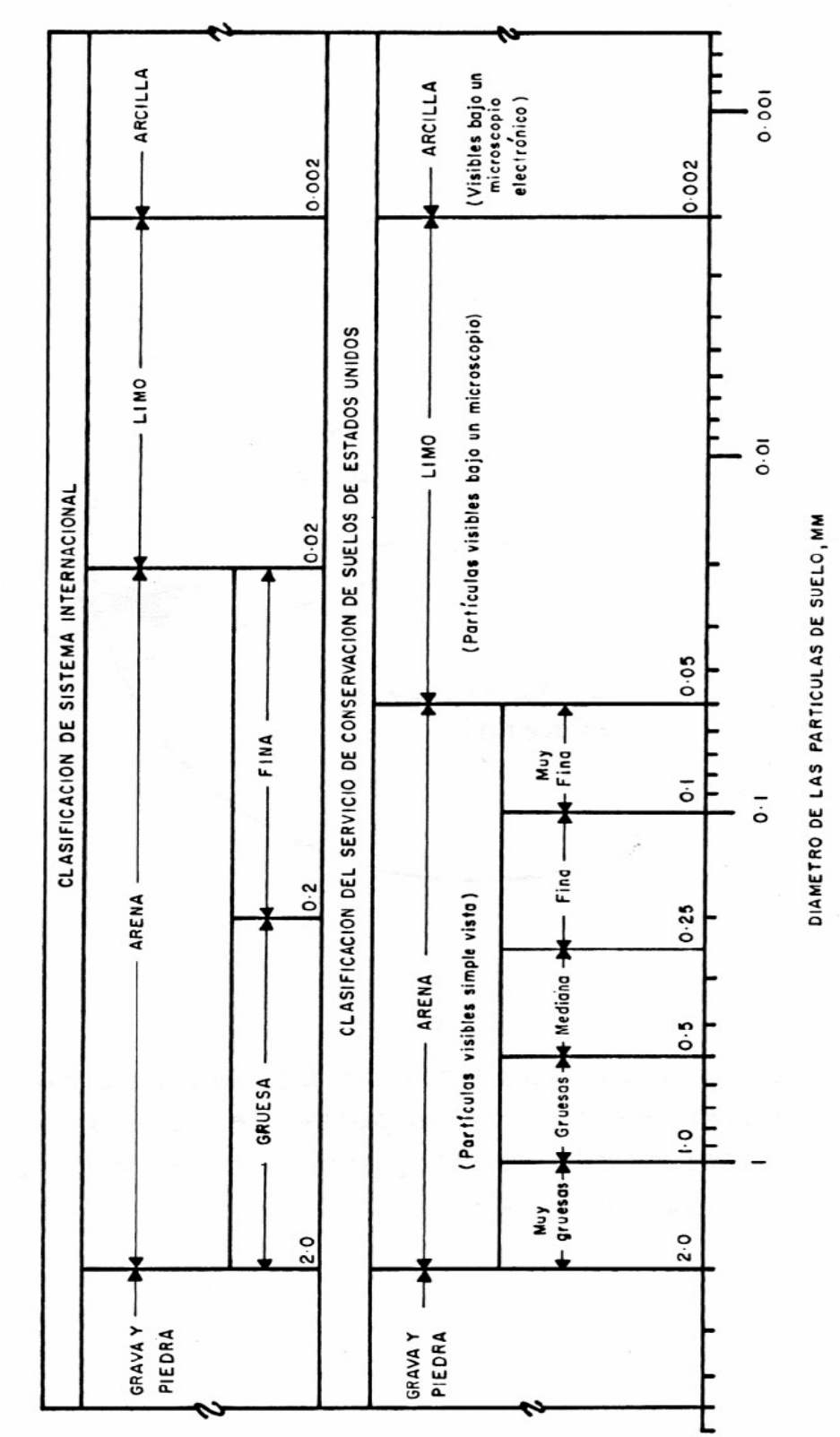


Figura 40. Clasificación del tamaño de las partículas de suelo de acuerdo a su diámetro, [Goyal, 1990].

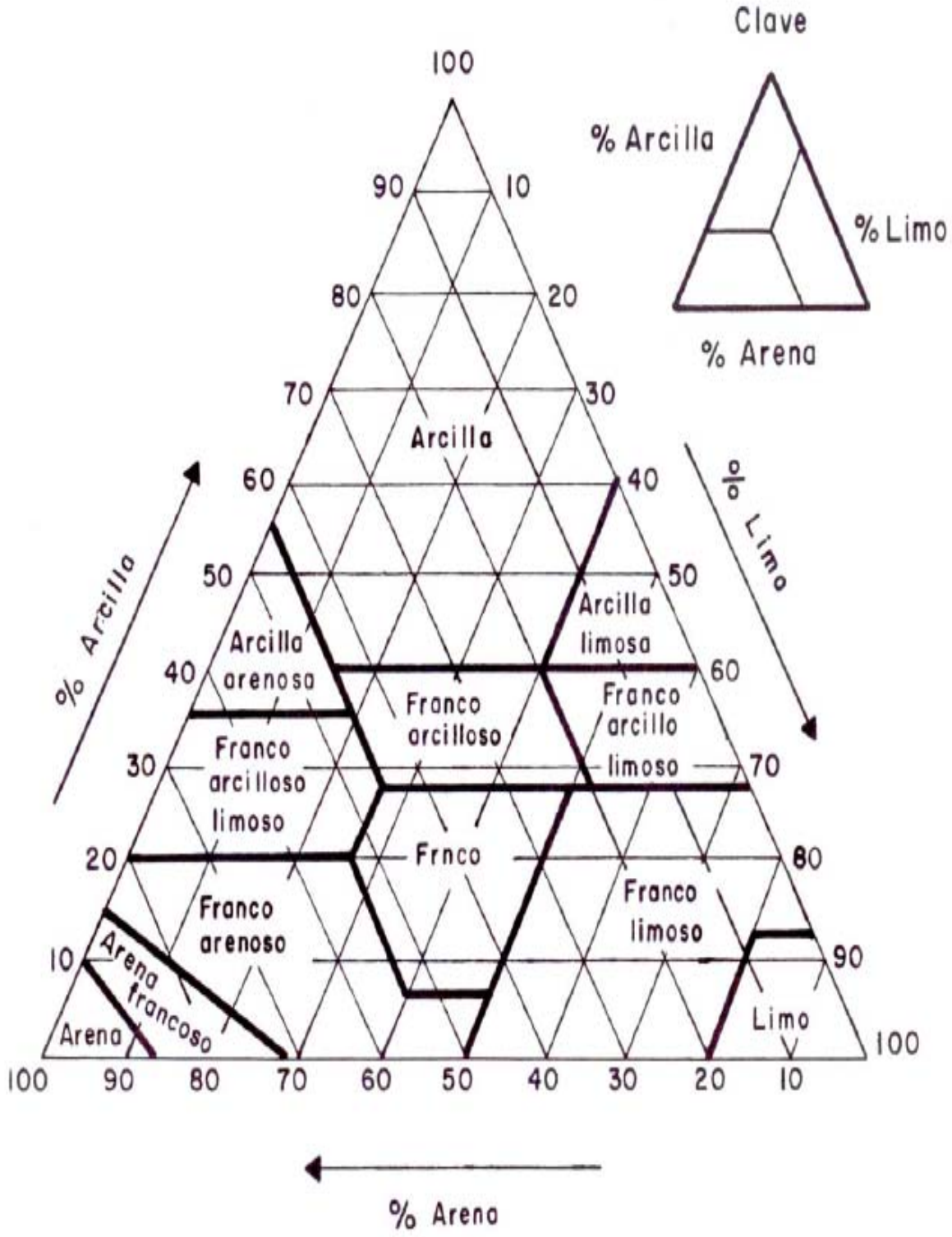


Figura 41. Triángulo de texturas: Composición mecánica del suelo, [Goyal, 1990].

8.4.3 Estructura del suelo

Las partículas individuales del suelo (arena, limo y arcilla) pueden unirse para formar agregados. La estructura se refiere al arreglo (orientación, forma y acomodo) de las partículas individuales y agregados del suelo con respectro unas de otras. Se pueden clasificar las distintas estructuras en cuatro tipos principales: laminar, prismática, cuboide y esferoidal [Figura 42].

Cuando las unidades del suelo (partículas y/o agregados) están arregladas alrededor de un plano horizontal con el eje horizontal mucho más largo que el vertical y en forma de platillo, hojas o lentes se clasifica la estructura como **laminar**.

Cuando se arreglan alrededor de una línea vertical formando pilares y unidos por superficies relativamente planas la estructura se conoce como **prismática** o columnar.

El tercer tipo de estructura es la **cuboide** (en forma de bloque angular o bloque subangular) y está caracterizada porque tiene aproximadamente la misma longitud en todas las tres dimensiones. El cuarto arreglo se conoce como la **esferoidal** (granular) e incluye todos los agregados redondos, sueltos y que se pueden separar con facilidad.

La estructura del suelo influye grandemente en el crecimiento de las plantas, principalmente por su efecto en el movimiento y retención de humedad, aereación, desagüe y las propiedades erosivas del suelo. La misma puede mantenerse y mejorarse con prácticas de cultivo y riego, pero puede ser rápidamente destruida por manejos inadecuados.

8.4.4 El agua del suelo

La humedad que contiene un suelo pocas veces es la adecuada para mejor desarrollo de las plantas. Algunos suelos son muy húmedos y todos carecen de suficiente humedad disponible, por lo cuál hay que regarlos para obtener buenos rendimientos de las cosechas [Bonnet, 1968].

Dada su importancia, la clasificación, retención y movimiento del agua del suelo ha llamado la atención de muchos investigadores durante el último siglo. En 1897, Briggs explicó el mecanismo de retención de la humedad del suelo en base a la hipótesis de los tubos capilares [Lugo, 1953]. Clasificó el agua como gravitacional, capilar e higroscópica basado en que la misma existía como una película continua y tensa alrededor de las partículas de suelo y su retención dependía del número y tamaño de los espacios capilares. El agua se movía de las partículas gruesas a las finas y la rapidez del movimiento, estaba relacionado con: La curvatura específica de las partículas, la tensión superficial y la curvatura específica de las partículas y la viscosidad del líquido.

Diez años más tarde, Buckingham propuso otra hipótesis relacionada con la retención y movimiento del agua en el suelo. Él imaginó el cuadro general de la relación suelo-agua con base a conceptos de energía. De ahí surgió el término “Potencial Capilar” para indicar la atracción que ejerce el suelo sobre el agua. En 1935, Schofield propuso usar el logaritmo en base 10 de la altura de una columna de agua (pF) para expresar la energía o tensión con la cuál estaba retenida el agua al suelo.

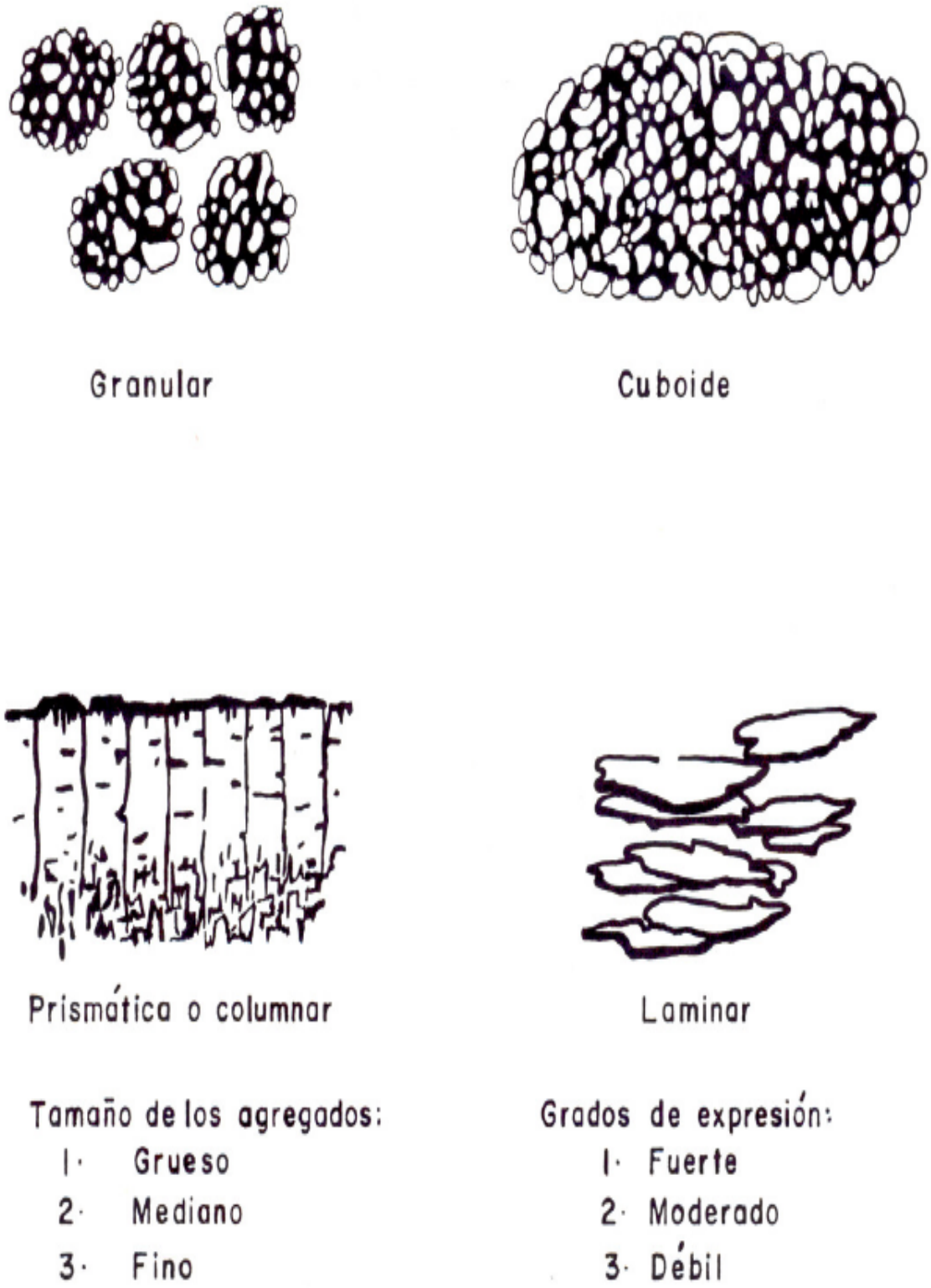


Figura 42. Clases de estructuras del suelo, [Goyal, 1990].

El movimiento y retención del agua del suelo se ha visualizado a la luz de este nuevo concepto de energía. Richard, Russel, Veihmeyer, Bouyoucos y muchos otros investigadores han hecho valiosas aportaciones a lo largo de esta línea, particularmente desarrollando dispositivos para medir la fuerza con la cuál el agua es retenida por el suelo [Lugo, 1953].

Se han propuesto muchos díagramas para clasificar el agua del suelo. Un sistema extensamente utilizado distingue tres tipos principales: Agua gravitacional, agua capilar y agua higroscópica. Esta clasificación es meramente física y la misma puede adaptarse luego al concepto moderno de energía libre asignando unos valores más o menos arbitrarios en la escala de tensión. La figura 43 muestra un esquema de la clasificación físico biológica del agua del suelo según lo describe Bonnet.

8.4.5 Clasificación del agua del suelo

Cuando el suelo se humedece por efecto de la lluvía o riego abundante, el agua llenará todos los espacios porosos creando una película gruesa alrededor de las partículas. Bajo estas condiciones se establece un estado de saturación y por ello el agua no está fuertemente adherida o retenida a las partículas del suelo. Si existen condiciones apropiadas de desagüe, comenzarán a vaciarse los poros no capilares en respuesta a la fuerza gravitacional. Cuando se vacían todos los macroporos pero aún continúan llenos los poros capilares, se alcanza el punto denominado **capacidad de campo**. El agua contenida en el suelo entre su punto de saturación (tensión de 0 atm.) y la capacidad de campo (tensión de 1/3 atm.) se denomina **agua gravitacional**.

El agua gravitacional es indeseable desde el punto de vista agrícola. Ocupa la fracción del espacio poroso que bajo condiciones óptimás de labranza debe ser ocupado por el aire. Como se retienen a tensiónes bajas, puede ser rápidamente dispuesta a menos que lo impida alguna característica indeseable del suelo, [Luego, 1953].

Luego que el suelo alcanza su capacidad de campo, el componente gravitacional deja de ser el factor principal del movimiento del agua siendo reemplazado por otros factores tales como la absorción por las raíces de las plantas y la evaporación. A medida que se extrae la humedad del suelo, disminuye el espesor de la película de agua alrededor de las partículas de suelo y aumenta su retención. Cuando la retención es excesiva, las plantas no son capaces de absorber suficiente agua a un ritmo lo suficientemente rápido como para reponer la pérdida por transpiración y comienzan a marchitarse. Si las plantas son capaces de recuperarse de la marchitez al colocarse en una atmósfera saturada de humedad se dice que están en un estado de **marchitez incipiente**.

Sin embargo, se alcanza un punto en que el contenido de agua del suelo es tan bajo que las hojas de la planta no se recuperan de la marchitez aún cuando se colocan en una atmósfera saturada. El contenido del agua del suelo a este punto se denomina por ciento de **marchitez permanente**. Este punto se considera una constante del suelo y varía ligeramente con la habilidad de la planta para absorber agua. Los valores promedios son alrededor de 1% en suelos arenosos, 3-6% para lómicos y mayor de 10% para arcilla, representando una tensión de agua de alrededor de 15 atm [Hillel, 1982]. El agua que permanece en el suelo cuando ocurre la marchitez permanente no está disponible a las plantas. Las plantas morirán si se mantienen por algún tiempo en esta situación.

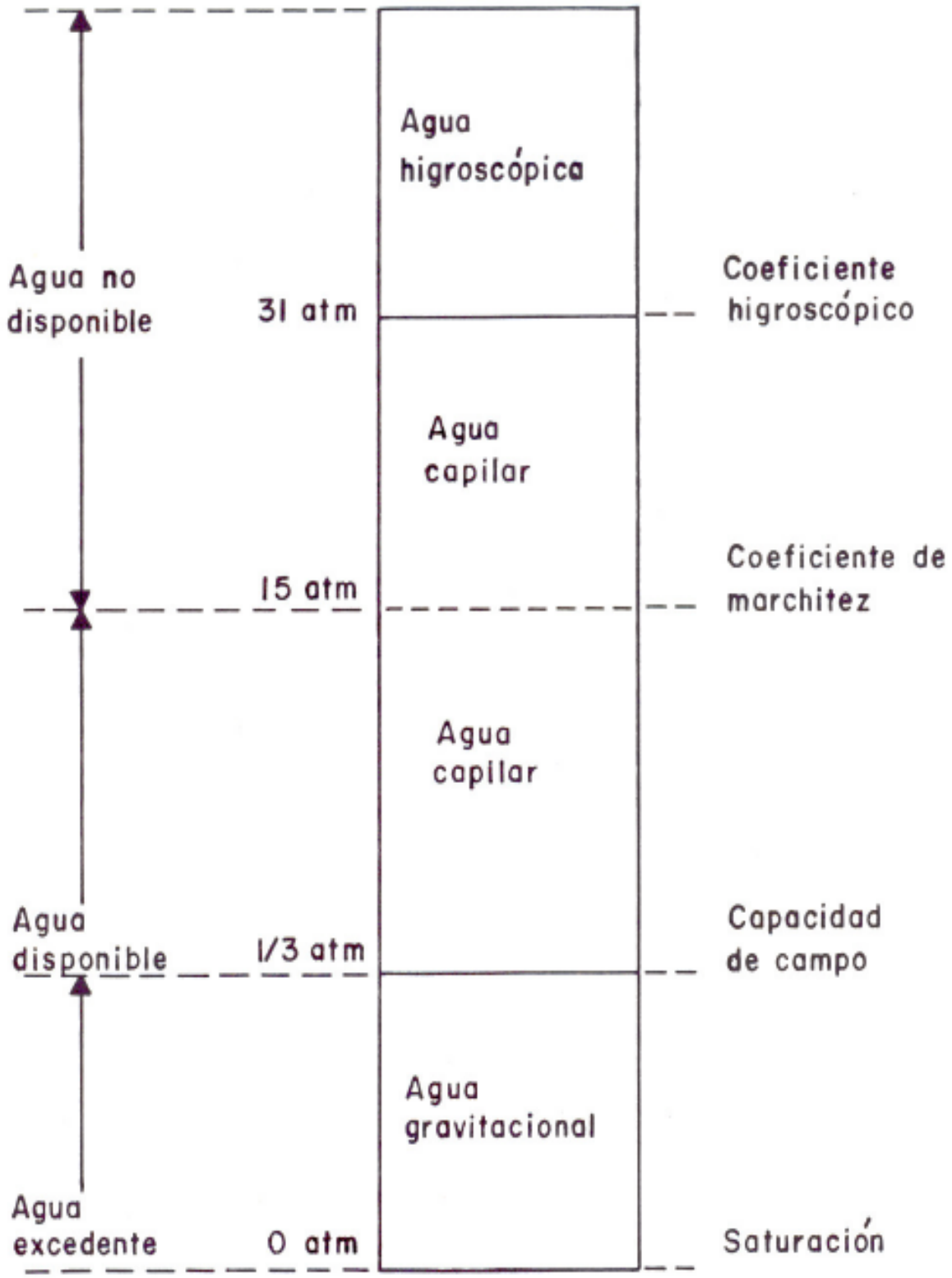


Figura 43. Clasificación físico-biológica del agua del suelo, [Goyal, 1990].

El intervalo comprendido entre la capacidad de campo (1/3 atm.) y el punto de marchitez permanente (15 atm.) lo conocemos como **agua disponible**. Más allá del punto de marchitez el agua no está accesible a las plantas.

Cuando el agua del suelo esta retenida a una tensión de 31 atmósferas se alcanza lo que conocemos como el coeficiente higroscópico.

El agua contenida en el intervalo comprendido entre la capacidad de campo y el coeficiente higroscópico se ha denominado **agua capilar**. El agua capilar es la que queda en el suelo cuando el agua gravitacional se elimina o percola. Se mantiene en el suelo en forma de película que rodea a las partículas individuales, por efecto capilar, y en los poros capilares. Constituye la llamada solución del suelo, de la cuál obtiene la planta los elementos nutritivos. Esta agua puede moverse en cuálquier sentido, de acuerdo con la fuerza de tensión que exista en forma descendente, lateral o ascendente, [Ríos, 2000]. El agua capilar se mueve con relativa facilidad en el sistema del suelo, pero no drena libremente del perfil. Esta es la forma de humedad más importante desde el punto de vista de las plantas superiores y los microorganismos.

El agua retenida en el suelo sobre el coeficiente higroscópico (más de 31 atm. de tensión) se denomina como **agua higroscópica**. Esta forma de humedad puede visualizarse esencialmente como no disponible a las plantas. Su movimiento es extremadamente lento, mayormente. El agua higroscópica es la humedad del aire atmosférico absorbida por las partículas del suelo, a las cuál es permanece adherida con extraordinaria fuerza y la rodea en forma de delgadas películas, por lo cuál no puede ser empleada por las plantas. Cuando se evapora por la acción del calor, la temperatura del suelo se incrementa, y al cesar la energía que la evapora ésta vuelve a su estado normal. El **agua higroscópica** forma parte del cuerpo del suelo como constituyente de su estructura molecular. Por ello se encuentra en estrecha relación con los elementos minerales y no es tomada por la planta.

El **agua gravitacional** es aquella cuya fuerza viva resulta mayor que la suma combinada de las fuerzas higroscópica y capilar y que, al no poder ser retenida dentro de los poros pequeños del suelo, percola por su propio peso a través de los poros grandes de ésta hacia las capas inferiores, y es eliminada por el drenaje natural. Es muy dinámica y se elimina rápidamente del suelo; mientras permanece en él, las plantas pueden absorberla siempre que exista la debida aireación para que las raíces efectúen su función fisiológica.

Normalmente la franja capilar del suelo, que se encuentra entre la superficie y el nivel freático, es la zona donde penetran las raíces y puede estar comprendida entre los 0 y 10 metros de profundidad, en donde el volumen del agua fluctúa de acuerdo con la tasa de extracción por las plantas, la percolación, la infiltración y la evaporación. En dicha zona, el mecanismo que prima es la tensión capilar, que es el resultado de la combinación de la cohesión [atracción entre las moléculas del agua] y la adhesión [atracción entre las moléculas de agua y las partículas de suelo]. En la zona freática los intersticios del suelo están llenos de agua, [Buckman y Brady, 1960; Linsley *et al.* 1977: Citados por Gómez, 2000].

El conocimiento del movimiento de agua dentro del perfil del suelo es esencial para la solución de problemás de riego, drenaje, conservación de agua, recarga hidráulica, infiltración y escorrentía [Hillel *et al.* 1972: Citados por Gómez, 2000].

Según Gómez [2000], el movimiento del agua al interior del suelo comienza cuando se infiltra y se desplaza dentro de los poros, siempre que no existan barreras impermeables que restrinjan su movimiento. El principio de este movimiento es la presencia de un potencial de un gradiente de energía del agua [potencial hídrico "ψ"] y la capacidad que tiene el suelo como cuerpo poroso para conducirla.

8.4.6 El potencial suelo-agua

Como hemos indicado, el movimiento y la retención del agua en el suelo se ha visualizado a la luz de un nuevo concepto de energía. De ahí surge que el potencial suelo-agua reemplace la caracterización y clasificación arbitraria del agua del suelo (gravitacional, capilar e higroscópica). Lo cierto es que toda el agua es afectada por el campo gravitacional de la tierra y las leyes de capilaridad del suelo no comienzan o terminan en un valor dado de humedad o en un tamaño específico de poros. El agua difiere de un sitio a otro y a través del tiempo en términos de su estado de energía.

El agua está presente en el suelo en varías formás: Como agua de hidratación de los coloides; como agua libre (frecuentemente en los poros capilares del suelo) y como vapor de agua. En términos físicos la solución del suelo, al igual que otros cuerpos naturales, contiene energía en diferentes cantidades y formás. Se reconocen dos formás principales: La cinética o energía de movimiento y la potencial o energía de reposo.

Dado que el movimiento del agua en el suelo es bastante lento, su energía cinética (que es proporcional al cuadrado de su velocidad) es generalmente considerada como insignificante. En otras palabras, la energía potencial que se debe a la posición o condición interna del agua es de primera importancia. Por esto, la forma más efectiva de expresar el contenido de humedad del suelo, su retención, movimiento y disponibilidad de las plantas es en términos de su estado de energía libre por unidad de masa, lo cuál denominamos como **potencial**. La energía libre es un término que describe la energía disponible que tiene un cuerpo (sin cambio en temperatura) para el trabajo.

Según extraemos el agua del suelo por efecto de la transpiración, evaporación o infiltración, aumenta el estado de energía (potencial). A medida que esto ocurre, la planta tiene que ejercer un esfuerzo mayor para extraer el próximo incremento de humedad disponible. Esto implica que la habilidad de la raíz para absorber la humedad del suelo está directamente relacionada con el potencial total del agua.

Bajo condiciones normales, el potencial del agua del suelo varía extensamente. Esta diferencia en energía entre un punto y otro causa la tendencia del agua a fluir de un sitio de mayor energía (mayor potencial) a otro de menor energía (menor potencial). El agua al igual que cuál quier otro cuerpo natural no se mueve en contra del gradiente de energía, sino que se mueve en respuesta al gradiente de energía. **En términos generales** es extremadamente difícil conocer el contenido absoluto de energía libre de una sustancia dada como lo es el agua del suelo. Solamente podemos

saber la diferencia entre la energía libre del agua del suelo en un estado dado y la energía libre del agua en un estado de referencia conocida. En el caso de agua líquida, nuestro estado de referencia será un suelo saturado con agua pura a temperatura y presión ambiental y una altura de referencia conocida. La energía del agua del suelo a cuál quier otro estado y elevación se caracteriza como la diferencia entre la energía del agua en el estado dado y la energía del agua en el estado de referencia. Esta diferencia se conoce como el **potencial del agua**.

8.4.6.1 Componentes del potencial de agua en el suelo

El potencial total del agua del suelo consiste de una serie de componentes individuales que pueden alterar la energía libre o potencial del agua del suelo. A continuación presentamos los componentes más importantes**:**

Potencial gravitacional

Se refiere al efecto que ejerce la fuerza de gravedad sobre la energía libre del agua del suelo. El potencial gravitacional del agua del suelo en un punto dado estará determinado por la elevación de dicho punto con relación a otro punto o nivel de referencia.

Potencial de presión

Incluye el efecto que tiene un aumento o disminución de presión en la energía libre del agua del suelo. La presión del agua líquida del suelo puede cambiar debido a los siguientes factores:

- **Succión capilar (potencial capilar):** El potencial capilar se define como el trabajó que se requiere para mover una unidad o masa de agua contra las fuerzas capilares desde la superficie del agua hasta el punto sobre ésta. En otras palabras, describe el efecto que tienen las fuerzas capilares sobre la energía libre del agua del suelo.

- **Presión hidrostática en agua estaciónaria bajo un nivel freático**: El cambio en energía libre debido a este factor se conoce como el potencial de presión hidrostática.

- **Presión de agua inducida por flujo:** El cambio de energía libre debido a este factor se conoce como el potencial de presión de flujo.

- **Potencial de presión inducida:** Esto describe el cambio en energía libre del agua del suelo debido a cuál quier fuente no mencionada anteriormente. Por ejemplo: Aire comprimido localmente en el suelo, esfuerzos mecánicos sobre el suelo o por vacíos.

- **Potencial osmótico:** Esto incluye el efecto que tienen las sales solubles en la energía libre del agua al suelo y el efecto que tienen las diferencias en las disociaciones de iones absorbidos sobre la superficie de las partículas coloidales como la arcilla y la materia orgánica.

- **Potencial matricial o mátrico:** Esto es una expresión de las diferentes atracciones físico-químicas entre el agua y las partículas del suelo. Incluye la atracción capilar y las fuerzas moleculares que retienen el agua de hidratación en los coloides del suelo.

Dado que es muy difícil evaluar separadamente las fuerzas de presión hidrostática, osmótica o de adhesión se acepta como práctica general incluirlas en el término potencial capilar o potencial matrical, ya que las tres causan deficiencia en presión [Bonnet, 1968].

El potencial total del agua del suelo puede expresarse en unidades de fuerza o presión medíante la suma de los componentes individuales.

En términos prácticos, el potencial del agua puede ser medido poniendo suelo en un envase que contenga una membrana porosa de apoyo en el fondo y determinar la presión (por centrifugación o presión de aire) requerida para forzar el agua a salir del suelo. Así, si conocemos el contenido de energía del agua del suelo, inmedíatamente tendremos valiosa información de su disponibilidad para las plantas.

La energía potencial presenta diferencias de un punto a otro del suelo; estas diferencias son las que originan el movimiento del agua de acuerdo a la tendencia universal de la materia en el sentido de moverse de donde hay mayor energía potencial hacia donde hay menor energía potencial. En el suelo el agua se mueve hacia donde su energía decrece hasta lograr un estado de equilibrio; entonces se deduce que la energía potencial absoluta contenida en el agua, no es importante por si misma, sino por su relación con la energía en diferentes lugares con respectro al suelo. El concepto de *Potencial de agua* es un criterio para esta energía, [Bustamante, 1986].

Potencial de agua: Indica la energía potencial especifica por unidad de masa del agua del suelo con relación al agua en un estado de referencia estándar.

Estado estándar: Es en forma hipotética un recipiente de agua pura, a la presión atmosférica, a la misma temperatura del agua del suelo y a una elevación constante dada.

Potencial cero: Por convención se da el valor de cero al agua libre y pura.

Potencial total del agua del suelo: Es la cantidad de trabajo que debe ser hecho para transportar una cantidad infinitesimal [en unidades de masa, volumen o peso] de agua libre y pura desde un recipiente a una elevación específica a la presión atmosférica en el sistema suelo-planta-atmósfera. [Hartmann, 1983: Citado por Bustamante, 1986]. El potencial del agua del suelo se puede expresar como:

a. Energía por unidad de masa de agua: $erg.g^{-1}$.
b. Energía por unidad de volumen: $erg.cm^{-3}$ o $dinas.cm^{-2}$ [bar, atm]
c. Energía por unidad de peso: $erg.dina^{-1}$ o cm

Según Jaramillo [1996] el agua en cuálquier sistema se puede caracterizar por su *estado de energía,* como se citó anteriormente.

Energía Total = Energía cinética + Energía potencial

$$E.T = \frac{1}{2} mv^2 + mgh$$

El estado de energía puede ser descrito por la función termodinámica *energía libre de Gibbs* [G] que recibe el nombre particular de *potencial total de agua*.

El movimiento pasivo de cuálquier sustancia tiene lugar siempre a favor de un gradiente de potencial químico para dicha sustancia. Si una mol de dicha sustancia [Figura 44] se mueve de un sub sistema A, en el que su potencial químico es ψ_A, a un subsistema B, cuyo potencial químico es ψ_B, el cambio de energía ocasionado por este movimiento es: $\Delta\psi = \psi_A - \psi_B$

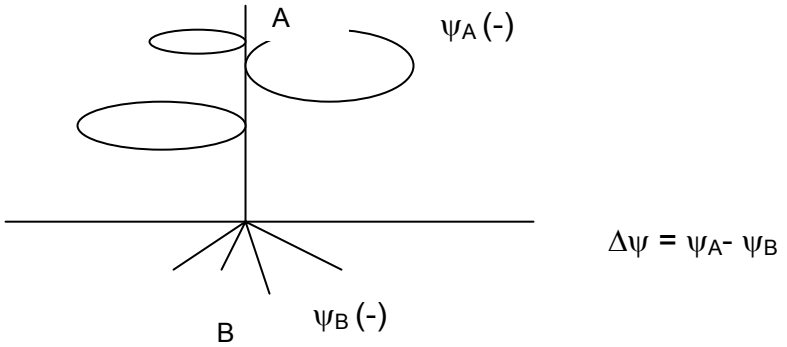


Figura 44. Representación esquemática de la aplicabilidad de los potenciales de agua en un cultivo.

Si ψB > que ψA el movimiento tendrá lugar espontáneamente de B hacia A. Este es el principio que se aplica al movimiento del agua del suelo ala planta y de la planta hacia la atmósfera.

El agua se mueve de puntos de mayor potencial a puntos de menor potencial; Las relaciones hídricas de las plantas están relacionadas por un fenómeno que es el de la ***difusión***, las sustancias se mueven a favor de un gradiente de concentración, y este movimiento se da hasta que la concentración este en equilibrio en todas las partes del sistema.

Entonces el potencial hídrico se define como la diferencia entre el potencial químico del agua en el sistema y un potencial de referencia, tomando como tal el del agua pura, libre, a presión atmosférica y ala misma temperatura, dividido por el volumen molar del agua [Narro, 1994: Citado por Gómez, 2000].

$$\psi = [\psi_{ws} - \psi_W]/V_m \quad \text{/136/}$$

En donde:

ψ [MPa] = Potencial hídrico de un punto cuál quiera (MPa, ó bar ó cm)

ψ_{ws} = Potencial hídrico del agua en un punto del sistema

ψ_W = Potencial hídrico del agua pura [referencia]

V_m = Volumen molar del agua. [Gómez, 2000]

El potencial de agua da una idea de la capacidad del agua para reaccionar o moverse, el potencial del agua pura es de "cero", lo que significa que en toda solución el potencial de agua será negativo, y entre más concentrada este la solución más bajo será el potencial de agua.

La *difusión* depende de:

1. El tamaño de las moléculas de la sustancia, entre más grandes sean las moléculas menor es la difusión.

2. Depende de la viscosidad del medio.

3. La distancia entre los puntos. La difusión en inversamente proporcional al cuadrado de la distancia.

4. La temperatura o la energía cinética, y aquí la relación es directa.

Por *difusión,* el flujo de agua será de un punto A a un punto B, si y sólo sí $\psi_{WA} > \psi_{WB}$. El agua nunca se mueve contra un gradiente de concentración.

Jaramillo [1996] afirma que el *potencial de agua* "ψ_W" representa el trabajó realizado cuando la unidad de masa [volumen o peso] de agua en *estado patrón* es llevada Isotérmicamente, Isobáricamente y reversiblemente para un estado considerado en el sistema suelo-planta-atmósfera.

8.4.7 Potencial hídrico del suelo

El potencial hídrico del suelo está compuesto por diferentes potenciales, y es también conocido como el potencial total de agua en el suelo. Según Mengel y Kirkby [1987: Citados por Gómez 2000], y Jaramillo [1996], describen el potencial hídrico total del suelo de la siguiente manera.

$$\psi_{wt} = \psi_p + \psi_g + \psi_m + \psi_o \quad /137/$$

En donde:

ψ_{wt} = Es el potencial total de agua en el suelo

ψ_p = Componente de presión que aparece cuando hay una columna de agua, común en suelos inundados.

ψ_g = Componente gravitacional que depende de la textura y estructura del suelo y la pendiente del terreno, y se mide siempre a partir de un nivel de referencia.

ψ_m = Potencial mátrico, se produce por la interacción de la matriz del suelo con el agua por mecanismos de absorción, cohesión y capilaridad, entre otros.

ψ_o = Potencial osmótico, debido a la concentración de solutos del suelo.

El componente matricial se mide con tensiómetros, o instrumentos de presión o de succión, y la expresión matemática es:

$$\psi \text{ matricial} = -12.6 * h + h1 + h2 \quad /138/$$

El potencial osmótico se puede calcular de acuerdo con la siguiente ecuación:

ψ osmótico = - RT [C] ---------- /139/

En donde:
R = Es la constante universal de los gases [8.314 atm. L $mol^{-1.}$ °K.
T = Temperatura absoluta en °K.
[C] = Concentración de la solución en moles.

Como hemos indicado, el agua del suelo se encuentra en forma de una película que rodea las partículas del suelo. La película es gruesa cuando hay bastante humedad en el suelo y por el efecto de unas fuerzas externas de absorción (absorción por la raíz de la planta y evaporación) disminuye el espesor de la película. La tensión de humedad es una medida para medir la fuerza con la cuál esta retenida el agua a las partículas del suelo [Tabla 29]. Cuando aumenta la tensión disminuye el espesor de la película de agua. Es más fácil extraer agua de películas gruesas de humedad mientras es necesaria una tensión elevada para extraer agua de películas delgadas.

Tabla 29. Unidades de conversión de unidades de potencial de agua en el suelo. [Hartman, 1983C citado por Bustamante, 1986]

Unidades específicas			**Unidades de volumen**			**Unidad de peso**
erg/g	Joul/Kg	bar	milibar	centibar	atmósfera	cm
-1	-0.0001	-0.000001	-0.001	-0.0001	-0.000000987	-0.001017
-983.3	-0.098	-0.000983	-0.9833	-0.0983	-0.0009703	-1
-1.000	-0.1	-0.001	-1	-0.1	-0.000987	-1.017
-10.000	-1	-0.01	-10	-1	-0.00987	-10.17
-1.000.000	-100	-0.1	-1000	-100	-0.987	-1017
-1.013.000	-101.3	-1	-1013	-101.3	-1	-1030

La tensión de humedad es medida en bares, lo que equivale a una unidad de presión negativa o tensión. También se mide en "atmósferas" o en "cm de agua". Una atmósfera es una unidad de tensión equivalente a un kg/cm², o 14.7 libras por pulgada cuadrada (psi), igual a la presión de una columna de mercurio cuya altura es 760 mm (76 cm) o una columna de agua cuya altura es 103 cm. Por ello, en lugar de indicar una tensión de 0.1 atm hay quien acostumbra indicar 100 mm de agua. En el pasado se utilizó el vapor pF para expresar la energía del agua retenida en el suelo. Otra unidad frecuentemente utilizada para describir la fuerza con la cuál esta adherida al suelo es el "Bar". Un bar equivale a 0.987 atmósferas.

8.4.8 Curvas de retención de agua

Como hemos indicado, existe una relación inversa entre la tensión y el porcentaje de humedad del suelo. Cuanto mayor sea la tensión aplicada menor será el porcentaje de humedad retenida en el suelo.

En términos prácticos, debemos evitar que el potencial de agua en el suelo alcance el punto de marchitez. Por esto es aconsejable conocer la cantidad o el contenido de agua por volumen que

puede ser extraído del suelo antes de alcanzar este valor de tensión. La curva de retención de agua nos provee esta información, ya que describe la relación entre la tensión hidrostática (Potencial de agua) y la cantidad (o porcentaje de humedad) presente en el suelo.

Existe una curva de retención para cada tipo de suelo [Figura 45]. Esto va a depender de unas varíables tales como: La cantidad de poros (porosidad), la superficie específica de las partículas del suelo, la textura y la estructura.

La curva de retención para los diferentes tipos de suelos se determina por medio del aparato denominado membrana de presión. Este aparato [Figura 46] incluye una membrana sobre la cuál se colocan en contacto directo muestras húmedas de suelo, sobre las cuál es ejerce presión por medio de aire comprimido. La membrana es impermeable al gas comprimido por estar húmeda. El agua es extraída de la muestra de suelo por debajo de la membrana. Sólo el agua cuya tensión hidrostática es idéntica a la presión ejercida es retenida por el suelo.

8.4.7 Disponibilidad de agua a las plantas

Como se ha indicado, el agua disponible es aquella que se encuentra a disposición de la planta entre la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente. No se debe permitir que la planta disminuya el porcentaje de humedad del suelo hasta el punto de marchitez, ya que en tales condiciones la producción disminuirá.

El sistema radicular de las plantas no es homogéneo. Generalmente la raíz es ramificada y ancha en la capa superior del suelo y va raleando y estrechándose hacia abajo.

Por consiguiente, el aprovechamiento de la humedad a diferentes profundidades de la zona de la raíz estará desigualmente distribuido. Cuando la planta haya aprovechado toda el agua de la capa 0.30 cm de suelo (por ejemplo) continuará absorbiendo agua de capas más profundas. Sin embargo, la superficie de absorción de las raíces disminuirá, ya que habrá una menor cantidad de raíces en contacto con el agua disponible [Figura 46].

La absorción de agua por las raíces compensa las pérdidas debido a la transpiración por las hojas. En días calurosos y secos la planta necesita ejercer una absorción rápida de agua para reponer la pérdida por transpiración. Si el agua disponible en el suelo es poca, o la superficie de absorción de las raíces es reducida, ocurrirá un marchitamiento temporal de la planta durante las horas de calor y sequía. Esta condición desaparece al atender si el ritmo de absorción es suficiente para abastecer la cantidad de agua determinada por el ritmo de transpiración. Por lo tanto debe regarse la zona de raíces antes de ser utilizada toda el agua disponible, con el objeto de evitanr la disminución en la producción causada tanto por la excepcional inversión de energía necesaria para absorber las últimás porciones de agua disponible, como por el marchitamiento temporal, que limita la actividad fisiológica de las plantas.

8.5 Potencial hídrico de la planta

El potencial hídrico de la planta está compuesto por un potencial de presión y el potencial osmótico así:

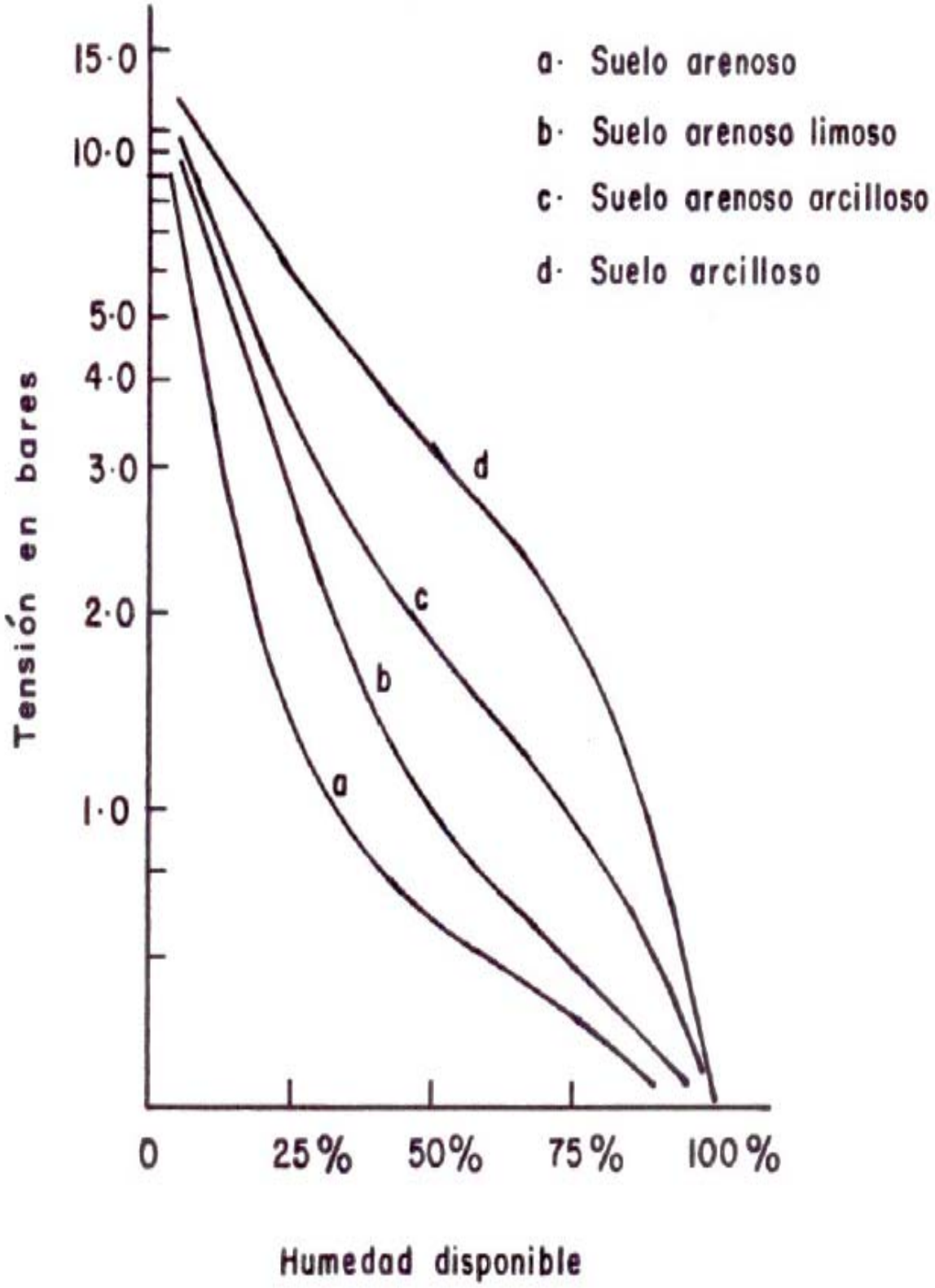
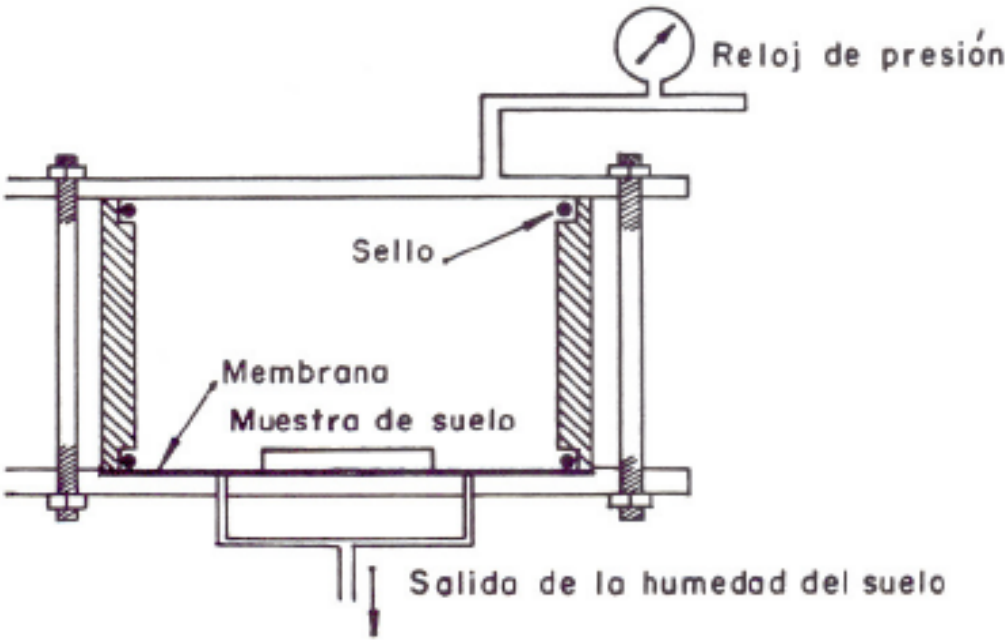
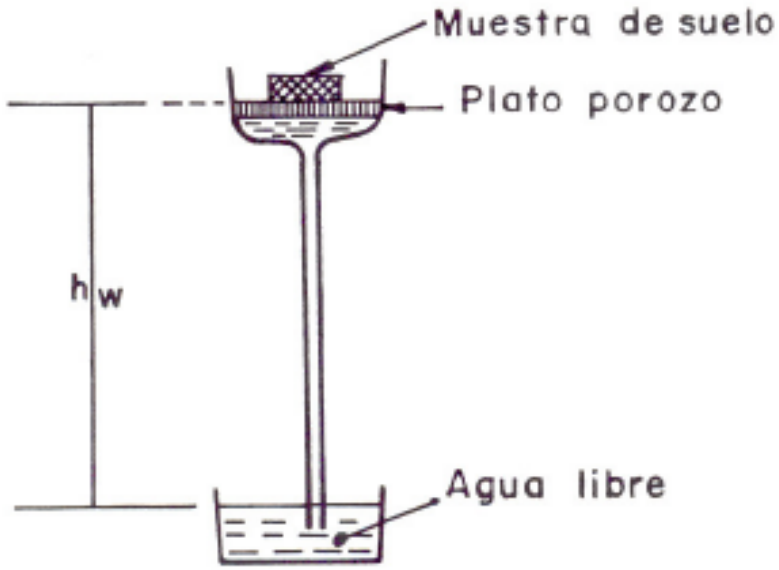


Figura 45. Curvas de retención de humedad en algunos tipos de suelo, [Goyal, 1990].



A · Membrana de presión que opera utilizando aire comprimido ·



B · Membrana de presión que opera utilizando una columna colgante de agua ·

Figura 46. Membranas de presión comúnmente utilizadas para determinar la curva de retención de agua para los diferentes tipos de suelos, [Goyal, 1990].

$\psi = \psi p + \psi o$ ----------/140/

En donde:

ψp = Es el potencial debido a la presión que ejercen las paredes celulares sobre el interior de la célula cuando está turgida, éste se mide medíante una cámara de presión de *scholander*.

ψo = Es el potencial osmótico; El contenido celular es una solución de sales y sustancias orgánicas que originan un potencial.

Gómez [2000] presenta como componentes del potencial hídrico total de las plantas, una *potencial mátrico* "ψ_m" que se produce debido a la interacción del agua en las interfases sólido – líquido y gas – líquido, de este componente depende el ascenso capilar del agua; y un *potencial gravitacional* "ψ_g", que no se tiene en cuenta en la mayoría de los casos a excepción de aquellos en los cuál es el agua debe ser transportada a grandes alturas (10 m o más), vale 0.1 MPa por cada 10 m de altura, quedando la expresión de la siguiente manera:

$\psi = \psi_p + \psi_o + \psi_m + \psi_g$ ----------/141/

8.6 Potencial Total de la Atmósfera

El potencial de agua en la atmósfera se puede estimar a partir del conocimiento de la humedad relativa y/o los contenidos de vapor de agua, con las siguientes ecuaciones:

$\psi_{atm} = nRT \text{ Ln } [Ea/Es] = 4.556 \text{ T Ln } [Ea/Es]$ ----------/142/

En donde:

ψ_{atm} = Potencial de presión de la atmósfera en atmósferas [atm]
T = La temperatura absoluta en grados kelvin. [°K]
Ea = Tensión de vapor real o actual
n = Número de moles o concentración molar del gas
R = Constante Universal de los gases
Es = Tensión de vapor del agua a saturación. [Jaramillo, 1996]

También se puede calcular de la siguiente manera:

$\psi_{atm} = 311.5 \text{ [log [\%HR/100]]}$ ----------/143/

En donde:

ψ_{atm} = Potencial de presión de la atmósfera [MPa].
HR = Es la humedad relativa [%]

$\psi_{atm} = -10.7 \text{ T log } [100/HR]$ ----------/144/

En donde:

ψ_{atm} = Potencial de presión de la atmósfera en atmósfera [atm].
T = La temperatura absoluta en grados kelvin [°K].
HR = Humedad relativa [%]. [Apuntes de clase: Ramírez 1996]

La unidad de medida del potencial [ψ] están asociadas con unidades de presión, así:
1Pa = Nm^{-2}; 1 MPa = 10^6 Pascales = 10 bares = 9.87 atmósferas.

8.7 Métodos de medir la humedad del suelo

A través de los años se han desarrollado métodos e instrumentos de varios tipos para determinar la humedad del suelo. La mayoría de estos consisten en medir algunas propiedades del suelo que se alteran con cambios en el contenido de humedad. De esta forma proporcionan valiosa ayuda en la determinación de la disponibilidad del agua a las plantas.

El contenido de agua en el suelo puede ser directamente determinado usando la diferencia en peso antes y después de secar la muestra de suelo [Figura 47]. Esta técnica directa es conocida usualmente como *Método termo-gravimétrico* (gravimétrico), y expresa el contenido de agua como peso de agua sobre peso de suelo seco ($g.g^{-1}$, lb^3lb^{-3}) por lo general estas muestras son secadas al horno a una temperatura medía entre 100-110ºC. Por otra parte los *métodos termo-volumétricos* (volumétricos) permiten estimar el contenido de agua en el suelo como volumen de agua en un volumen de suelo sin disturbar (m^3-m^{-3}, $ft^3.ft^{-3}$), estos métodos son poco costosos, pero son destructivos, lentos (dos días, como mínimos), consumen tiempo y no permitiran hacerse en el mismo lugar.

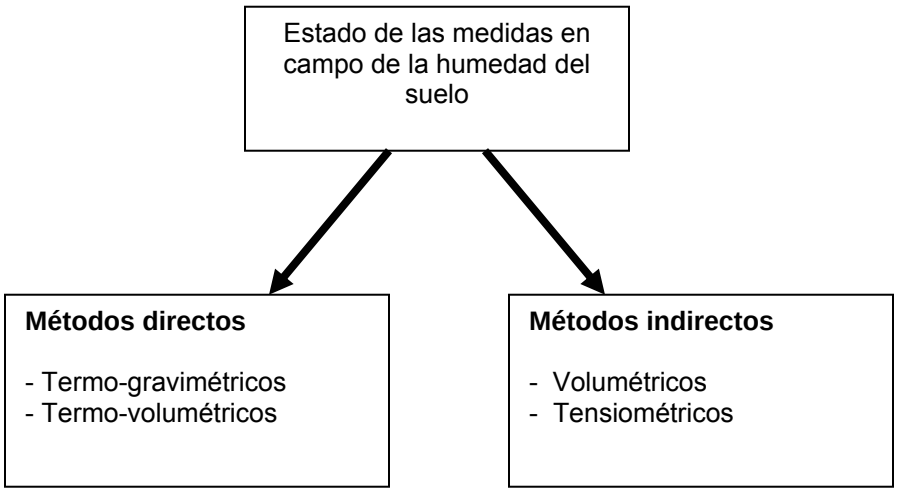


Figura 47. Métodos para le medida de la humedad del suelo [Muñoz, 2004].

8.7.1 Apariencia visual y táctil del suelo

- **Uso**

Este método es uno de los más antiguos utilizados para estimar el contenido de humedad de un suelo. Consiste en la inspección visual y táctil de la muestra de suelo. Por lo general se utiliza cuando no se cuenta con equipo de mayor precisión o se requiere una determinación rápida de la humedad del suelo. Se requiere bastante experiencia para estimar con cierto grado de precisión el agua disponible en el suelo.

- **Procedimiento**

Medíante el uso de una barrena [Figuras 48 y 49] se extrae una muestra de suelo de la zona radicular o a la profundidad de suelo deseada. Se hace una inspección visual y táctil de la muestra. Medíante el uso de la tabla 30 se estima la humedad disponible en el suelo.

- **Ventajas**

1. Es un método sencillo.
2. No requiere el uso de herramientas costosas ni equipos sofisticados.
3. Provee para una estimación rápida sobre el agua disponible a las plantas.

- **Desventajas**

1. No es un método muy preciso para determinar con exactitud el contenido de agua en el suelo.

2. Es un método subjetivo, por lo cuál pueden haber diferentes respuestas por diferentes personas que examinan el suelo bajo las mismás condiciones.

3. Se requiere perturbar el suelo donde está creciendo el cultivo para obtener las muestras.

4. La apariencia visual de las plantas es frecuentemente utilizada como guía a seguir en la determinación de la necesidad de riego. Síntomás tales como reducción en el crecimiento, amarillamiento o cambio en el color de las hojas y una marchitez temporera durante el atardecer son síntomás de falta de humedad en el suelo. Se recomienda aplicarse riego antes de que ocurran estos síntomas.

8.7.2 Gravimétrico

- **Uso**

Consiste en la determinación del contenido de agua de una muestra de suelo medíante su secado al horno. Este método requiere el uso de ciertos equipos de laboratorio que sean precisos

para obtener una buena determinación. También requiere de cierta destreza por parte del operador para realizar un procedimiento confiable.

- **Procedimiento**

Medíante el uso de una barrena se extrae una muestra de suelo de la zona radicular o a la profundidad de suelo requerida. Si desea aumentar la precisión o tener una muestra representativa, es preciso tomar varías muestras distribuidas al azar en el área bajo estudio.

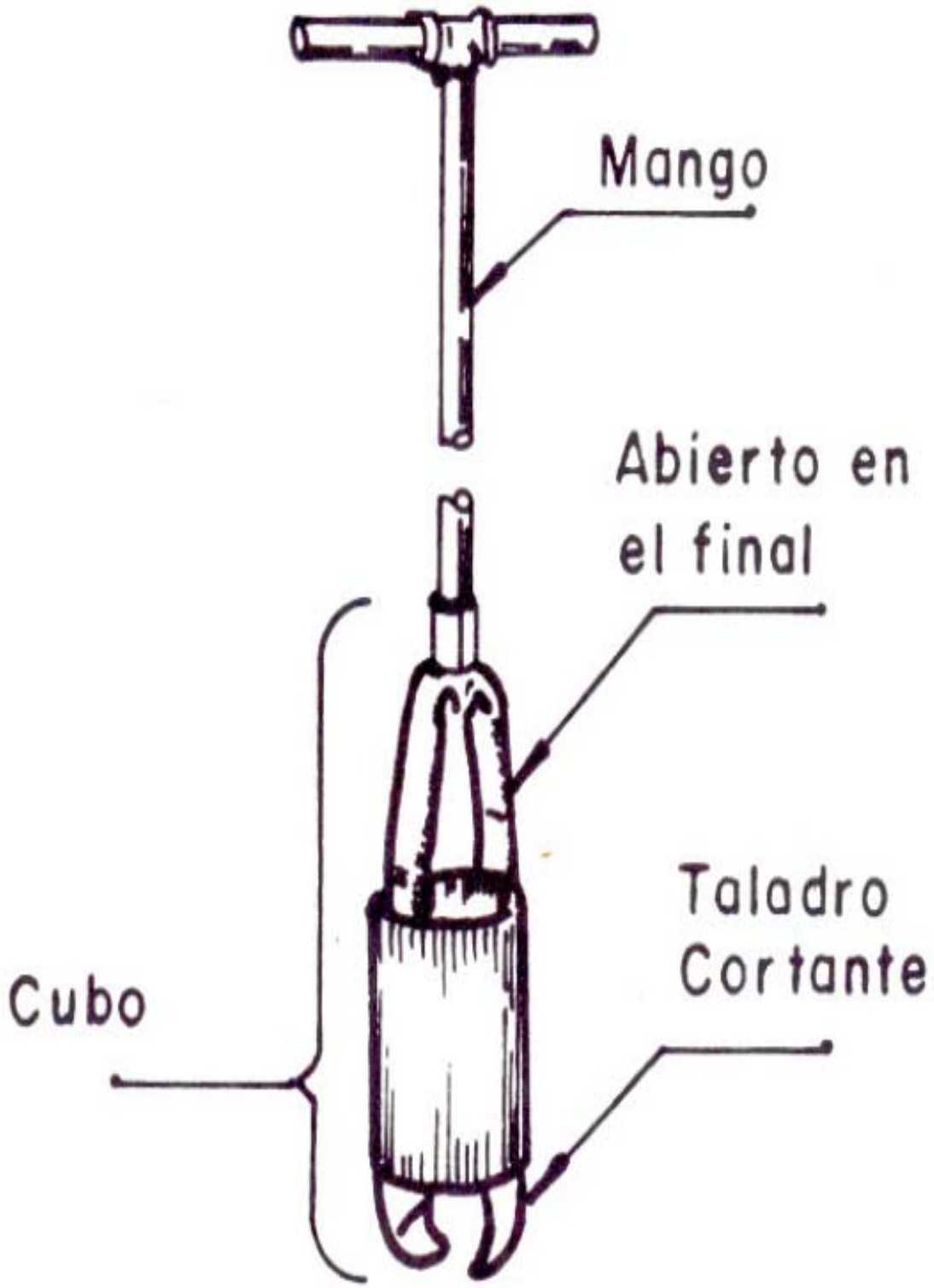


Figura 48. Díagrama de la barrena comúnmente utilizada para tomar muestras de suelo.

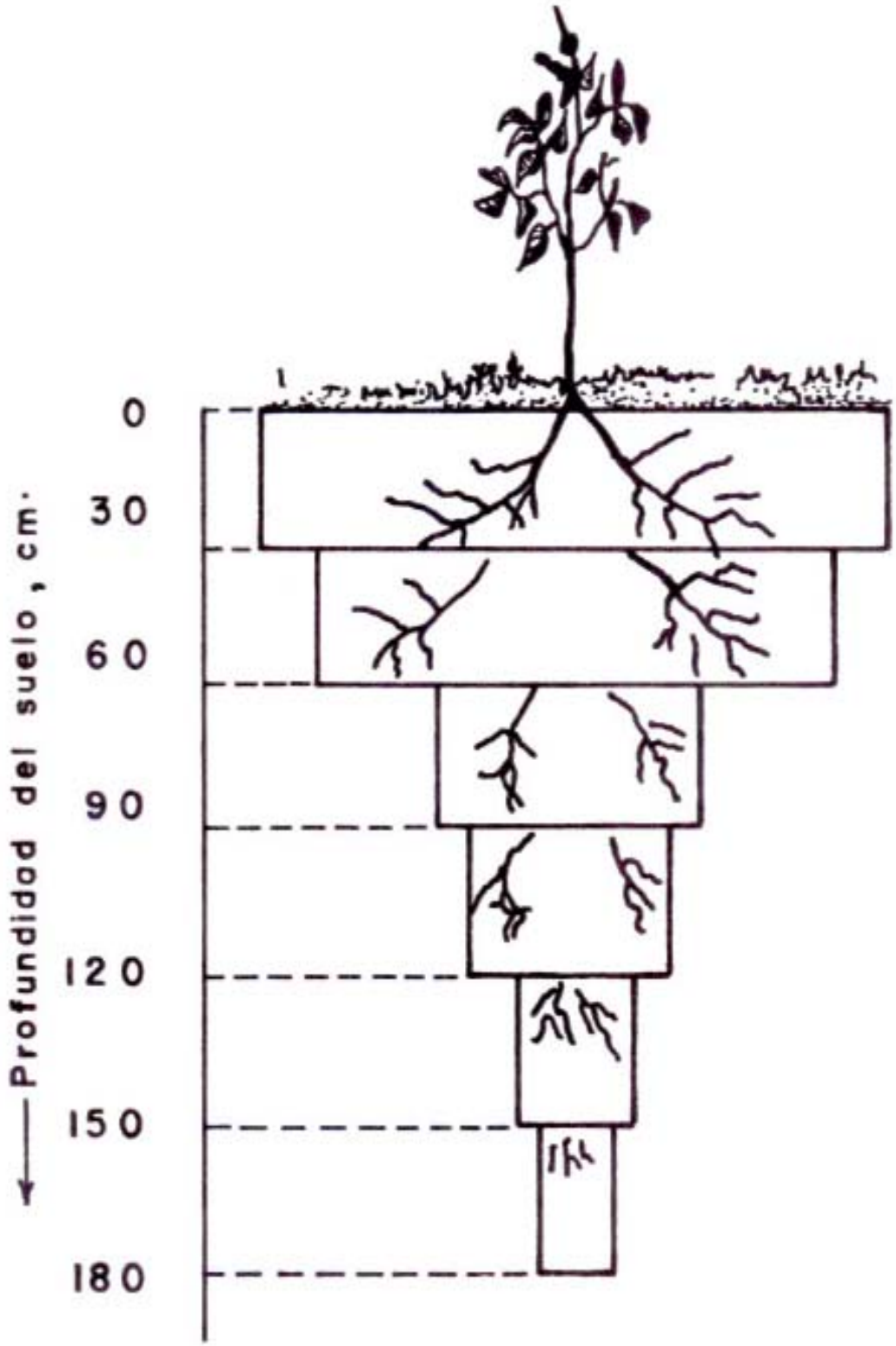


Figura 49. Déficit de humedad en las capas de la zona de la raíz, [Goyal, 1990].

Tabla 30. Guía para la estimación de la parte de humedad utilizable que ha sido extraída del terreno, [Goyal, 1990].

Falta de humedad suelo, %	Tacto y aspecto de falta de humedad, en cm de agua por metro de suelo			
	Textura gruesa	**Textura gruesa moderna**	**Textura media**	**Textura fina o muy fina**
Capacidad Campo	Cuando se comprime no sale agua de la porción de terreno, pero queda una huella húmeda de tierra en la mano.	Cuando se comprime no sale agua de la porción de terreno, pero queda una huella húmeda de tierra en la mano.	Cuando se comprime no sale agua de la porción de terreno, pero queda una huella húmeda de tierra en la mano.	Cuando se comprime no sale agua de la porción de terreno, pero queda una huella húmeda de tierra en la mano.
25	Tendencia a aglomerarse, si bien ligeramente; a veces y bajo precisión, permite la formación de una bolita que se desgrega fácilmente.	Se puede formar una bolita con dificultad que se rompe fácilmente y que no es pegajosa.	Se puede formar una bolita que se moldea fácilmente y es muy pegajosa si hay un contenido relativamente alto de arcilla.	Se forma cilindros con facilidad cuando se amasa entre los dedos, tiene un contacto pegajoso.
25 – 50	Seco en apariencia no se puede formar una bolita amásándolo.	Se puede llegar a formar una bolita bajo precisión, pero no suele mantenerse compacta.	Se puede formar una bolita relativamente plástica que resulta algo pegajosa cuando se le Presióna con los dedos.	Se forma una bolita o pequeño cilindro cuando se amasa entre el pulgar y el índice.
50 – 75	Seco en apariencia, solamente con precisión no es posible hacer una bolita.	Seco en apariencia, no se puede formar una bolita empleando únicamente la precisión*.	Se amigaja, pero se mantiene relativamente compacta cuando se le somete a presión.	Relativamente moldeable, se puede formar una bolita cuando se Presióna un poco de terreno*.
75 – 100 (100% es el punto de marchitez permanente)	Seco, suelto en granos, se disgrega entre los dedos.	Seco, suelto, se disgrega entre los dedos.	Polvoriento, seco a veces se encuentra en pequeñas costras que se reducen a polvo al romperse.	Duro, muy reseco, apretado, a veces tiene costras que se disgregan en la superficie.

*La bolita se forma al amasar con fuerza la tierra

De ser muy grande (pesada) la muestra, se toman 100 a 200 gramos para la determinación. Se identifican individualmente y se determina su peso húmedo.

Luego se transfieren las muestras (en un envase previamente pesado) a un horno y se dejan a temperatura constante de 105 °C por un periodo de 24 horas, (o hasta alcanzar un peso constante). El contenido total de agua en el suelo se obtiene de la siguiente ecuación:

$$PW = \frac{(SW - Sd)}{Sd} \times 100 \quad \text{----------/145/}$$

En donde:
PW = Porcentaje de humedad por peso.
SW = Peso de la muestra Húmeda.
Sd = Peso de la muestra seca al horno a 105 °C por 24 horas.

El porcentaje de humedad del suelo se calcula a base del peso del suelo seco. Una vez tenemos el porcentaje de humedad por peso podemos expresar la humedad en términos del porcentaje de humedad por volumen. Esto nos provee información sobre el volumen de agua dado en el suelo. La ecuación para determinar el porcentaje de humedad por volumen es la siguiente:

$$P.V. = Pw \times \frac{Da}{D(H_2O)} \quad \text{----------/146/}$$

En donde:
P.V. = Porcentaje de agua por volumen.
Pw = Porcentaje de humedad por peso.
Da = Densidad aparente
= [Masa suelo seca al horno] / [Volumen total que ocupa el suelo]
$D(H_2O)$ = Densidad del agua = (1 g/cm³ o 1000 Kg/ cm^3).

Para conseguir el volumen total que ocupa el suelo en la determinación de la densidad aparente (Da), utilizamos la siguiente ecuación:

$$V = \frac{L\pi d^2}{4} \quad \text{----------/147/}$$

En donde:
π = Una constante de 3.14
d = Diámetro interior del cilindro utilizado para tomar la muestra
L = Largo del cilindro.

- **Ventajas**

  1. Es un método preciso de encontrar la humedad del suelo si el mismo se lleva acabo con cierto grado de destreza y cuidado.

- **Desventajas**

  1. Se requiere equipo y cierto grado de precisión para obtener unos valores confiables.

  2. Requiere un lapso de tiempo de alrededor de 24 horas para llevar a cabo el procedimiento.

  3. La determinación en suelos ricos en materia orgánica puede introducir error si se oxida y destruye la materia orgánica. Esto debido a que la pérdida en peso debido a la materia orgánica destruida se esta considerando como agua evaporada.

  4. Se requiere perturbar el suelo donde esta creciendo el cultivo par obtener las muestras.

  5. Se requiere una gran cantidad de muestras si no hay homogeneidad del suelo.

8.7.4 Tensiómetro

- **Uso**

El tensiómetro es un instrumento que indica la tensión con que el agua está adherida a las partículas del suelo. Es uno de los métodos usados para indicar, en forma relativa, si en el suelo existe suficiente humedad disponible para el crecimiento de las plantas.

- **Procedimiento**

  Este instrumento se coloca en el suelo tomando en consideración los siguientes factores:
  1. Profundidad de las raíces.
  2. Tipo o varíabilidad del suelo.
  3. Topografía.
  4. Sistema de riego a usarse.

Una vez instalado, el agua dentro del instrumento entra en contacto con el agua retenida en los poros del suelo, fluyendo en ambas direcciones a través de la cerámica porosa hasta establecer un equilibrio. Según el suelo pierde agua por efecto de la transpiración, evaporación o absorción por las plantas, se crea una tensión o succión en el sistema aumentando gradualmente según el suelo continúa perdiendo humedad.

Esta tensión se mide en el tensiómetro haciendo uso de un indicador de tensión. Cuándo el suelo se humedece nuevamente, ya sea por lluvía o riego, la tensión disminuye al fluir el agua del suelo hacia el instrumento a través de los poros de la copa de cerámica.

De esta forma las lecturas del tensiómetro pueden relacionarse con la humedad disponible en las plantas, pero no puede utilizarse para determinar directamente el contenido (por peso o por volumen) de agua en el suelo. Es aconsejable hacer una calibración del tensiómetro durante la época del cultivo, determinando la humedad del terreno desecando muestras al horno (ver método gravimétrico). Así podemos relacionar las lecturas de tensión con el contenido real de humedad en el suelo.

- **Ventajas**

1. Es una guía bastante precisa para determinar cuando aplicar el agua de riego.

2. Los tensiómetros puede utilizarse para determinar el movimiento vertical y horizontal de la humedad del suelo. Esto es necesario saberlo cuando hay problemás de acumulación de sales.

3. Ese instrumento nos proporciona una medida directa de la tensión de retención de agua en el suelo.

4. El tensiómetro es especialmente apropiado para terrenos livíanos, en los cuál es la mayor parte del agua disponible esta dentro de los límites de indicación del instrumento (0 a 1atm de tensión).

- **Desventajas**

1. El límite de operación de la mayoría de los tensiómetros es de aproximadamente 80 centibares a nivel del mar. Por lo general, después de 80 centibares de tensión entra aire a la copa de cerámica porosa y rompe la columna de agua. Al ocurrir esto las lecturas ya no son correctas.

2. El tensiómetro es un instrumento delicado por lo cuál debe ser protegido de daños mecánicos que pueden causarlo los implementos agrícolas.

3. Generalmente se coloca en un sitio fijo del campo y no puede moverse de un lugar a otro durante el periodo de crecimiento del cultivo.

8.7.5 Método de medición de resistencia eléctrica (bloque poroso o yeso)

- **Uso**

Este método consiste en la estimación del contenido de humedad del suelo empleando para ello las propiedades eléctricas de resistencia (o conductancia) de un bloque poroso en el suelo. Se han utilizado materiales para la fabricación de los bloques tales como Nylon, fibra de cristal y la combinación de estos materiales con yeso.

- **Procedimiento**

Se escoge un área representativa del campo. Medíante el uso de una barrena de muestreo, se perfora un orificio en el suelo en la zona radicular del cultivo con la profundidad deseada. Luego se coloca en el interior del hueco un bloque poroso de yeso que contenga incrustados dos o más electrodos. Debe asegurarse un contacto adecuado entre el suelo y los bloques porosos para tener una sensitividad adecuada. Para ello se prepara una pasta de suelo y agua y se llena el orificio en el suelo. Los cables o terminales de los electrodos deben dirigirse hacia la superficie del terreno [Figura 50].

Una vez instalados, la humedad del bloque tiende a equilibrarse con la del suelo. A medida que se modifican las condiciones de humedad en el suelo se alteran a su vez la humedad del bloque, sus propiedades eléctricas y la resistencia entre los electrodos. Cuando el suelo esta húmedo, la resistencia eléctrica es baja. Según el suelo y el bloque pierden humedad, la resistencia aumenta. Esta resistencia se lee medíante el uso de un contador portátil. Es aconsejable hacer una calibración del instrumento determinando la humedad del terreno desecando muestras al horno. Así podemos establecer una relación entre las propiedades eléctricas del instrumento y el contenido real de humedad en el suelo.

- **Ventajas**

1. Este método provee ayuda para estimar el contenido de agua del suelo.

2. Este instrumento es especialmente apropiado para medir cambios en la tensión de humedad del suelo entre 1 y 15 atm.

- **Desventajas**

1. La vida útil del bloque es limitada.

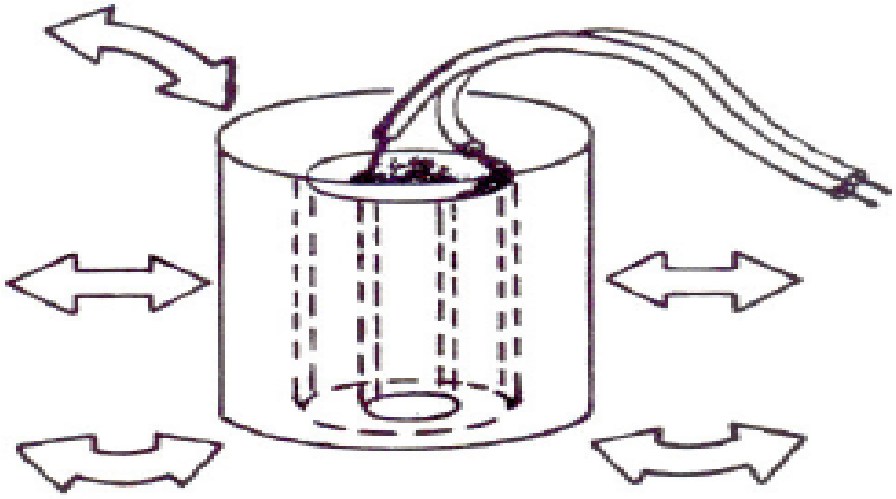
2. La calibración original del bloque cambia con el tiempo.

3. Los bloques de yeso son usualmente inefectivos cuando la tensión del suelo es menor de 1 atmósfera.

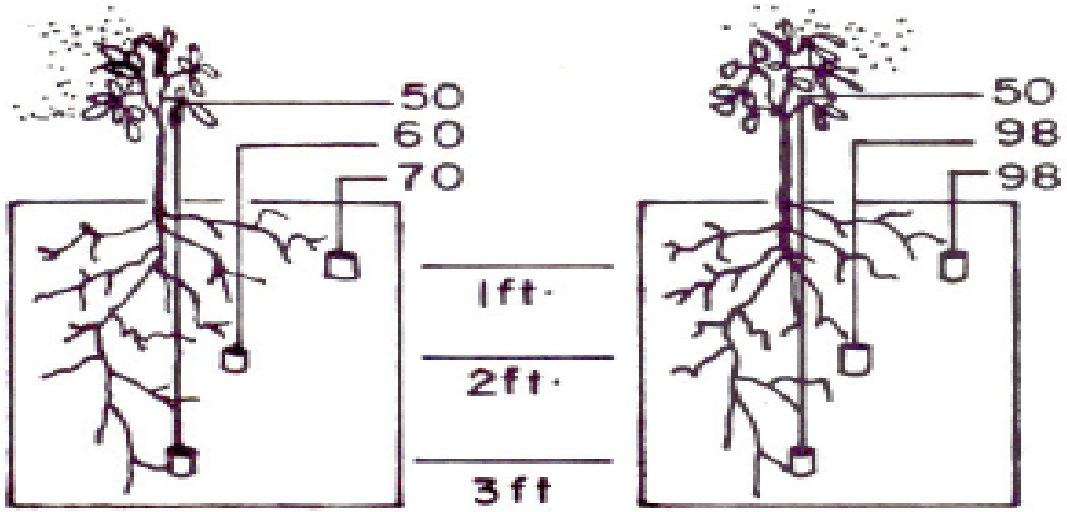
4. Las sales solubles en la solución del suelo reducen la resistencia eléctrica e indican un contenido de humedad mayor del que realmente existe, lo cuál dificulta la calibración del instrumento.

5. La falta de homogeneidad del cubo de yeso causa errores considerables en la medición.

La precisión de este método es reducida debido a la temperatura, concentración de sales en la solución del suelo, características físicas del yeso usado para producir el bloque y la fuga de corriente hacia el suelo.



A · Bloque de yeso



B · Agua que se aplicó por riego

Figura 50. Bloques de yeso comúnmente utilizados para determinar la necesidad de riego, [Goyal, 1990].

8.7.6 Dispersador de neutrones

- **Procedimiento**

Este método consiste en la emisión de neutrones de alta energía y gran velocidad desde un emisor o fuente radioactiva hacia el terreno. Estos neutrones rápidos pasan a través de la materia en el suelo y chocan con núcleos de diferentes átomos reduciendo así gradualmente su energía cinética y velocidad.

La mayor pérdida de energía ocurre cuando chocan con neutrones de masa parecida a la de ellos.

El hidrógeno, un componente del agua, es una forma dominante de reducir la velocidad de los neutrones rápidos ya que por las características de su núcleo pueden cambiar los neutrones rápidos a neutrones lentos en una forma más rápida que otros elementos. Debido a que la mayoría de los átomos de hidrógeno en el suelo forman parte de la molécula de agua, la porción de neutrones que se retarden pueden relacionarse con el contenido de humedad del suelo.

El uso de la sonda o dispensador de neutrones requiere la instalación de tubos de acceso en el suelo para bajar el detector de neutrones lentos. La instalación de estos dispositivos se hace a principio de la temporada de siembra y son removidos luego al finalizar la cosecha. El detector se conecta a un metro del medidor portátil con el cuál se tomann las lecturas [Figura 51].

La calibración de este instrumento se debe hacer en el predio donde se va a usar el equipo, sabiendo el contenido de agua en el suelo al momento de la calibración. Una vez calibrado, el operador obtendrá las lecturas del tubo a la profundidad deseada. Se recomienda colocar un sensor cada 30 cm de profundidad dentro del tubo.

- **Ventajas**

1. A través de este sistema se puede sondear un volumen mayor de suelo y es relativamente independiente del tipo de suelo.

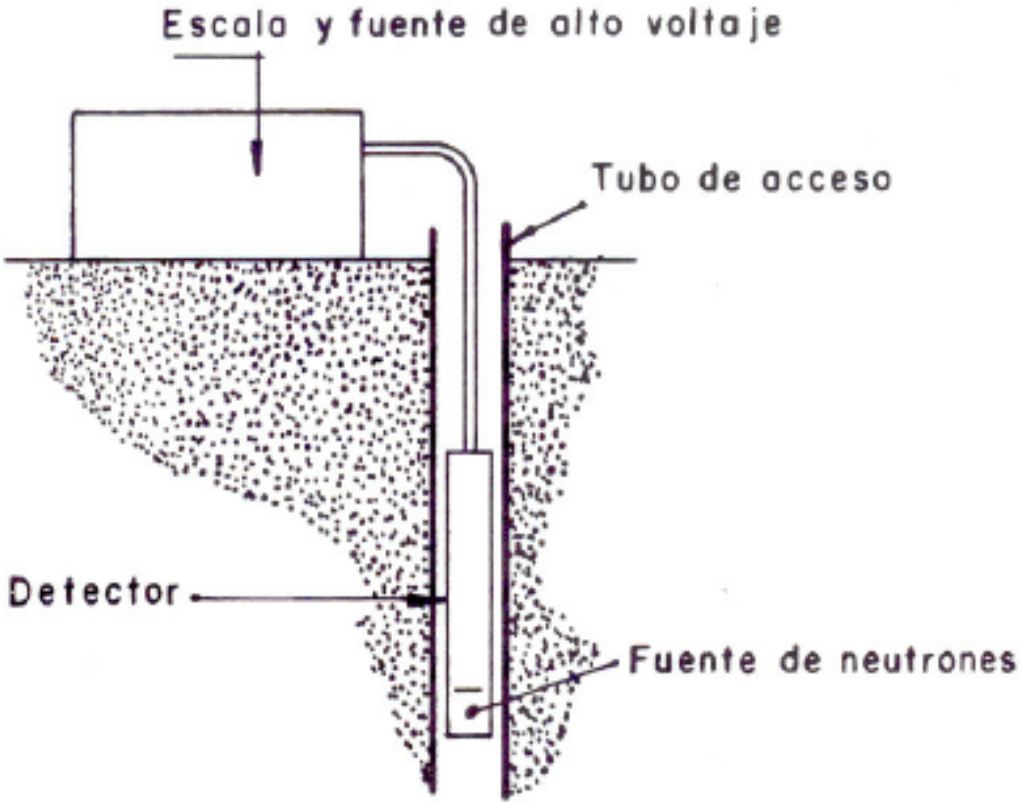
2. Se puede utilizar por largo tiempo sin que la fuente de radíación cambie.

3. Con este método es posible determinar el porcentaje de humedad del suelo por volumen a cuál quier profundidad, sin necesidad de extraer muestras.

4. Es ilimitado el porcentaje de humedad analizable, evitanndo el problema existente en el análisis de tensión de retención por medio del tensiómetro o de retención por medio del tensiómetro o de resistencia eléctrica.

- **Desventajas**

1. Es un equipo sofisticado y envuelve el uso de una fuente radioactiva por lo cuál el operador debe tener cierto grado de destrezas y conocimiento para operar el instrumento sin ningún riesgo a su salud.



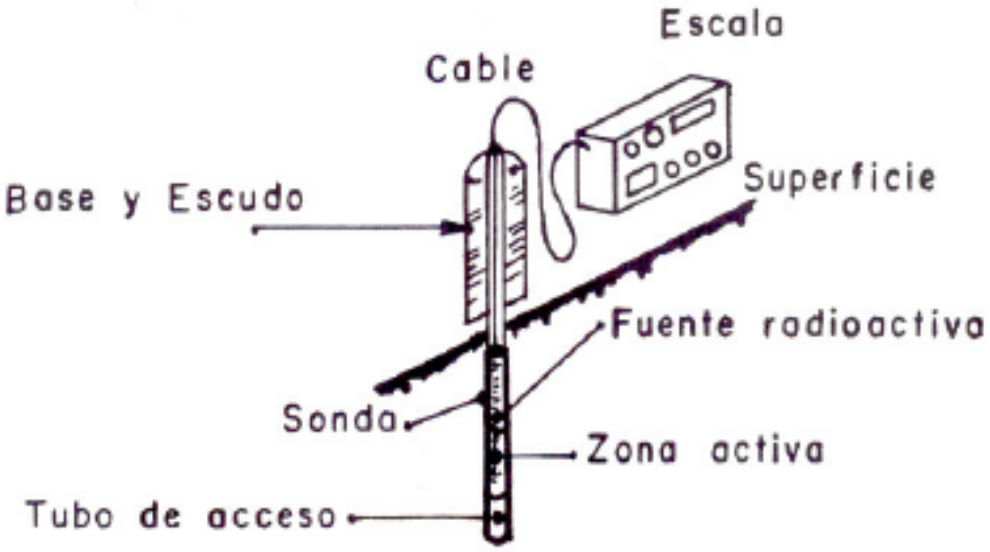


Figura 51. Díagrama del dispersador de neutrones [Goyal, 1990].

2. Este sistema de neutrones es caro y aplicable únicamente con fines de investigación.

3. La medición de humedad en los suelos donde abundan las materias orgánicas, no es exacta debido a los átomos de hidrógeno excedentes. Tampoco es exacta la medición en la capa superficial del suelo por el escape de neutrones hacia la superficie.

8.7.7 Métodos díalécticos

Estos métodos estiman el contenido de agua en suelo por la medida de la constante díaléctica Ka, que determina la velocidad de una onda electromagnética o pulso a través del suelo. La constante díaléctica del agua lìquida (K_{aw} = 81) es mucho mayor que la de otros constituyentes del suelo (ejem: K_{as} = 2-5 para suelos minerales y de 1 para el aire) según Muñoz, [2004].

Leib et al. [2003] clasifica estos métodos en dos: "Frequency Dominain Reflectometry" (FDR) y "Time Dominain Reflectometry" (TDR). Los sensores FDR transmiten una radio frecuencia a lo largo del suelo usando dos antenas en forma de bandas de cobre, y el contenido de agua es determinado por el cambio en la frecuencia de la señal transmitida entre las antenas.

El decrecimiento en el cambio de frecuencia en el FDR se relaciona con el contendido de agua. Los sensores de TDR generan un voltaje de alta frecuencia que es propagado y reflectado a lo largo de la onda guía. La velocidad del pulso es entonces medida para calcular la constante díaléctica alrededor del material, la cuál determina principalmente el contenido del agua del suelo.

8.7.7.1 Frequency Domain Reflectometry (FDR)

Este sistema emplea las propiedades díalecticas del agua pero a diferente acercamiento de el TDR [Bilskie, 1997: Citado por Veldkamp y O'Brien, 2000]. El sensor de FDR, envía una onda electromagnética a lo largo de una sonda y hace medidas de la frecuencia de la onda reflectada, la cuál varía con el contenido de agua. En contraste con el TDR donde Ka es obtenida de las frecuencias de salida, que para el sensor de FDR no tiene significado físico. El FDR tiene ventajas sobre el TDR tales como: Es menos costoso para múltiples sitios de medida, consume baja cantidad de energía, así que sus baterías pueden ser remplazadas mensualmente, las sondas pueden ser enterradas por largos periodos de tiempo debido al diseño para duras condiciones ambientales, el monitoreo de la humedad en varías puntos es fácil empleando un datalogger, su desventaja es que requiere especial calibración para suelos con alto contenido de arcilla y de materia orgánica [Veldkamp y O'Brien, 2000].

Veldkamp y O'Brien [2000] afirman que se debe tener especial cuidado con la calibración de estos equipos, especialmente en suelo de regiones tropicales húmedas, como el caso de los Ultisoles e Inceptisioles y proponen un modelo compuesto para la calibración.

Starr et al. [2000] reportarón en ensayos de laboratorio una relación lineal directamente relacionada entre la raíz cuadrada de la constante díaléctica y el contenido volumétrico de agua para diferentes sistemás como sondas coaxiales y red de analizadores.

8.7.7.2 Time Domain Reflectometry (TDR)

Se ha convertido en una importante herramienta para la medida de la humedad del suelo (θ) y la conductividad eléctrica (σ_a). EL TDR consiste en dos o tres tubos o varas de metal de 0.30m a 0.50 m de longitud, aunque pueden ser más pequeños, esto depende de las necesidades, [Ej. Persson y Haridy, 2003; Nissen et al. 2003; Muños, 2004].

La aplicación rápida del TDR para la medida de los contenidos de agua en medios porosos emplea un cable de célula coaxial en la cuál el suelo es repaquetado antes de la toma de las medidas. [Topp et al. 1980: Citado por Nissen et al. 2003]. La línea de transmisión coaxial, el centro conductor, lleva una señal electromagnética, mientras tanto el conductor externo (Escudo) es conectado a tierra. EL TDR envía una señal electromagnética de alta frecuencia a través de un cable coaxial a un tubo TDR de longitud *L*. La señal es reflejada de regreso al instrumento de TDR al final del tubo. Para un tiempo *t* de regreso de la señal, la aparente constante díaléctica puede ser calculada por la ecuación (145), [Persson y Haridy, 2003].

$$K_a = \left(\frac{ct}{2L}\right)^{0.5} \quad \text{----------/147/}$$

En donde: c es la velocidad de la luz en el vacío ($3x10^8$ m/s o 186,282 mile/s). La K_a del suelo es altamente dependiente de la humedad (θ) y varios modelos relacionan K_a a θ_v. Cortos *t* están asociados con suelos secos o tubos cortos de TDR.

Muños, [2004] afirma que la constante díaléctica se determinada a partir de la medida de pulsos electromagnéticos (ondas) que se propagan a lo largo de una línea de transmisión (TL) que se introduce en el suelo. Donde la velocidad de propagación (v) esta en función de la Ka, y es por lo tanto proporcional al cuadrado del tiempo de tránsito (t, en segundos) de ida y regreso a lo largo de L en la ecuación 148.

$$Ka = \left(\frac{ct}{2L}\right)^{2} \quad \text{----------/148/}$$

La humedad del suelo se estima a partir de las ecuaciones polinomiales de tercer orden [Persson y Haridy, 2003]:

$$\theta = 0.3*10^{-4} K_a^{\ 3} - 18*10^{-4} K_a^{\ 2} + 547*10^{-4} K_a - 1{,}152*10^{-4} \quad \text{----------/150/}$$

Ecuación /151/ se aplica in general para suelos minerales (independientemente de la composición y de la textura) y para humedades por debajo de 50%. Para mayores contenidos de agua, suelos orgánicos o volcánicos, se requiere una calibración específica. Topp et al. [1980: Citado por Muños 2004] presentan esta ecuación para estimar la relación entre la Ka y θ.

$$\theta = -5.3x10^{-2} + 2.29x10^{-2}Ka_b - 5.5x10^{-4}Ka_b^{\ 2} + 4.3x10^{-6}Ka_b^{\ 3} \quad \text{----------/151/}$$

La conductividad eléctrica (σ_a) puede ser estimada empleando la siguiente ecuación, según Giese y Tiemann, [1975: Citados por Persson y Haridy 2003]:

$$\sigma_a = \frac{Zo}{120\pi LZu}\left(\frac{2Vo}{V_{\inf}} - 1\right) \quad \text{----------/152/}$$

En donde Zo es la impedancia característica del tubo, Zu es la impedancia del cable probador del TDR (50Ω), Vo es el voltaje incidente y V_{inf} es el voltaje que retorna después de múltiples reflexiones que haya tenido afuera. Los voltajes Vo y V_{inf} son obtenidos de la forma de la onda del TDR. La impedancia característica del tubo [Zo] puede ser obtenido de la calibración del instrumento.

De igual manera reportan una ecuación polinomial para estimar θ_v a partir de σ_a. (153), teniendo en cuenta la restricción para suelos con máximo de 50% de humedad.

$$\theta = 1.23\,\sigma^3_a - 2.34\,\sigma^2_a + 1.75\,\sigma^3_a + 0.006 \quad \text{----------/153/}$$

Persson y Haridy [2003] encontraron diferencias en las medidas de humedad del suelo cuando los tubos cortos tenían cables largos y cables cortos, concluyendo que perfectamente la θ puede ser medida con tubos de TDR cortos si estos están conectados a cables largos.

Heimovara [1993] afirma que el tiempo que tarda la señal en alcanzar el equilibrio depende del tiempo de subida de la señal a la interfase cable-sonda, sondas cortas en combinación con cables largos resultan en medidas erróneas, ya que se aumenta la probabilidad de entremezclar las señales emitidas con las reflejadas. Si la sonda es inmersa en un medio con mayor permisividad díaléctica que el aire, la onda de voltaje se desacelera y las dos reflexiones vienen más separadas. Consecuentemente los errores son más pequeños en medios con mayor permisividad díaléctica (ejm. Suelos húmedos), por lo tanto es muy importante que la sonda tenga un contacto en su totalidad con el suelo, ya que el coeficiente de reflexión del aire es diferente al del agua por lo que puede resultar en lecturas erróneas.

Harmen et al. [2003] mencionan que entre los factores que afectan la constante díaléctica del suelo se incluyen la humedad del suelo, la textura, la superficie específica, la densidad aparente (e.j. incrementos de ésta se refleja en incrementos de la constante díaléctica), la frecuencia del instrumento, propiedades geométricas, temperatura e interacciones electroquímicas.

Calibración del TDR

Heimovara [1993: Citado por Persson y Haridy, 2003] propone una metodología para la calibración del TDR para la obtención de la K_a y σ_a la cuál consiste en tomar lecturas en soluciones salinas de (KBr) sobre el rango de 0.0017 a 10.76 dSm^{-1}. En terminos generales, los sensores disponibles en el mercado, viene calibrados por el fabricante, pero en algunos casos de suelos muy arcillosos o muy salinos se recomienda hacer lecturas de calibración, tomando muestras no disturbadas en cilindros de volumen conocido y secándolas a 110ºC.

8.7.8 Sondas de impedancia

Son cilindros pequeños de diversas longitudes, con hoyos de acceso, pueden ser insertados vertical u horizontalmente en el suelo conectado a un lector de mano, el cuál libera un pulso eléctrico, detecta el retorno de la señal y lo convierte en el periodo en un voltaje (v) entre 0 y 1 voltios (V) para condiciones secas y saturadas respectivamente. De igual manera que con el TDR se necesita una curva de calibración, Tsagade et al. (2004) encontró que a 2-, 3- ,5- , y 6- cm de longitud la curva de calibración que mejor ajustó el proceso, correspondió a modelos de regresión lineal con R^2 de 0.90 a 0.98 (ecuaciones 154 a 157); de igual manera afirman los autores que cambios en pH, textura del suelo y contenido de materia orgánica no afecta el desempeño de las sondas de impedancia:

2-cm:

$\theta = 0.5394(V)+0.0791, \quad R^2 = 0.90$ ----------/154/

3-cm:

$\theta = 0.4538(V)+0.0607, \quad R^2 = 0.98$ ----------/155/

5-cm

$\theta = 0.3823(V)+0.0267, \quad R^2 = 0.7$ ----------/156/

6-cm

$\theta = 0.4029(V)+0.0113, \quad R^2 = 0.98$ ----------/157/

8.7.9 Trazas de gas de escala intermitente

Los métodos a los que se ha hecho mención son para muestreos poco profundos de suelo. La prueba de partición de trazas de la fase-gaseosa provee medidas de los contenidos de agua a mayor escala al igual que la metodología de GPR que se describe más adelante, las bases sobre el uso de esta metodología fueron desarrollados por Brusseau et al. [1997: Citado por Carlson et al. 2003].

Carlson et al. [2003] desarrollaron trabajos para estimar la humedad del suelo empleando esta metodología. Ellos trabajaron con lisímetros de 4.0 m de profundidad y 2.5 m de diámetro, las trazas de gas, se mezclan en un balance de N, contenidas en un cilindro e inyectados directamente dentro del lisímetro, dos válvulas son empleadas como interruptor entre la traza y la fuente de traza libre de gas. La inyección de la traza de gas se inicia una vez se logra un estado de flujo fijo. El volumen del pulso de trazas está entre 40 a 45% del total de volumen de poros del suelo, para prevenir secado del espacio poroso durante la prueba de traza.

Las muestras son colectadas en ambos extremos de entrada y salida de flujo. Las muestras de gas son tomadas retirándolas a través de un dispositivo conectado a un inyector-eyector, las cuales son posteriormente injectadas y analizadas en contenedores de aerosol de 80 ml. Las trazas son analizadas por cromatografía de gases empleando un electrón de captura detector como sulfuro hexafluoro (SF_6), trichloromethano (CFM) o una llama de ionización difluro metano (DFM).

El gran adelanto en las curvas para todos los experimentos es analizado calculando los momentos temporales de masa recubierta, el tiempo de víaje y retardación. El factor de retardación (R) para las trazas de agua divididas son calculadas como el cociente del tiempo de víaje para las trazas divididas y no divididas. El contenido de agua en el suelo es calculado con la ecuación:

$$\theta w = (R-1)\theta_a K_H \text{ ----------/158/}$$

En donde: θ_a es la porosidad de aireación del suelo, y K_H es la constante de Henry según la tabla 31 dado por Carlson et al. [2003].

Tabla 31. Propiedades de las trazas: Co = concentración de laa trasas [Carlson, et al. 2003].

Traza	*Co*		*K_H*	
		$\mu L.L^{-1}$		
SF_6	50		70	[Wilson y Mackay, 1995]
			132	[Olschewski et al. 1995]
CFM	75		2.1	[Meylan y Howard, 1991]
DMF	4300		0.5	[Constanza, 2001]

El método de partición de trazas provee razonables medidas del contenido de agua en el suelo, para un sistema relativamente ideal como el sistemas de lisímetros, comparado además con métodos tradicionales para la determinación *in-situ* respondió favorablemente a los cambios de humedad en el suelo en escala intermedía, de igual manera este método cuantifica el valor promedio de humedad del suelo, [Carlson et al. 2003].

8.7.10 Método de pulsos de Calor

Los métodos de pulso de calor han sido empleados para medir la θ, en estudios de laboratorio y de campo [Bristol et al.1993; Tara y Ham, 1997; Song et al. 1998; Citados por Ren et al. 2003]; se indica por dichos autores que este método tiene como beneficios: a) bajo costo, b) menor cantidad de suelo disturbado, c) medidas automáticas y frecuentes in-situ.

Varios factores como espaciamiento del tubo o sensor, densidad del suelo, y mineralogía del suelo pueden afectar las medidas de θv empleando el método de pulso de calor.

Conociendo el calor específico del suelo, la densidad del suelo y del agua, la capacidad de calor específico del suelo y del agua se puede conocer θ_v, según Campbell et al. [1991: Citado por Ren et al. 2003].

$$\theta = \frac{(C - \rho_b C_s)}{(\rho_w C_w)} \text{ ----------/159/}$$

En donde C es la capacidad volumétrica de calor (J m^{-3} K^{-1}), ρ_b es la densidad del suelo (Mg m^{-3}), ρ_w es la densidad del agua (Mg m^{-3}), Cs valores dados tabla 32, y Cw es el calor específico respectivamente del suelo y del agua.

Tabla 32. Calor específico (Cs) para diferentes tamaños de partículas, [Ren et al. 2003].

Suelo	Cs ($kJ\ kg^{-1}K^{-1}$)
Arena	0.881 +/- 0.020
Limo	0.913 +/- 0.009
Areno-Limoso	0.973 +/- 0.010

La función del pulso de calor o termo-TDR ha sido empleada para medir C [Ren et al. 2003]. El sistema consiste en tres sensores paralelos de acero inoxidable, cada uno dentro de una línea de calor o termocupla. Las barras son de 1.3 mm de diámetro y 40 mm de longitud y están espaciadas cada 6 mm. Los calentadores son hechos de 75 μm de diámetro. El espaciamiento de la termocupla-calentador es calibrado usando agar inmovilizado en agua (5g agar L^{-1}), tomando la capacidad de calor específico del agua como 4.18 MJ $m^{-3}K^{-1}$. El pulso de calor es generado por una corriente durante 15 segundos, controlando la entrada de calor, monitoreando la temperatura de las termocuplas cada segundo, y reconvirtiendo las caídas de voltaje a través de un resistor de precisión que es empleado para determinar la corriente aplicada por el calentador.

Ren et al. [2003] encontrarón que uno de los puntos críticos de esta metodología para estimar la humedad del suelo esta en Cs, por lo tanto es importante que este valor sea calculado a cada suelo al cuál se le desea conocer la humedad.

8.7.11 Sensores de capacidad calórica de doble sonda

Esta metodología es semejante a la anterior, estos sensores han sido desarrollados para proveer a pequeña escala, medidas frecuentes de las propiedades térmicas del suelo: Capacidad volumétrica de calor (ρCp), conductividad y difusividad térmica. La capacidad calórica del suelo influye en el almacenamiento y la transferencia de calor, parámetros necesarios en modelos en donde la temperatura del suelo y flujo de calor son necesarios. En suelos no expandibles, los cambios en Cp se deben primariamente a los contenidos de agua en el suelo, por lo tanto el cálculo de la humedad volumétrica (θv) se puede hacer a partir de Cp, [Tarara y Ham, 1997].

La técnica de pulso de calor para la medida de Cp se basa en un escenario idealizado de conducción en un material sólido, en el cuál el pulso de calor se relaciona instantáneamente por una línea fuente de longitud infinita [Carslaw y Jaeger, 1959: citado por Tarara y Ham, 1997]. El calentamiento de un alambre unido a un tubo sonda de longitud finita es registrado por un sensor de calor; el pulso de calor es aplicado durante un intervalo compuesto de tiempo típicamente de 8 s. [Cambell et al. 1991: Citado por Tarara y Ham, 1997]. El incremento de temperatura que ocurre por la propagación del pulso de calor a través de un medio es detectado por el sensor encerrado en un segundo tubo a una distancia conocida de la fuente. La estimación de Cp está directamente relacionada con la energía lanzada por la fuente e inversamente relacionada con el máximo ascenso en temperatura registrado en el sensor de temperatura:

$$\rho Cp = \frac{q}{\pi e^{(r^2 \Delta Tm)}} \quad \text{----------/160/}$$

Donde ρCp en $Jm^{-3}C^{o-1}$, q es la cantidad de energía aplicada por unidad de longitud (Jm^{-1}), *e* es la base de logaritmo natural, r es la distancia entre el punto de calor y el sensor de temperatura (m) y ΔTm es el máximo aumento en la temperatura (ºC) que ocurre a la distancia r del punto de calor.

La relación entre la capacidad volumétrica de calor y la humedad volumétrica, se expresa a partir de la ecuación de Vries, [1963: Citado por Tarra y Ham [1997]:

$$\rho Cp = 1.92\ Xm + 2.50\ Xo + 4.18\ \theta v \quad \text{----------/161/}$$

En donde: Xm, Xo y θv son las fracciones mineral, orgánica y de agua respectivamente, el coeficiente de calor se expresa en ($MJm^{-3}{}^{o}C^{-1}$); si la densidad y el contenido de materia orgánica son constantes, las varíaciones temporales de ρCp se deberán a las varíaciones de θv, así que el contenido volumétrico de agua (m^3m^{-3}- Metro cubico de agua por metro cubico de suelo) se deriva con la siguiente ecuación:

$$\theta v = \frac{\left(\frac{q}{e^{\pi r^2 \Delta Tm}}\right) - (1.92 Xm + 2.50 Xo}{4.18} \quad \text{----------/162/}$$

Tarara y Ham [1997] reportan un 93% de correlación entre la humedad volumétrica estimada por el método de sonda calórica y el método gravimètrico, concluyen además que el método de doble sonda calórica facilita el cálculo de θv a pequeña escala espacial y temporal.

8.7.12 Sensores de disipación de calor

Conocido por sus siglas en inglés como HDS (Heat Dissipation Sensor). Una ventaja de este método es que permite estimar a partir de la disipación del calor la θ_v del suelo y/o el potencial matricial o mátrico (-ψ); este método se basa en la estimación de la conductividad térmica (K) del suelo dado por la ecuación de Reece [1996: Citado por Starks 1999]:

$$K = \left(\frac{q}{4\pi}\right)\left[\frac{\ln(t_2) - \ln(t_1)}{T(t_2) - T(t_1)}\right] \quad \text{----------/163/}$$

En donde: $T(t_1)$ corresponde a la temperatura inicial de HDS al tiempo t_1, $T(t_2)$ es la temperatura del sensor al tiempo t_2, al final del ciclo de calentamiento, q es el poder de calentamiento impuesto por unidad de tiempo por unidad de longitud. El término $T(t_1)$- $T(t_2)$ es el incremento de temperatura o gradiente de temperatura ΔT. Los términos $Ln(t_2)$- $Ln(t_1)$ y q/4π son constantes cuando el tiempo de calentamiento y la corriente de excitación son compuestas, por lo tanto –ψ puede ser estimado a partir de la siguiente ecuación:

$$\ln(-\Psi) = d + e\left[\frac{\Delta T}{\Delta T_{\sec o}}\right] \quad \text{----------/164/}$$

En donde: ΔT_{seco} corresponde al gradiente de temperatura para HDS seco, que se puede estimar exponiendo los sensores al secado del aire por varios días en condiciones de laboratorio y posteriormente tomar las medidas, valores de d = 1 indican total agregación entre las medidas estimadas y los valores medidos, valor de d = 0 indica completa desagregación.

Starks [1999] reporta la siguiente ecuación de calibración:

$$\ln(-\Psi) = -1.242 + 9.186\left[\frac{\Delta T}{\Delta T_{\sec o}}\right] \quad \text{----------/165/}$$

El instrumento consiste en un tubo de acero de pequeño diámetro insertado dentro de un cilindro, (30 mm de longitud x 14 mm de diámetro) con una cerámica porosa. El tubo contiene un calentador de miniatura y un sensor de temperatura. Después de ubicado en el suelo, el HDS inicia un equilibrio con el ψ del medio ambiente. Las medidas iniciales de temperatura del suelo se hacen calentando por un tiempo de 21 s con una corriente de excitación de 50 mA.A, el ΔT es obtenido por la diferencia entre la temperatura inicial del sensor y su temperatura después del calentamiento, [Starks, 1999].

Para conocer la θ_v, se necesita conocer la curva en donde se relaciona la θ_v con $-\psi$ del suelo en donde se desee aplicar esta técnica.

8.7.13 Radar de penetración en el suelo de reflectividad superficial

Por sus siglas en inglés se conoce como GPR (GPR: Ground penetrating radar), este es uno de los métodos más innovadores en la actualidad, ya que no hay absolutamente ningún contacto directo entre el suelo y el equipo; Redman et al. [2003] indican que la técnica consiste básicamente en medir la reflectividad superficial del suelo a partir de la transmisión de pulsos electromagnéticos cortos por el GPR, este equipo se ubica sobre un vehículo pequeño que recorre el campo al cuál se le desea medir la humedad.

Redman et al. [2003] afirman que el coeficiente de reflexión R de una onda electromagnética verticalmente incidente en la interfase aire/suelo es determinado por el contraste en la permitividad díaléctica relativa entre el aire, con una permitividad de 1, y la superficie con una permitividad K de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$R = \frac{1-\sqrt{K}}{1+\sqrt{K}} \quad \text{----------/166/}$$

Esta expresión es estrictamente válida si se asume que la conductividad es suficientemente pequeña para ser ignorada, y la superficie es plana y homogénea. La magnitud de R es la relación de la amplitud Ar de la onda pequeña reflejada desde la superficie del suelo a la amplitud Am de la onda pequeña medida a la misma elevación sobre el plato de metal objetivo con un coeficiente de reflexión de -1, la permitividad dialéctrica de la superficie K puede ser determinada así:

$$K = \left[\frac{1 + \frac{Ar}{Am}}{1 - \frac{Ar}{Am}} \right]^2 \quad \text{----------/167/}$$

La θ_v puede ser estimada aplicando la ecuación /151/, según Topp et al. [1980].

La medida de la reflectividad superficial esta determinada por las propiedades eléctricas de la superficie debajo de la antena de GPR. El volumen de la muestra es medido por un cilindro vertical, con una profundidad de muestreo dada por su longitud y el área definida por su diámetro. Para antenas de GPR con longitudes de onda λ en su centro de frecuencia en el aire, el área de muestreo ó la altura de la huella h sobre la superficie puede ser aproximadamente circular, y su diámetro D puede estimarse empleando la ecuación 168.

$$D = \sqrt{\frac{\lambda^2}{4} + 2\lambda h} \quad \text{----------/168/}$$

El muestreo efectivo de profundidad se relaciona con la atenuación electromagnética de la superficie y la velocidad, por ejemplo con 500 MHz del sistema GPR la profundidad del sistema es de ~ 0.09m para un suelo con una θv del 20% y de ~ 0.18 m para un suelo seco con una θ_v del 5%, por lo tanto la profundidad del muestreo depende del contenido vertical del agua en el perfil, [Redman et al. 2003].

8.8 Varíación de la humedad volumétrica medida [θv] con respectro a la calculada [θc] en diferentes agroecosistemas

Según Ramírez y Jaramillo [1999], el uso de medidas convencionales para determinar los contenidos de humedad de suelo, da un buen ajuste comparado con técnicas directas en campo como el TDR [Reflectometría], tal y como se puede observar en la tabla 33.

Tabla 33. Humedad volumétrica medida [θm] vs humedad volumétrica calculada [θc] para un bosque, cafetal bajo sombra de guamo [Inga sp], y un cafetal a libre exposición. Cenicafé. 1997-98. θm = a+b*θc. [Ramírez y Jaramillo, 1999]

Cobertura	a	b	R^2
Bosque	85.08	4.467	0.72**
Cafetal bajo sombra de *Inga* sp	87.27	0.564	0.72**
Cafetal a libre exposición	4.23	0.852	0.82**

** Modelo altamente significativo n = 63 medidas

Xiong y Guo [1999], utilizando un modelo modificado de Thornthwaite and Mather y medidas de campo, encontraron una relación lineal entre el calculado y el observado. Diksen y Dasberg

[1993]; Frueh y Hopmans [1997] han encontraron relaciones lineales significativas entre medidas de campo con TDR y medidas de laboratorio empleando la técnica de sonda de neutrones y métodos gravimétricos, con coeficientes de determinación entre 0.63 a 0.92, diferencias atribuidas principalmente a los cambios en la densidad aparente e irregularidades en el suelo. Katerji *et al.* [1998] afirman que donde las condiciones ambientales permitan la aplicación de balances de agua, demostró que la técnica de TDR para la evaluación de la evapotranspiración, da una adecuada precisión, similar a la que provee el método micrometeorológico.

8.8.1 Comportamiento de la humedad volumétrica medida para tres ecosistemás

El empleo del TDR en varías medidas a través del tiempo permite conocer la varíabilidad temporal y espacial del agua en el suelo, existiendo una amplia varíación en los contenidos de humedad en los tres ecosistemás, encontrándose que el bosque seguido del cafetal bajo sombra retiene más agua en los perfiles del suelo, y aunque los valores de lluvía efectiva para el cafetal a libre crecimiento son mayores, la retención de agua en el suelo es menor. Las diferencias en los contenidos de humedad, al igual que en la evapotranspiración real total, para cada uno de los tres ecosistemás, pueden ser atribuida a la varíación de los factores tales como la textura del suelo, diferencias en la tensión de humedad, conductividad hidraulica, profundidad y densidad radicular, densidad del cultivo y condiciones microclimaticas [Chang, 1971; Jaramillo y Gómez, 1989].

Para Avenard [1971: Citado por León y Suárez 1998], los procesos de cambio de humedad son más lentos bajo bosque que bajo sombra y progresan de abajo hacia arriba, ya que el sistema radical retarda la infiltración y el agua no penetra a los horizontes profundos hasta después que se ha excedido la capacidad de retención de la superficie. Además, en los sistemás asociados el uso del agua es más eficiente, e igualmente el agua que se pierde por drenaje interno es menor que la que se pierde en monocultivos [Narain *et al*. 1998].

El agotamiento del agua del suelo decrece con el aumento en el espaciamiento de los árboles, los lotes con alto espaciamiento agotaban más rápido la capacidad de almacenamiento del suelo, las pérdidas por drenaje y escorrentía son menores en donde se tiene altas densidades de siembra [Eastham *et al*. 1988].

8.9 Influencia de la vegetación en la dinámica hídrica

La cobertura vegetal es un regulador de los procesos iniciales de infiltración y escorrentía. En la fluctuación de la tabla de agua influyen la textura, estructura y porosidad del medio edáfico, así como la naturaleza de los materiales parentales.

La cantidad y disponibilidad de agua en el suelo es uno de los factores que mayor correlación presenta con el crecimiento de plantaciones perennes [Lima, 1979; citado por León y Suárez, 1998]. A partir de este comportamiento se alimenta el proceso de transpiración de capital importancia para la productividad y desarrollo vegetal. En el caso de los bosques, pueden afectar tanto el patrón de redistribución del agua a través del suelo como la cantidad de agua dejada en el sistema de corriente fluvial. Hewlwit [1982: Citado por León y Suárez 1998] indica que la evapotranspiración representa cerca de las dos terceras partes [2/3] del balance hídrico, es decir

que cerca del 70% anual de la lluvía retorna a la atmósfera por transpiración, interceptación y evaporación directa del agua.

Rosenberg [1974] afirma que el 70% de la lluvía caída sobre la superficie terrestre retorna a la atmósfera por evaporación y/o evapotranspiración., y en las regiones áridas retorna el 90%.

Las tasas de evaporación potencial dependen del poder evaporativo del aire determiando por la temperatura, velocidad del viento, humedad atmosférica, y radíación, las tasas de evapotranspiración real depende de númerosos factores tales como la textura del suelo, conductividad hidráulica, características de la tensión de humedad, profundidad radicular, densidad del cultivo y condiciones atmosféricas entre otras, [Chang, 1974].

El agua neta retenida por la parte aérea se puede conocer medíante los coeficientes de almacenamiento de agua en el dosel. Los coeificientes de almacenamiento están influenciados por la varíabilidad de la vegetación, forma e inserción de las hojas, la duración de las lluvías [cantidad de lluvía, pérdida por evaporación de las hojas] y en menor proporción por la turbulencia atmosférica. La estructura de una plantación perenne puede ser descrita en términos de la capacidad de almacenamiento de agua por el dosel, la cuál es definida como la cantidad de agua foliar en el dosel en condiciones de cero evaporación, cuando la lluvía efectiva y la lluvía externa ha sucedido [Gash y Morton, 1978: Citados por Gash *et al*.1995].

El incremento en las tasas de evaporación y velocidad del viento, está acompañada de una reducción en los coeficientes del almacenamiento de agua en el dosel [Domingo *et al*. 1998; Jiménez y Lhomme, 1994; Klaassen *et al*. 1996; León y Suarez, 1998; Liu, 1997; Ward y Robinson, 1990].

Rosenberg *et al*. [1993: Citados por Burman y Pochop 1994] afirma que el 70% de la precipitación caída sobre la superficie terrestre retorna a la atmósfera por evaporación y/o evapotranspiración.

Los factores que afectan la evapotranspiración son: La cobertura e intensidad de la cobertura en cada sitio y la estructura espacial de las plantas, condiciones locales, entre ellas, el tamaño de los campos, la altitud, la inclinación del terreno, las características de su medio circundante, la advección, la humedad del suelo, la salinidad, la remoción del sombrío, la magnitud del déficit de presión de vapor, la varíación de la energía radíante y la eficiencia de los mecanismos de transporte, el índice de área foliar del dosel, la conductividad estomática, las aperturas en los doseles que permita mayor o menor alcance de la radíación neta [Barradas y Fanjul, 1986; Dealmeida y Finizola, 1985; Doorenbos y Kassan, 1998; Lafleur, 1992; Nizinski *et al*. 1994].

Las medidas de los contenidos de agua en el suelo son necesarias para determinar los balances de agua a nivel de campo, ya que suministran información útil en la evapotranspiración del cultivo, drenaje y varíabilidad de agua en el suelo, Lhone and Eldin [1985; Drissen 1986; Monestiez y Delécolle 1987: Citados por Katerji *et al*. [1998].

En cultivos anuales la diferencia entre la evapotranspiración potencial y la evapotranspiración real será proporcional a la pérdida de producción de biomasa. Frere y Popov [1986] y Legg [1981] establecen que la producción de materia seca está directamente relacionada con la fracción de la

cobertura del suelo y la evapotranspiración potencial [proporcional a la radíación incidente]; la escasez de agua en las plantas directamente reduce los procesos fotosintéticos porque deshidrata el protoplasma provocando una disminución en la capacidad fotosintética, afectando directamente la asimilación de CO_2 .El conocimiento de los flujos de agua en el suelo es un importante componente en la planeación, diseño y manejo de sistemás de cultivo donde la lluvía es escasa y/o altamente varíable.[Salisbury y Ross, 1985; Gregory, 1989: Citados por Soegaard y Boegh, 1995; Chang,1971; McIntyre *et al.*1996].

Cooper *et al*. [1987: Citados por Leuning *et al*. 1994] concluyeron que controlando la evaporación del suelo y la transpiración, a través de prácticas agronómicas, se ofrece una promisoria vía para mejorar los rendimientos bajo condiciones donde la lluvía es limitada y/o altamente varíable.

Veneklaas [1990] realizó estudios de interceptación de lluvía, y nutrimentos en el agua de lavado foliar en dos altitudes de los Andes Colombianos [Santa Rosa, Risaralda] encontrando influencia de la estructura del bosque, composición de la flora epifita y la distribución de la lluvía. Kelliher *et al*. [1992] afirman que la varíación en la transpiración, está influenciada por la nutrición, que afecta la capacidad fotosintética de las plantas, asociada directamente con una baja nutrición nitrogenada. La evapotranspiración sirve como una llave reguladora de los procesos en los ecosistemás, controla la distribución de las plantas y la producción primaria [Vorosmarty *et al*. 1998].

Lima [1979: Citado por León y Suárez 1998] manifiesta que la cantidad y disponibilidad de agua en el suelo es uno de los factores que mayor correlación presenta con el crecimiento forestal.

Númerosos han sido los reportes, donde se concluye que las pérdidas de agua por evapotranspiración para especies forestales, cultivos perennes, y cultivos perennes asociados con especies forestales, son del orden del 40 al 60% de la precipitación [Cook *et al*. 1998; Grelle *et al*.1997; León y Suarez, 1998; Leuning *et al*. 1994; Shaap *et al*. 1997]. La tabla 34 muestra la distribución porcentual de la lluvía efectiva y la escorrentía en tres ecosistemás, [Ramírez y Jaramillo, 1999]

Tabla 34. Distribución porcentual de la lluvía efectiva y la escorrentía en tres ecosistemás, [Ramírez y Jaramillo, 1999]

	Café Sol	**Café bajo sombra [*Inga sp*]**	**Bosque**
Lluvía efectiva	49	49	47
Escorrentía	5	5	5
ETR	45	44	42

Ramírez y Jaramillo [1999] reportan que los diferentes tipos de cobertura en el suelo, como son, café en monocultivo, asociado con guamo [*Inga* sp], o bosque, ejercen una influencia marcada en el comportamiento del agua, donde los tres ecosistemás reciben la misma cantidad de precipitación externa de 3,943 mm durante el periodo de análisis. En el caso de la percolación se observa que el valor máximo de percolación lo presentó el café asociado con guamo con 1,578 mm, seguido del

bosque con 1,563 y el café a libre exposición con 1,485 mm; la consideración anterior podría indicar que el café asociado con guamo retiene más agua en el perfil del suelo, según los análisis de laboratorio las capacidades de almacenamiento para el bosque y el cafetal bajo sombra son muy similares 160 mm y 162 mm respectivamente, entonces entraría a jugar papel importante el efecto de la cobertura en el proceso de retención de agua en el suelo, y la eficiencia en su utilización, tal y como lo plantea Narain *et al*. [1998]. Jaramillo y Chávez [1998] afirman que la modificación en las proporciones de agua interceptada por la vegetación, que en últimas es cambio en la cobertura, originan cambios en las relaciones de balance hídrico.

Imbach *et al*. [1989] reportan valores de evapotranspiración [ET], del 50% de la lluvía externa para un sistema de café [*Coffea arabica* L], con laurel [*Cordía allidora*], y para el sistema *C arabica* con *Erytrina poeppigiana* la evapotranspiración correspondía al 42.2%, diferencias atribuidas principalmente a los diferentes manejos de las copas y características de las hojas.

Eastham *et al*. [1988] encontraron diferencias en evaporación en tres densidades de siembra de eucalipto, donde la evaporación para densidades de 2.150 árboles/ha era de 1.357 mm, para densidades medías de 304 árboles/ha fue de 1.046 mm y densidades bajas de 82 árboles/ha fue de 664 mm, dentro de un mismo periodo de estudio. McIntyre *et al.* [1996] en un estudio de la evapotranspiración en sistemás agroforestales encontraron diferencias en las tasas de evaporación, varíación atribuida principalmente a la diferencia en la expansión del dosel.

Una disminución en la cobertura vegetal se debe manifestar en una reducción de la evapotranspiración y además se debe manifestar en una reducción en la precipitación sobre la región y una alteración de la distribución espacio temporal de la misma, [Poveda y Mesa, 1995].

Los procesos de cambio de humedad son más lentos en un bosque que en una sabana y progresan de arriba hacia abajo, ya que el sistema radicular retarda la infiltración, y el agua penetra en los horizontes profundos hasta después que ha excedido la capacidad de retención de la superficie. [Avenard, 1971: Citados por León y Suárez, 1998]

8.10 Efectos de los cambios de cobertura

Un cambio de cobertura implica cambio en el albedo superficial, cuando se elimina o disminuye una cobertura vegetal, una mayor parte de la energía radíactiva que viene del sol se gasta en calentamiento del aire en lugar de evaporación, produciendo cambio en la nubosidad y en la humedad atmosférica.

El cambio de cobertura trae consigo un cambio un cambio significativo en la rugosidad aerodinámica, cuyo efecto más importante está sobre la turbulencia en la capa límite planetario. La evaporación y los flujos de calor sensible son apreciablemente afectados por la turbulencia (mayor transporte de humedad).

Otro efecto tiene que ver con los suelos y el almacenamiento de agua [cambios en los balances hídricos], efectos sobre las concentraciones de CO_2 y O_3; cambios en los modelos de circulación local. [Poveda y Mesa, 1995]

8.11 El balance hídrico

El balance hídrico se considera un buen indicador del crecimiento y desarrollo de un cultivo. Si la disponibilidad de agua en un cultivo depende de las lluvías y del reabastecimiento de humedad que éstas hacen al suelo, entonces el agua disponible para los cultivos será influenciada por la fluctuación entre precipitación y evapotranspiración potencial, componentes esenciales de un balance hídrico [Poure y Fries, 1987].

La importancia de tener un balance hídrico en una zona determinada radica en que éste nos permite conocer los periodos de déficit y excesos hídricos, herramienta importante en la planeación de obras de infraestructura, siembras y labores culturales de cuál quier tipo de cultivo; diversos autores afirman que los déficit de agua no sólo reducen el rendimiento de los cultivos, sino que también afectan los patrones de crecimiento. [Bland *et. al*. 1996; Chang, 1971; McIntyre *et.al.,* 1996]

El conocimiento de la dinámica del agua en el suelo permite orientar actividades tales como el manejo de cuencas hidrográficas, programás de riego, previsión de producciones, clasificación climática y zonificación de cultivos [Jaramillo y Montoya, 1994].

Dentro de los balances hídricos existen balances hídricos climáticos, balances hídricos para drenaje, balance hídrico para riego potencial y balance hídrico agrícola; hay diferencias entre balances hídricos climáticos y agroclimáticos; en el caso de los balances hídricos climáticos, sólo se pueden considerar dos componentes como la lluvía, que es el elemento que ingresa al sistema y la evapotranspiración potencial y/o la evapotranspiración máxima que es el elemento que sales del sistema y se puede estimar así:

BH = Lluvía – ETP ----------/169/

En donde:
BH = Balance hídrico [mm]
ETP = Evapotranspiración potencial [mm]

Para algún tipo de cultivo se usa la siguiente ecuación:

BH = Lluvía –ETP x Kc ----------/170/

En donde:
BH = Balance hídrico [mm]
ETP = Evapotranspiración Potencial [mm]
Kc = Coeficiente del cultivo (Relación evapotranspiración de cultivo/evapotranspiración de referencia).

Los siguientes conceptos de balance hídrico climático, para drenaje, para riego potencial y agrícola, son presentados por Agudelo y Guarnizo [2003].

8.11.1 Balance hídrico climático

Este balance muestra las condiciones promedías de una zona y se utiliza principalmente para la clasificación climática. Su cálculo se puede resalizar a nivel mensual o decadal.

Se utilizan los valores medios de precipitación y la probabilidad de ocurrencia del 50%. De éste balance se derivan índices como los excesos y déficits hídricos que se utilizan para la clasificación climática según Thornthwaithe. Además el coeficiente ETR/ETP, el cuál determina los períodos de crecimiento considerando que las décadas o meses con ETR/ETP $\geq$ 0.60 son aptos para el desarrollo de los cultivos, auque se hace necesarion estimanr cada coeficientes para cada cultivo y etapa fenológica.

8.11.2 Balance hídrico para drenaje

Los excesos de agua sobre la superficie de los terrenos y en el perfil del suelo, ocurren por diferentes causas: Precipitaciones, inundaciones, limitaciones topográficas, limitaciones edáficas y recargas del agua freática por flujo subterraneo proveniente de las zonas más altas.

Este balance identifica los meses o décadas del año en los cuales por causa de la precipitación se pueden producir excesos que causen dificultades en el desarrollo y crecimiento de los cultivos o en la realización de labores agrícolas. Se utilizan valores de precipitación con una probabilidad del 25%, correspondiente a años húmedos.

De este balance, se derivan índices de déficits y coeficientes ETR/ETP los cuál es podría mostrar situaciones críticas durante los meses secos. Los índices de importancia son los excesos, cuyos valores deben analizarse dependiendo de las condiciones edáficas y topográficas. Este análisis permite ajustar los calendarios de siembra y/o recomendar sistemás de drenaje.

8.11.3 Balance hídrico para riego potencial

Este balance muestra las necesidades potenciales de riego en una zona determinada. Se utilizan valores de precipitación con una probabilidad de ocurrencia del 75%, valores correspondientes a años secos. Los índices de excesos, déficits y ETR/ETP que entrega este balance se utilizan así:

Los excesos: Auque en este balance no son de importancia, sí aportarán información útil de los meses húmedos en caso de llegarse a presentar.

Los déficits*:* A partir de estos valores se efectúa el cálculo de los requerimientos de riego a nivel potencial. Para tener una idea clara de las necesidades de agua al momento de identificar un proyecto, se toman los tres meses o las diez décadas consecutivas de mayor déficit y a partir de estos valores, se calcula el módulo neto de riego para el proyecto respectivo.

8.11.4 Balance hídrico agrícola

En los balances anteriores, la demanda de agua corresponde a la ETP. Para el balance hídrico agrícola, ésta demanda de agua corresponde al uso consuntivo [UC] y se basa en los

requerimientos hídricos de cada cultivo, los cuáles están dados por los coeficientes de transpiración del cultivo y la ETP [Ver el Capítulo 7]:

U.C = Kc x ETP. ----------/171/

Existen balances hídricos agroclimáticos que consideran el comportamiento del agua dentro del perfil del suelo, de acuerdo con sus características físicas, dentro de estas metodologías está el balance hídrico por la metodología de Palmer, que es descrita por Hurtado y Santos, [1992]; y la metodología de Thorthwaite y Mather [1955], modificada por Jaramillo [1982], y que se describe más adelante.

El balance hídrico por la metodología de Thorthwaite y Mather [1955], modificada por Jaramillo, [1982], esta compuesto por los elemementos que se presentan en la tabla 35, y se describen a continucación.

Tabla 35. Formato para el trabajó del balance hídrico

Periodo	LLuvía	ETP	LL-ETP	NA	HA	MH	ETR	DEF	EXC

En donde:
ETP = Evapotranspiración potencial
LL-ETP = Es la diferencia entre la lluvía y la evapotranspiración Potencial
NA = Es el negativo acumulado
HA = Humedad almacenada
MH = Movimiento de humedad
ETR = Evapotranspiración Real
DEF = Déficit hídrico
EXC = Exceso hídrico

Evapotranspiración real (ETR):

Es la cantidad de vapor de agua pérdida por el complejo planta suelo en las condiciones meteorológicas, edáficas y biológicas existentes; incluyendo el tipo de cultivo y su estado de crecimiento y desarrollo. En las condiciones edáficas se incluye el contenido de humedad y la fuerza [presión o tensión] con la que esta humedad es retenida, [Rosenberg, 1974].

Las tasas de evapotranspiración pueden disminuir las tablas de agua en el suelo, disminuyendo su almacenamiento, lo que provoca cambios en los balances de agua [Radersma y Ridder, 1996]. La ETR se estimada a partir del balance hídrico, (Tabla 34).

Almacenamiento de agua en el suelo:

Hace referencia al contenido de agua en el suelo en un periodo determinado, y se puede determinar basados en el valor negativo acumulado de la lluvía menos la evapotranspiración y se puede emplear una función exponencial utilizada en estudios anteriores para el área de influencia de la zona cafetera [Jaramillo, 1982].

El índice de humedad de un suelo [IHS]:

Es la relación entre la ETR y ETP [FAO, 1988], y da una idea del estado de humedad del suelo en un momento determinado. Además es una herramienta importante para definir periodos críticos de déficit hídrico.

Capacidad de almacenamiento del suelo [CA]:

Es la capacidad de almacenamiento de agua por el suelo cuando el suministro de agua es constante, pero sin que se llegue a la saturación, ésta varía, principalmente, con la textura del suelo.

La capacidad de almacenamiento se puede estimar conociendo la humedad gravimetria a capacidad de campo, a puto de marchitez permanente, la densidad aparente del suelo y la profundidad deseada, por lo general se toma la profundidad del cultivo para el cuál quiero conocer su balance hídrico. Si se conocenr los valores de humedad volumetrica de capacidad de campo y punto de marchitez no es necesario multiplicar por la densidad aparente.

Se puede estimar la capacidad de almacenamiento de el suelo a partir de la siguiente expresión matemática [Caramori y Faria, 1987: citados por Gózales y Verá, 1995].

$$CAD = \frac{[(CC - PMP)]x\rho_a xR_x}{100} x10 \text{ ----------/172/}$$

En donde:
CAD = Capacidad de agua disponible [mm]
CC = Capacidad de campo [%]
PMP = Punto de marchitez permanente [%]
ρ_a = Densidad aparente del suelo [$gr.cm^{-3}$]
Rx = Profundidad efectiva radicular o profundidad deseada [cm]

Se dice que un suelo está saturado cuando todos sus poros están llenos de agua. Si se permite que un suelo saturado drene libremente, en este estado se dice que el suelo esta a **capacidad de campo** [C.C], ésta situación es muy favorable para el desarrollo de los cultivos, que encuentra en el suelo agua abundante retenida con una energía que es fácilmente superada por la de succión de las

raíces, al mismo tiempo que el suelo está lo suficientemente aireado para permitir la respiración radicular.

El contenido de agua puede descender por debajo de la capacidad de campo como consecuencia de la evaporación y la transpiración de las planta. La película que rodea a las partículas se hace cada vez más fina y a medida que el contenido de agua disminuye, se hace más difícil la absorción de agua por las raíces, hasta que alcanza un estado denominado **punto de marchitez permanente** [PMP], que se caracteriza porque las plantas absorben el agua del suelo con mucha dificultad y experimentan marchitez irreversible.

La capacidad de campo y el punto de marchitez determinan los límites máximo y mínimo de la humedad del suelo que puede ser utilizada por los cultivos. La cantidad de agua comprendida entre estos dos valores se define como **agua útil [humedad disponible].**

La tabla 36 presenta los rangos de humedad del suelo para capacidad de campo y punto de marchitez permanente de acuerdo a la clase textural.

Tabla 36. Contenidos de humedad del suelo de acuerdo a la clase textural.

Textura de Suelo	Capacidad de Campo [CC]	Punto Marchitez Permanente [PMP]	Humedad Disponible
Arenoso	9%	2%	7%
Arenoso-franco	14%	4%	10%
Franco arenoso-limoso	23%	9%	14%
Franco arenoso + materia orgánica	29%	10%	19%
Franco	34%	12%	22%
Franco-arcilloso	30%	16%	14%
Arcilloso	38%	34%	14%
Arcilloso con buena estructura	50%	30%	20%

8.12 Balance hídrico por método de Thorthnwaite-Mather

- **Déficit climático**: Es la diferencia entre la lluvía y la evapotranspiración potencial, conservando el signo

- **Negativo Acumulado (NA):** Es el acumuldado de déficit climáticos negativos, es necesario conocer la capacidad de almacenamiento del suelo para su cálculo.

  $NA = CA*Ln[HA/CA]$ ----------/173/

  En donde:
  NA = Negativo Acumulado [mm]
  CA = Capacidad de Almacenamiento [mm]
  Ln = Logaritmo Natural
  HA = Humedad Almacenada [mm]

- **Humedad Almacenada (HA):** Cuando el déficit climático es positivo, paso a la humedad almacenada, la humedad almacenada no debe superar a la capacidad de almacenamiento; su cálculo se hace a partir de la siguiente ecuación:

  $HA = CA* \exp^{[-NA/CA]}$----------/174/

  En donde:
  HA = Humedad Almacenada [mm]
  NA = Negativo Acumulado [mm]
  CA = Capacidad de Almacenamiento [mm]
  exp = Exponencial o inverso del logaritmo natural.

- **Movimiento de Humedad (MH):** Es el estado de humedad para un momento determinado, a partir del momento anterior; si estoy calculando el balance hídrico mensual, tomo la humedad almacenada de ese mes y le resto la del mes anterior, y se calcula así:

  $MH_i = HA_i - HA_{i-1}$ ----------/175/
  En donde:
  MH_i = Movimiento de humedad
  HA_i = Humedad almacenada de ese mes
  HA_{i-1} = Humedad almacenada del mes anterior

- **Evapotranspiración Real (ETR):** Hay tres posibilidades de encontrar la evapotranspiración real:

  a) Cuando la humedad almacenada es igual a la capacidad de almacenamiento

  HA = CA la ETR = ETP ----------/176/

  b) Cuando el déficit climático es positivo

  ETR = Lluvía ó ETR = LL – MH ----------/177/

c) Cuando el déficit climático es negativo

ETR = Lluvía + /MH/ ----------/178/

En donde: /MH/ = Valor absoluto del movimiento de humedad.

- **Déficit y Exceso:** Hay deficiencia, si la lluvía en menor a la ETP y la ETR.

Déficit = ETP-ETR ----------/179/

Hay Exceso cuando la HA = CA

Exceso = Déficit climático –MH ----------/180/

8.13 Balance hídrico según Palmer

Igual que en el caso del Thorthnwaithe y Mather, los aportes por agua subterranea o las pérdidas por percolación, no se tienen en cuenta en este caso. Las demandas siempre están dadas por la ETP.

Las pérdidas en almacenamiento del suelo se calculan a una tasa proporcional, dependiendo de la fracción de agua almacenada en el suelo. Estas pérdidas se calculan cuando la lluvía es insuficiente para cubrir la demanda de agua [ETP], la cuál deja un déficit de agua [ETP-P]; entonces a partir de la capacidad total de almacenamiento de agua en el suelo, y el valor correspondiente al mes o decada o periódo anterior [alm.ant.], se calcula la fracción del agua almacenada para multiplicarlo por el déficit y así cubrir parte de dicho déficit.

$$perd.alm. = (ETR - P).\frac{alm.ant}{alm.total}$$ ----------/181/

8.14 Ejemplos

Ejemplo 1: Se presenta un balance hídrico climático para una estación determinada, a nivel mensual, con los siguientes datos.

Precipitación bajo condiciones normales [50%]
ETP
Pérdida de almacenamiento = [ETR-P]*[alm.ant/alm.total]
Almacenamiento = alm.ant-pér.almc.
Evapotranspiración Real [ETR] = Prec.+perd.almc.
Déficit = ETP-ETR

Excesos = [alm.ant. + P - ETP – alm.total], Cuando P>ETP y alm.ant + P > ETR + alm.total. Hay excesos cuando el volúmen de agua almacenada en el suelo supera su capacidad de almacenamiento; por lo tanto el valor por encima de la capacidad de almacenamiento del suelo es el valor de los excesos [Agudelo y Guarnizo, 2003].

P = 48.1
ETP = 84.1
P.alm = 28.2
Alm = 42.5
ETR = 76.3
Defit = 7.8
Exc = 0.0

Ejemplo 2: Para la estación el Jazmín se desea conocer el balance hídrico para el año 1999, por Thorthnwaite y Mather [1955], modificada por Jaramillo [1982]. Vea tabla 37.

Para la granja el Jazmín, en el año de 1999, se presentó periodos de déficit hídrico en los meses de Enero, Febrero, y Marzo con 23mm, 51mm y 52mm respectivamente, y 3mm en el mes de Agosto y periodos de exceso hídrico para los meses de Julio, Septiembre, Octubre, Noviembre y Diciembre con 13mm. 79mm, 110mm, 408mm, 184mm respectivamente.

Tabla 37. Balance hídrico mensual

Estación: El Jazmín **Municipio:** Santa Rosa de Cabal **Año:** 1999
Altitud: 1600 m **Latitud:** 04º55'N **Longitud:** 75º 38'W
Capacidad de almacenamiento del suelo [CA]: 50mm

Periodo	Lluvía mm	ETP mm	LL-ETP mm	NA mm	HA mm	MH mm	ETR mm	DEF mm	EXC mm
Enero	53	110	-57	-57	16	-34	87	23	0
Febrero	40	103	-63	-120	4	-12	52	51	0
Marzo	56	110	-54	-174	2	-2	58	52	0
ril	128	101	27	-27	29	27	101	0	0
Mayo	106	98	8	-15	37	8	98	0	0
Junio	114	101	13	0	50	13	101	0	0
Julio	131	118	13	0	50	0	118	0	13
Agosto	85	104	-19	-19	34	-16	101	3	0
Septiembre	197	102	95	0	50	16	102	0	79
Octubre	206	96	110	0	50	0	96	0	110
Noviembre	500	92	408	0	50	0	92	0	408
Diciembre	290	106	184	0	50	0	106	0	184
Total	**1906**	**1241**					**1112**	**129**	**794**

ETP: evapotranspiración potencial; LL: Lluvía; NA: Negativo Acumulado; HA: Humedad almacenada; MH: Movimiento de humedad, ETR: Evapotranspiración real; DEF: Déficit y EXC: Exceso todos en mm, pulgadas o cm.

Ejemplo 3: Se desea conocer el balance hídrico para una localidad, cuyo suelo tiene una capacidad de campo del 70%, un punto de marchitez permanente del 10%, una densidad aparente de 1 g/cc, a una profundidad de 10 cm.

Aplicando la ecuación de capacidad de almacenamiento se encuentra que la capacidad de almacenameinto de agua de ese suelo a 10 cm de profundidad es

CA = [0.7-0.1]*1*10 = 60 mm

Entonces el balance hídrico sería como esta indicado en la tabla 38.

Se puede entonces afirmar que para esta zona con una lluvía de 1907 mm anuales, con una evapotranspiración potencial de 1241 mm, el déficit hídrico anual es de 121.7 mm, correspondiente a los meses de enero, febrero, marzo y agosto, y un exceso hídrico de 786.7 mm correspondiente a los meses de Septiembre a Diciembre [Figura 52]

Tabla 38. Balance hídrico para el ejemplo 3.

Período	Lluv efec 100% mm	ETP mm	Amáx 60 mm	ETR mm	Exceso mm	Deficit mm	IHS mm
Enero	53.0	110.0	23.2	89.8	0.0	20.2	0.8
Febrero	40.0	103.0	8.1	55.1	0.0	47.9	0.5
Marzo	56.0	110.0	5.0	59.1	0.0	50.9	0.5
Abril	128.0	101.0	32.0	101.0	0.0	0.0	1.0
Mayo	106.0	98.0	40.0	98.0	0.0	0.0	1.0
Junio	114.0	101.0	53.0	101.0	0.0	0.0	1.0
Julio	131.0	118.0	60.0	118.0	6.0	0.0	1.0
Agosto	85.0	104.0	43.7	101.3	0.0	2.7	1.0
Septiembre	197.0	102.0	60.0	102.0	78.7	0.0	1.0
Octubre	206.0	96.0	60.0	96.0	110.0	0.0	1.0
Noviembre	500.0	92.0	60.0	92.0	408.0	0.0	1.0
Diciembre	290.0	106.0	60.0	106.0	184.0	0.0	1.0
TOTAL	**1907.0**	**1241.0**		**1119.3**	**786.7**	**121.7**	

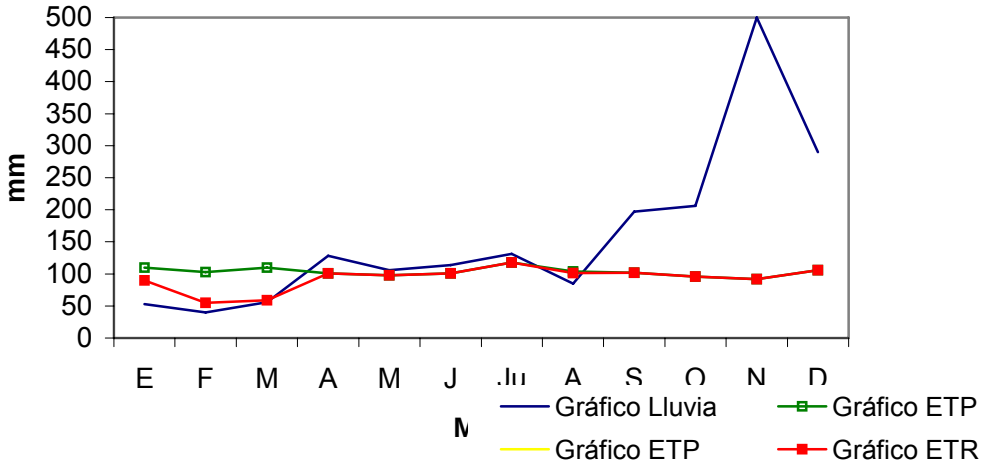


Figura 52. Balance hídrico anual para la finca la María. Ejemplo 3.

Es importante considerar que en este ejercicio no se consideró el concepto de lluvía efectiva.

Aplicando los resultados de lluvía efectiva para el cultivo de plátano, Ramírez *et al.* [2002] calculó el balance hídrico por la metodología de Thorthnwaite y Mather [1955]; modificada por Jaramillo [1982], para 100% de lluvía efectiva y para el porcentaje obtenido en dicho estudio, tomando como información base, la registrada para la estación meteorológica del Sena (Colombia), ubicada en la ciudad de Armenia a 4° 34' Norte y 75° 36' W, a una altura de 1550 msnm. Para el análisis se tomó como información base la lluvía probable al 75% a nivel decadal, Kc promedio de 0.9, y una capacidad de almacenamiento de agua a 40 cm de profundidad de 80 mm, correspondiente a una textura franca, encuentra que con una lluvía probable anual de 1,883 mm al año y sin considerar la lluvía efectiva, un déficit hídrico de 38 mm representado en los meses de Julio a Agosto sin llegar a ser críticos para el cultivo. Si se considera el modelo de lluvía efectiva, el déficit hídrico ascendió a 172.3 mm, siendo crítico para el cultivo desde la segunda década de Julio a la primera década de Septiembre [Figura 53].

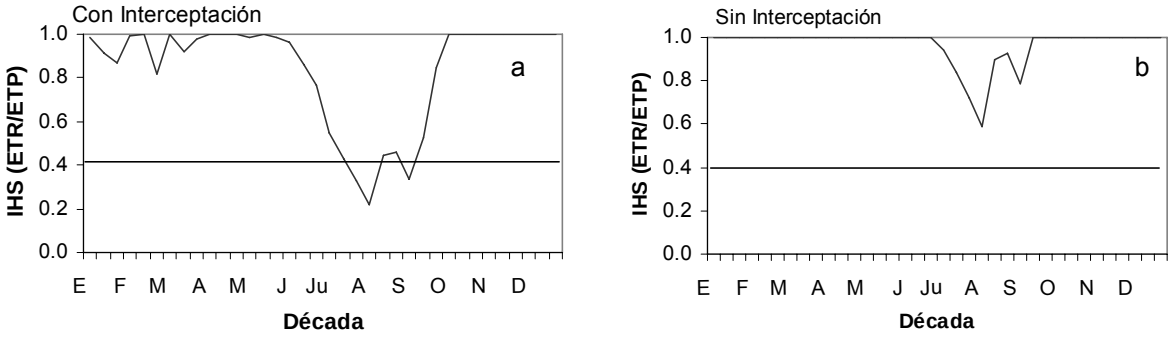


Figura 53. Varíación de la disponibilidad hídrica para el cultivo de plátano: **b.** sin considerar la interceptación por la parte aérea; y **a.** Considerando la lluvía interceptada por la parte aérea. Estación el SENA. Quindío (Colombia), [Ramírez, *et al* 2002].

Otra de las aplicaciones del balance hídrico, se centra en el cálculo de los requerimientos hídricos de los cultivos, bajo diferentes condicones edáficas y altitudinales, un ejemplo de este es el siguiente, en donde se estima los requerimientos hídricos para Colombia de acuerdo a la clase textural del suelo y la altura sobre le nivel del mar, considerando además la edad del cultivo (diferentes niveles de Kc) y de lluvía interceptada por el dosel.

Se puede observar que la disponibilidad hídrica de los cultivos varía de acuerdo con la altura sobre el nivel del mar en donde se encuentren ubicados y al tipo de suelo dominante; es así como para el cultivo de plátano en etapa productiva, considerando un 60% de lluvía efectiva, para un suelo de textura franco arenosa con materia orgánica [F-A+M.O] y un rango altitudinal entre 0 a 500 metros, el valor de lluvía mensual debe ser mínimo 120 mm y máximo 225 mm, también se puede resaltar que el déficit hídrico mensual puede ascender hasta 60mm, sin que tenga efectos sobre los rendimientos.

En etapa vegetativa considerando un 100% de lluvía efectiva, bajo las mismas condiciones de altitud y suelo, los valores de lluvía al mes deben ser mínimo de 25 mm y máximo de 67 mm, pudiendo ascender el déficit hídrico hasta 35mm [Tabla 39].

Tabla 39. Requerimientos hídricos mínimos y máximos para plátano.

Kc	Lle	Textura	Altura	Valor Crítico Lluvía	Valor Crítico Déficit	Lluvía IHS=1	Almacena	ETP	NR	Días sin agua
	[%]		msnm	IHS=0,5 [mm mes^{-1}]	IHS= 0,5 [mm-mes^{-1}]	Exc= 0; Défic= 0 [mmmes^{-1}]	[mm]	[mm. día^{-1}]	[mm]	
1	60	Ar	0-500	120	63	225	77	4.5	38.5	9
1	60	F.Ar	0-500	120	64	225	67	4.5	33.5	7
1	60	F	0-500	100	68	225	88	4.5	44	10
1	60	F.A+MO	0-500	120	60	225	76	4.5	38	8
1	60	FAL	0-500	120	64	225	50	4.5	25	6
1	60	AF	0-500	120	64	225	36	4.5	18	4
1	60	A	0-500	100	66	230	22	4.5	11	2
0.5	100	Ar	0-500	20	37	67	77	4.5	38.5	9
0.5	100	F.Ar	0-500	30	31	67	67	4.5	33.5	7
0.5	100	F	0-500	20	33	67	88	4.5	44	10
0.5	100	F.A+MO	0-500	25	35	67	76	4.5	38	8
0.5	100	FAL	0-500	20	33	66	50	4.5	25	6
0.5	100	AF	0-500	30	36	68	36	4.5	18	4
0.5	100	A	0-500	35	35	69	22	4.5	11	2
0.5	100	Ar	500-1000	20	30	60	77	4.1	38.5	9
0.5	100	F.Ar	500-1000	25	34	62	67	4.1	33.5	8
0.5	100	F	500-1000	25	31	63	88	4.1	44	11
0.5	100	F.A+MO	500-1000	25	29	63	76	4.1	38	9
0.5	100	FAL	500-1000	30	28	63	50	4.1	25	6
0.5	100	AF	500-1000	30	28	63	36	4.1	18	4
0.5	100	A	500-1000	30	32	63	22	4.1	11	3
1	60	Ar	500-1000	110	56	210	77	4.1	38.5	9
1	60	F.Ar	500-1000	110	57	210	67	4.1	33.5	8
1	60	F	500-1000	100	58	210	88	4.1	44	11
1	60	F.A+MO	500-1000	100	67	210	76	4.1	38	9
1	60	FAL	500-1000	100	67	210	50	4.1	25	6
1	60	AF	500-1000	120	55	210	36	4.1	18	4
1	60	A	500-1000	100	55	210	22	4.1	11	3
0.5	100	Ar	1000-1500	20	29	55	77	3.7	38.5	10

0.5	100	F.Ar	1000-1500	26	27	55	67	3.7	33.5	9
0.5	100	F	1000-1500	20	28	55	88	3.7	44	12
0.5	100	F.A+MO	1000-1500	20	29	55	76	3.7	38	10
0.5	100	FAL	1000-1500	25	28	57	50	3.7	25	7
0.5	100	AF	1000-1500	25	31	57	36	3.7	18	5
0.5	100	A	1000-1500	30	26	55	22	3.7	11	3
1	60	Ar	1000-1500	100	52	190	77	3.7	38.5	10
1	60	F.Ar	1000-1500	100	55	187	67	3.7	33.5	9
1	60	F	1000-1500	80	58	187	88	3.7	44	12
1	60	F.A+MO	1000-1500	90	57	187	76	3.7	38	10
1	60	FAL	1000-1500	100	55	190	50	3.7	25	7
1	60	AF	1000-1500	100	51	190	36	3.7	18	5
1	60	A	1000-1500	100	51	190	22	3.7	11	3
0.5	100	Ar	1500-2000	15	27	50	77	3.3	38.5	12
0.5	100	F.Ar	1500-2000	23	25	50	67	3.3	33.5	10
0.5	100	F	1500-2000	15	28	50	88	3.3	44	13
0.5	100	F.A+MO	1500-2000	20	23	50	76	3.3	38	12
0.5	100	FAL	1500-2000	20	25	50	50	3.3	25	8
0.5	100	AF	1500-2000	20	26	50	36	3.3	18	5

Continuación tabla 39……

0.5	100	A	1500-2000	25	26	50	22	3.3	11	3
1	60	Ar	1500-2000	80	53	170	77	3.3	38.5	12
1	60	F.Ar	1500-2000	80	54	167	67	3.3	33.5	10
1	60	F	1500-2000	60	54	167	88	3.3	44	13
1	60	F.A+MO	1500-2000	80	51	167	76	3.3	38	12
1	60	FAL	1500-2000	80	51	167	50	3.3	25	8
1	60	AF	1500-2000	90	48	170	36	3.3	18	5
1	60	A	1500-2000	80	54	170	22	3.3	11	3

A: Arenosos; Ar Arcilloso; F: Franco; L :Limoso, M.O: Materia Orgánica; IHS: índice de Humedad; NR: Nivel de reposición; Exc: Exceso; ETP: Evapotranpiración potencial; Lle: Lluvía efectiva.

En la medida que se asciende en altura sobre el nivel del mar las necesidades hídricas disminuyen, para el caso de cultivos en etapa productiva ubicados en el rango altitudinal entre 1000 a 1500 metros, para un suelo de textura franco arenosa con materia orgánica, los valores de lluvía mensual deben ser mínimo de 90 mm y máximo de 187 mm.

En el caso del cultivo de pastos en etapa productiva, para un suelo de textura franco arenoso con materia orgánica [F.A+M.O] en el rango altitudinal de 0 a 500 metros sobre el nivel del mar, el valor mínimo de lluvía al mes es de 60 mm y máximo de 120 mm, pudiendo el déficit hídrico ascender hasta 46 mm; en etapa vegetativa el requerimiento hídrico mínimo al mes es de 25 mm y máximo de 53 mm, y el déficit hídrico puede alcanzar hasta 19 mm sin que afecte la tasa de crecimiento [Tabla 40]; para las mismás condiciones edáficas y para un cultivo en estado productivo, ubicado en un rango altitudinal entre 1000 y 1500 metros, el valor mínimo de lluvía al mes sería de 50 mm y el máximo sería de 103 mm.

Es importante destacar que los valores críticos de déficit hídrico varían de cuerdo con la clase textural del suelo y la etapa vegetativa del cultivo.

Para un cultivo de lulo, en etapa productiva considerando un 55% de lluvía efectiva, para un suelo de textura franco arenosa con materia orgánica [F.A.+M.O] y en un rango altitudinal entre 1000

a1500 metros, el valor mínimo de lluvía necesario al mes es de 100 mm y el valor máximo de 205 mm, pudiendo el déficit hídrico ascender hasta 51 mm; sin considerar la lluvía que es retenida en la parte aérea del cultivo correspondiente a un cultivo en etapas iniciales de crecimiento, las necesidades mínimás de lluvía son de 60 mm y las máximás de 113 mm; en el rango altitudinal de 1500 a 2000 metros sobre el nivel del mar, para un suelo con igual estructura en etapa productiva el requerimiento hídrico mínimo desciende a 90 mm, y el máximo a 185 mm [Tabla 41].

Para el cultivo de caña en estado adulto y un rango altitudinal de 0 a 500 metros sobre el nivel del mar considerando un 50% de lluvía efectiva y un suelo de textura franca [F] el valor mínima de lluvía al mes de 80 mm y máximo de 180 mm, con un déficit hídrico que puede ascender hasta 44 mm; si se analiza para un rango altitudinal de 500 a 1000 metros sobre el nivel del mar e igual textura la lluvía mínima al mes es de 75 mm y máxima de 160 mm; en el rango altitudinal de 1000 a 1500 metros sobre el nivel del mar el valor mínimo de lluvía mensual es de 60 mm, y el máximo de 160 mm.

Es importante destacar además que en el caso de un suelo de textura arenosa [A] las necesidades hídricas aumentan, es así como en el caso del rango altitudinal de 0 a 500 metros, las necesidades mínimás de lluvía mensual aumentan a 100 mm, y en el rango de 500 a 1000 metros aumentan a 80 mm [Tabla 42].

Buenaventura [1981: Citado por Ramírez 2004] afirma que el cultivo de caña necesita una precipitación anual de 1500 a 1750 mm al año, lo que sería entre 125 y 145 mmmes^{-1}, y considera además qué precipitaciones mayores y/o menores reducen el rendimiento de la caña, pero no hace la distinción para qué tipo de suelo o que rango altitudinal.

Tradicionalmente, la programación de riegos en los cultivos, se hace en forma empírica y casi siempre sin tener en cuenta las relaciones suelo - planta - atmósfera, corriendo el riego de aplicar cantidades superiores a las requeridas o al sometimiento a periodos de déficit de humedad que pueden afectar la producción [Villegas, 1986: Citado por Ramírez, 2004].

Tabla 40. Requerimientos hídricos mínimos y máximos para pasturas.

Kc	Lle	Textura	Altura	Valor Crítico Lluvía	Valor Crítico Déficit	Lluvía IHS=1	Almacena	ETP	NR	Días sin agua
	[%]		Msnm	IHS=0,6 [mm mes^{-1}]	IHS= 0,6 [mm mes^{-1}]	Exc= 0; Défic= 0 [mmmes^{-1}]	[mm]	[mm día^{-1}]	[mm]	
0.9	100	Ar	0-500	60	43	120	77	4.5	38.5	9
0.9	100	F.Ar	0-500	70	52	122	67	4.5	33.5	7
0.9	100	F	0-500	65	45	120	88	4.5	44	10
0.9	100	F.A+MO	0-500	60	46	120	76	4.5	38	8
0.9	100	FAL	0-500	70	42	121	50	4.5	25	6
0.9	100	AF	0-500	70	46	122	36	4.5	18	4
0.9	100	A	0-500	75	51	125	22	4.5	11	2
0.4	100	Ar	0-500	20	20	53	77	4.5	38.5	9
0.4	100	F.Ar	0-500	23	22	52	67	4.5	33.5	7
0.4	100	F	0-500	20	20	54	88	4.5	44	10

0.4	100	F.A+MO	0-500	25	19	53	76	4.5	38	8
0.4	100	FAL	0-500	25	22	53	50	4.5	25	6
0.4	100	AF	0-500	29	19	53	36	4.5	18	4
0.4	100	A	0-500	35	21	53	22	4.5	11	2
0.9	100	Ar	500-1000	58	49	113	77	4.1	38.5	9
0.9	100	F.Ar	500-1000	60	45	110	67	4.1	33.5	8
0.9	100	F	500-1000	55	40	113	88	4.1	44	11
0.9	100	F.A+MO	500-1000	50	48	113	76	4.1	38	9
0.9	100	FAL	500-1000	55	51	110	50	4.1	25	6
0.9	100	AF	500-1000	60	43	113	36	4.1	18	4
0.9	100	A	500-1000	65	46	113	22	4.1	11	3
0.4	100	Ar	500-1000	18	23	50	77	4.1	38.5	9
0.4	100	F.Ar	500-1000	23	18	47	67	4.1	33.5	8
0.4	100	F	500-1000	18	22	47	88	4.1	44	11
0.4	100	F.A+MO	500-1000	20	20	50	76	4.1	38	9
0.4	100	FAL	500-1000	20	22	50	50	4.1	25	6
0.4	100	AF	500-1000	25	18	50	36	4.1	18	4

Continuación tabla 41……

0.4	100	A	500-1000	30	19	50	22	4.1	11	3
0.9	100	Ar	1000-1500	50	42	103	77	3.7	38.5	10
0.9	100	F.Ar	1000-1500	50	42	103	67	3.7	33.5	9
0.9	100	F	1000-1500	50	42	103	88	3.7	44	12
0.9	100	F.A+MO	1000-1500	50	43	103	76	3.7	38	10
0.9	100	FAL	1000-1500	50	46	100	50	3.7	25	7
0.9	100	AF	1000-1500	65	38	103	36	3.7	18	5
0.9	100	A	1000-1500	60	43	103	22	3.7	11	3
0.4	100	Ar	1000-1500	15	19	45	77	3.7	38.5	10
0.4	100	F.Ar	1000-1500	15	18	45	67	3.7	33.5	9
0.4	100	F	1000-1500	15	19	45	88	3.7	44	12
0.4	100	F.A+MO	1000-1500	18	19	45	76	3.7	38	10
0.4	100	FAL	1000-1500	18	20	45	50	3.7	25	7
0.4	100	AF	1000-1500	20	17	45	36	3.7	18	5
0.4	100	A	1000-1500	25	21	43	22	3.7	11	3
0.9	100	Ar	1500-2000	45	37	87	77	3.3	38.5	12
0.9	100	F.Ar	1500-2000	45	40	90	67	3.3	33.5	10
0.9	100	F	1500-2000	45	33	88	88	3.3	44	13
0.9	100	F.A+MO	1500-2000	45	41	90	76	3.3	38	12
0.9	100	FAL	1500-2000	50	39	88	50	3.3	25	8
0.9	100	AF	1500-2000	55	34	88	36	3.3	18	5
0.9	100	A	1500-2000	54	38	90	22	3.3	11	3
0.4	100	Ar	1500-2000	15	17	40	77	3.3	38.5	12
0.4	100	F.Ar	1500-2000	15	18	40	67	3.3	33.5	10
0.4	100	F	1500-2000	16	15	40	88	3.3	44	13
0.4	100	F.A+MO	1500-2000	16	16	40	76	3.3	38	12
0.4	100	FAL	1500-2000	16	16	40	50	3.3	25	8
0.4	100	AF	1500-2000	18	17	40	36	3.3	18	5
0.4	100	A	1500-2000	24	15	40	22	3.3	11	3
0.4	100	Ar	2000-2500	10	16	35	77	3.0	38.5	
0.4	100	F.Ar	2000-2500	10	15	35	67	3.0	33.5	11
0.4	100	F	2000-2500	10	14	35	88	3.0	44	15
0.4	100	F.A+MO	2000-2500	10	15	35	76	3.0	38	13
0.4	100	FAL	2000-2500	15	15	35	50	3.0	25	8
0.4	100	AF	2000-2500	15	15	36	36	3.0	18	6
0.4	100	A	2000-2500	13	13	36	22	3.0	11	4
0.9	100	Ar	2000-2500	40	30	80	77	3.0	38.5	13
0.9	100	F.Ar	2000-2500	40	32	80	67	3.0	33.5	11
0.9	100	F	2000-2500	40	33	80	88	3.0	44	15
0.9	100	F.A+MO	2000-2500	40	35	82	76	3.0	38	13
0.9	100	FAL	2000-2500	45	35	82	50	3.0	25	8
0.9	100	AF	2000-2500	45	34	82	36	3.0	18	6
0.9	100	A	2000-2500	50	34	80	22	3.0	11	4

A: Arenosos; Ar Arcilloso; F: Franco; L :Limoso, M.O: Materia Orgánica; IHS: índice de Humedad; NR: Nivel de reposición; Exc: Exceso; ETP: Evapotranpiración potencial; Lle: Lluvía efectiva.

Estos resultados permiten conocer de una manera más ajustada los niveles críticos de déficit y exceso hídrico de acuerdo a la altura sobre el nivel del mar, la textura del suelo y el estado de desarrollo, que permitirán a la vez evaluar el momento en el cuál los requerimientos hídricos son críticos tanto por déficit como por exceso.

Tabla 41. Requerimientos hídricos mínimos y máximos para Lulo

Kc	Lle	Textura	Altura	Valor Crítico Lluvía	Valor Crítico Déficit	Lluvía IHS=1	Almacena	ETP	NR	Días sin Agua
	[%]		msnm	IHS=0,6 [mm mes^{-1}]	IHS= 0,6 [mm mes^{-1}]	Exc= 0; Défic= 0 [mmmes^{-1}]	[mm]	[mm $día^{-1}$]	[mm]	
1	100	Ar	1000-1500	60	46	112	77	3.7	38.5	10
1	100	F.Ar	1000-1500	60	48	113	67	3.7	33.5	9
1	100	F	1000-1500	60	43	112	88	3.7	44	12
1	100	F.A+MO	1000-1500	60	46	113	76	3.7	38	10
1	100	FAL	1000-1500	65	49	113	50	3.7	25	7
1	100	AF	1000-1500	70	45	113	36	3.7	18	5
1	100	A	1000-1500	70	41	114	22	3.7	11	3
1	55	Ar	1000-1500	100	51	205	77	3.7	38.5	10
1	55	F.Ar	1000-1500	66	55	190	67	3.7	33.5	9
1	55	F	1000-1500	100	49	205	88	3.7	44	12
1	55	F.A+MO	1000-1500	100	51	205	76	3.7	38	10
1	55	FAL	1000-1500	120	46	205	50	3.7	25	7
1	55	AF	1000-1500	120	44	206	36	3.7	18	5
1	55	A	1000-1500	120	45	208	22	3.7	11	3
1	100	Ar	1500-2000	50	43	100	77	3.3	38.5	12
1	100	F.Ar	1500-2000	50	45	100	67	3.3	33.5	10
1	100	F	1500-2000	50	40	100	88	3.3	44	13
1	100	F.A+MO	1500-2000	50	43	100	76	3.3	38	12
1	100	FAL	1500-2000	65	36	101	50	3.3	25	8
1	100	AF	1500-2000	60	42	102	36	3.3	18	5
1	100	A	1500-2000	60	43	102	22	3.3	11	3
1	55	Ar	1500-2000	100	39	185	77	3.3	38.5	12
1	55	F.Ar	1500-2000	90	41	185	67	3.3	33.5	10
1	55	F	1500-2000	90	42	185	88	3.3	44	13
1	55	F.A+MO	1500-2000	90	45	185	76	3.3	38	12
1	55	FAL	1500-2000	80	52	185	50	3.3	25	8
1	55	AF	1500-2000	100	37	185	36	3.3	18	5
1	55	A	1500-2000	100	39	180	22	3.3	11	3
1	100	Ar	2000-2500	45	37	90	77	3.0	38.5	13
1	100	F.Ar	2000-2500	45	39	90	67	3.0	33.5	11
1	100	F	2000-2500	45	35	90	88	3.0	44	15
1	100	F.A+MO	2000-2500	45	37	90	76	3.0	38	13
1	100	FAL	2000-2500	50	35	90	50	3.0	25	8
1	100	AF	2000-2500	55	37	90	36	3.0	18	6
1	100	A	2000-2500	60	33	90	22	3.0	11	4
1	55	Ar	2000-2500	80	36	160	77	3.0	38.5	13
1	55	F.Ar	2000-2500	80	38	160	67	3.0	33.5	11
1	55	F	2000-2500	80	34	160	88	3.0	44	15
1	55	F.A+MO	2000-2500	80	36	160	76	3.0	38	13
1	55	FAL	2000-2500	90	38	160	50	3.0	25	8
1	55	AF	2000-2500	95	41	163	36	3.0	18	6
1	55	A	2000-2500	100	36	168	22	3.0	11	4

A: Arenosos; Ar Arcilloso; F: Franco; L :Limoso, M.O: Materia Orgánica; IHS: índice de Humedad; NR: Nivel de reposición; Exc: Exceso; ETP: Evapotranpiración potencial; Lle: Lluvía efectiva.

Tabla 42. Requerimientos hídricos mínimos y máximos para Caña.

Kc	Lle	Textura	Altura	Vlr Crítico Lluvía	Vlr Crítico Déficit	Lluvía IHS=1	Almacena	ETP	NR	Días sin agua
	[%]		msnm	IHS=0,5	IHS= 0,5	Exc= 0; Défic= 0	[mm]	[mm día^{-1}]	[mm]	40 cm
0.7	50	Ar	0-500	80	47	180	77	4.4	38.5	9
0.7	50	F.Ar	0-500	80	49	180	67	4.4	33.5	8
0.7	50	F	0-500	80	44	180	88	4.4	44	10
0.7	50	F.A+MO	0-500	80	47	180	76	4.4	38	9
0.7	50	FAL	0-500	90	44	180	50	4.4	25	6
0.7	50	AF	0-500	100	46	180	36	4.4	18	4
0.7	50	A	0-500	100	48	180	22	4.4	11	3
0.7	50	Ar	500-1000	80	43	160	77	4.1	38.5	9
0.7	50	F.Ar	500-1000	75	48	160	67	4.1	33.5	8
0.7	50	F	500-1000	75	44	160	88	4.1	44	11
0.7	50	F.A+MO	500-1000	75	46	162	76	4.1	38	9
0.7	50	FAL	500-1000	80	43	162	50	4.1	25	6
0.7	50	AF	500-1000	80	46	162	36	4.1	18	4
0.7	50	A	500-1000	80	46	164	22	4.1	11	3
0.7	50	Ar	1000-1500	60	40	160	77	3.7	38.5	10
0.7	50	F.Ar	1000-1500	60	42	160	67	3.7	33.5	9
0.7	50	F	1000-1500	60	38	160	88	3.7	44	12
0.7	50	F.A+MO	1000-1500	60	40	160	76	3.7	38	10
0.7	50	FAL	1000-1500	70	43	160	50	3.7	25	7
0.7	50	AF	1000-1500	80	36	160	36	3.7	18	5
0.7	50	A	1000-1500	80	38	160	22	3.7	11	3

A: Arenosos; Ar Arcilloso; F: Franco; L :Limoso, M.O: Materia Orgánica; IHS: índice de Humedad; NR: Nivel de reposición; Exc: Exceso; ETP: Evapotranpiración potencial; Lle: Lluvía efectiva.

8.15 Índices Hídricos

Para dar una idea de la disponibilidad efectiva del agua, se han propuesto diversos índices, los cuál es han recibido la denominación genérica de *índices hídricos.* Estos pueden obtenerse por medio de un cociente entre la precipitación media anual y la temperatura media anual o entre la suma de las precipitaciones y la temperatura de cierto periódo. También pueden utilizarse la precipitación y el défcit de saturación de humedad de la atmósfera en un periódo determinado, [Hueveldop *et al.* 1986].

En 1948, Thornthwaithe propuso una metodología que aún es empleada [ver balance hídrico] para evaluar la disponibilidad de agua en función de la precipitación, la temperatura y el tipo de suelo; ésta establece un promedio entre la ganancia de agua por precipitación y la pérdida por evapotranspiración. La evapotranspiración potencial [ETP] se calcula como una función de la temperatura.

Cuando el suelo se satura y la precipitación supera la evapotranspiración potencial, se produce exceso de agua. Cuando la precipitación no es capas de compensar la pérdida de agua por

evapotranspiración, se produce un déficit en el suelo. Con estos parámetros propuso Thornthwaithe los índices que constituyen la base de su clasificación climática. Estos índices son:

Índice de humedad = [Exceso de agua/ ETP anual]*º100 ----------/181/

Índice de aridez = [Deficiencia de agua/ ETP anual]*100 ----------/182/

Con estos dos índices, se obtiene la varíación estaciónal de la disponibilidad hídrica, aplicando el **índice de aridez** a los climás húmedos y el *índice de humedad* a los climas secos. Con ellos se comprueban si existen periódos de deficiencias en climás húmedos, o bien períodos de adecuadas o excesiva agua en los climás secos. Estos dos índices son integrados por Thornthwaithe en el **Índice hídrico***,* el cuál se utiliza para determinar los tipos climáticos de humedad.

$$\text{Indice hidrico} = \frac{(\text{Exceso de agua}) - (60x\text{deficiencia de agua})}{\text{ETP anual}} x100 \text{ ----------/183/}$$

Según Hueveldop *et al.* [1986], el **índice hídrico** calcula el balance de agua para todo el año.

Hargreaves [1977: Citado por Hueveldop et al. [1986] propone un **índice de humedad** [IDH], como una base para su clasificación agroclimática. El índice propuesto, cálculado mensualmente, se obtiene dividiendo la precipitación probable [PP] entre la evapotranspiración potencial [ETP].

IDH = [PP/ETP] ----------/184/

En donde:
PP = Precipitación que se espera se produzca con una probabilidad del 75%
ETP = Evapotranspiración potencial.

Propone el autor un límite para cultivos de 0.33 como mínimo y sugiere una clasificación de tipos climáticos y de aptitud agroclimática en función de los valores del índice de disponibilidad de humedad [IDH] y su frecuencia en el año, [Tabla 43].

Tabla 43. Categorías de humedad según el índice mensual IDH propuesto por Hergreaves.

IDH	Categoría
0.0 a 0.33	Muy deficiente
0.34 a 0.67	Moderadamente deficiente
0.68 a 1.00	Algo deficiente
1.01 a 1.33	Adecuado
1.34 y más	Excesivo

El índice de humedad propuesto por Jaramillo, [1999]:

En el centro nacional de investigaciones de café de Colombia CENICAFË, Jaramillo ha propuesto un ínide de humedad de suelo que es la relación entre la evapotranspiración potencial, el cuál han denominado *ïndice de humedad del suelo [IHS],* y se estima así:

IHS = [ETP/ETR] ----------/185/

En donde:
ETP = Evapotranspiración potencial del periodo analizado [mm]
ETR = Evapotranspiración real del periódo analizado [mm]

El índice de humedad del suelo es un índice que toma valores de cero a uno [0-1], en donde cero es un suelo con alta deficiencia hídrica y 1.0 un suelo con buena disponibilidad de agua, cada cultivo tiene unos valores mínimos y críticos, de acuerdo a Arcila y Jaramillo [2003], es una medida del comportamiento de la humedad del suelo en una región y es producto de las contabilidades hídricas producto del balance hídrico. El índice de humedad, es una varíable que integra la relación suelo-planta-agua-atmósfera. Chang [1974] plantea una relación inversamente proporcional entre la relación ETR/ETP y la relación rendimiento real / rendimiento potencial de los cultivos, o sea que en la medida que la diferencia entre la ETR y la ETP sea mayor, los rendimientos de los cultivos son más bajos y que pueden ser más o menos graves, dependiendo de la etapa fenológica en que se encuentren.

La floración de los cultivos es un proceso que está estrechamente ligado a las condiciones climáticas de cada región, en las zonas tropicales, es un proceso que está determinado por las lluvías, y especialmente por las varíaciones en los IHS; Arcila y Jaramillo [2003] reportan para café que valores de IHS por debajo de 0.8 favorecen la floración y que la interrupción de períodos de deficiencia hídrica moderada a severá [IHS entre 0.6-0.8], induce floraciones de intensidad varíable, mientras más severa sea la deficiencia hídrica [IHS < 0.6], induce floraciones más abundantes y concentradas, pero en la época de llenado de grano, afecta el proceso ocasionando pérdidas parciales o totales de la cosecha.

Cuando no se presentan periodos de déficit hídrico o estos son leves [IHS entre 0.9-1.0], no se presentan floraciones o son dispersas, por lo tanto la cosecha será reducida o nula.

Bibliografía

Agudelo, O.B.y R.E. Guarnizo 2003. *Manejo de Aguas*. En: Memorias del Segundo Curso Nacional de Tecnologías de Cultivo Bajo Riego en Zonas de Ladera; Instituto Nacional de Adecuación de Tierras [inat], Agencia Japonesa de Cooperación Internacional [JICA].119p.

Allen, G.R; S.L. Pereira; D. Raes and M. Smith,. 1998. *Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements.* Food and Agriculture organization of the United Nations. [FAO]. Roma. 300p.

Arcila, P.J.; y R.A. Jaramillo. 2003. *Relación entre la humedad del suelo, la floración y el desarrollo del fruto del cafeto*. Avances técnicos Cenicafé[Colombia].No 311.8p.

Barradas, L.V. y L. Fanjul. 1986. *Microclimatic chacterization of shaded and open-grown coffee [Coffea arabica L] plantations in Mexico*. Agricultural and Forest Meteorology 38 [1-3]: 101-112.

Bidwell, R.G.S., 1979. *Plant Physiology*. New York: MacMillan Publishing Co. Inc. Pages 247-50.

Bonnet, J.A., 1968. *La Ciencia del Suelo*. Colegio de Ingenieros y Agrimensores de Puerto Rico. G.P.O. Apartado 3845, San Juan, P. R. 00936 Paginas 107-124.

Bland, WL; Loew,J.T ; Norman, J.M. 1996. *Evaporation from cranberry*. Agricultural and Forest Meteorology. 81[1-2]: 1-12.

Bruinjzeel, L.A. *Hydrology of moist Tropical forest and effects of conversio*n: A state of knowledge review. UNESCO- Free University Amsterdam. 1990. 224p .

Burman, R.; Pochop, L.O. *Evapotranspiration and Climatic Data: Developments in Atmospheric Sciencie.* 22. University of Wyoming. Laramie. U.S.A. 1994. 278p.

Bustamante, H. 1986. *Potencial del agua del suelo*. Revista de la Facultad de Agronomía Medellín de la Universidad Nacional de Colombia. 39[2]:27-38.

Carbonell, G.J.; Amaya. E.A.; Ortiz, U.B.V.; Torres, A.J.S.; Quintero, D.R. y Isaacs,E. C.E. 2001. *Zonificación Agroecológica para el cultivo de la caña de azúcar en el valle del río Cauca.* Tercera aproximación. Centro de Investigación de la caña de azúcar de Colombia. [Cenicaña]. Cali. Colombia. 59p.

Carlson, T.D.; Constanza, R.M.S.; Séller, J.; Wirenga, P.J. and Brusseau, M.L. 2003. *Intermedíate-Scale Test of the Gas-Phase Partitoning Tracer Method for Measuring Soil-Water Content.* Soil.Sci.Soc.Am.J.67:483-486.

Castañeda, O. A. 199-. *Apuntes de Meteorología y Climatología*. Facultad de Ingenieria Forestal. Universidad del Tolima (Colombia). 80p.

Castillo, R.E.; Arcila, P.J. y Jaramillo, R.A. *Estructura del dosel e interceptación de la radíación solar en Coffea arabica L var Colombia*. Cenicafé 47 [1]: 5-15. 1996.

Chang, J. 1971.*Climate and Agriculture an Ecological Surv*ey. University of Hawaii. Aldine Publishing Company. Chicago. U.S.A. 296p.

Cook, P.G.; Hatton, T.J.; Pidsley, D.; Herczeg, A.L.and Grady, A.O.; Eamus,D. *Water balance of a tropical woodland ecosystem, Northern Australia*: A combination of micro-meteorological soil. Physical and ground water chemical approaches. Journal of Hydrology 210 [1-4]: 161-177. 1998.

De Almeida, A.H.y Finizola, D.D. Evapotranspiraçao potencial en superficies planas horizontal e inclinadas na estaçao Lemos Maia, Una Bahia, por ocasiao dos equinocos e solticios. Revista Theobroma 15 [1]: 32-42. 1985.

Dikes, A.P. 1997. Rainfall interception from a lowland tropical rain forest in Brunei. Journal of Hydrology 200 [1-4]: 260-279. 1997

Diksen, C. and Dasberg, S. 1993. Improved calibration of Time Domain Reflectometry soil water content measurements. Soil Science Soc of Am. J. 57 [3]: 660-667. 1993.

Domingo, F.; Sanchez, G.; Moro, M.J.; Brenner, A.J.; and Puigdefabregas, J. Measurement and modeling of rainfall interception by three semi-arid canopies. Agricultural and Forest Meteorology 91 [3-4]: 275-292. 1998.

Doorembos, J.y Kassan, A.H. *Efecto del Agua sobre el Rendimiento de los Cultivos*. Roma [Italia], FAO 24. 1998. 212p.

Eastham, J.; Rose, C.W.; Cameron, D.M .; Rance, S.J.; and Talsma, T. The Effects of the Spacing on Evaporation an Agroforestry Experiment. Agricultural and Forest Meteorology 42 [4]: 355-368. 1988.

FAO [Food and Agriculture Organisation of the United Nations]. 1988. *Las necesidades de agua de los cultivos*. Roma. 24p

Frere, M. y Popov, G.F. FAO [Food and Agriculture Organisation of the United Nations]. *Pronóstico agrometeorológico del rendimiento de los cultivos*. Estudio FAO producción y protección vegetal. Roma, 73. 1986. 194p.

Frueh, T.W.; Hopmans, W. *Soil moisture calibration of a TDR multilevel probe in Graverly soils*. Soil Science. An Interdisciplinary Approach to soils Research 162 [8]: 554-565. 1997.

Fujieda, M.; Kudoh, T.; de Cicco,V.; and Calvarcho, J.L. Hydrological processes at two subtropical forest catchments: the Serra do Mar, Sao Paulo, Brazil. Journal of Hydrology 196 [1-4]: 26-46. 1997.

Gash., J.C.; Lloyd.,D.C.R. and Lachaud,G. 1995. Estimating sparse forest rainfall interseption with an analytical model. Journal and Hydrology. 1970 [1,4]:79-86.

Giraldo, L. L.G. 1989. *Meteorología. Aplicación especial al Microclima del Bosque.* Universidad Nacional de Colombia. Sede Medellín. Facultad de ciencias agropecuarias. 302p.

Giraldo, J., J.F. 2003. Aspectos hidrológicos y de nutrimentos en cafetales bajo diferentes densidades de sombrío de guamo [Inga edulis Mart]. Tesis de Grado. Universidad de Caldas/Cenicafé.56p.

Goyal, M.R., J. A. Santaella y L.E. Riverá, 1982. *El Tensiómetro: Su Uso, Intalación y Mantenimiento*. Servicio de Extensión Agrícola, Universidad de Puerto Rico, RUM. Páginas 1-17. IA 73 – Serie 1.

Goyal, M.R. 1990. Manejo de Riego por Goteo. Servicio de Extensión Agrícola. Universidad de Puerto Rico, Recineto Universitario de Mayagüez. Mayagüez. Puerto Rico. 517p.

Gómez, G. L.; Guzmán, M., O. 1995. Relación empírica entre la radíación global y el brillo solar en el área de cenicafé, Chinchiná, Caldas. Cenicafé 46[4]:205-218.

Gómez, A.A. Erosión en cafetales bajo diferentes sístemás de manejo. Avances técnicos. Cenicafé [19]: 23-28. 1972.

Gómez, M. O.F. 2000. Efecto del estrés hídrico sobre la actividad fotosintética en la planta de café [Coffea arabica L. cv. Colombia]. Cenicafé. 69 p. Tesis [Ingeniero Agrónomo]. Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias Agropecuarias, Programa de Ingeniería Agronómica.

Gónzalez., O.H., Verá., A.A. 1995. Balance hídrico para el cultivo del manzano. 2do Simposio Internacional sobre el Manzano. Manizales, Caldas[Colombia]. Memorias:181-198.

Gónzalez., O.H. 1996. Métodos empíricos para el cálculo de la evapotranspiración potencial [ETP]. Universiad de Caldas. Facultad de Ciencias Agropecuarias. Programa de Agronomía. Manizales [Colombia].3p

Glossary of Soil and Water Terms, 1967. Special Publication SP-04-67. St. Joseph, Michigan. American Society of Agricultural Engineers.

Glossary of Soil Science Terms, 1979. Soil Science Society of America. 677 South Segoe Road. Madison, Wisconsin 53711, USA.

Grimm, U. y Fassbender, H.W. 1981. Ciclos bioquímicos en un ecosistema forestal de los Andes Occidentales de Venezuela. III. Ciclo hidrológico y translocación de elementos químicos con el agua. Turrialba. 31[2]: 89-99.

Grelle, A.; Lundberg, A.; Lindroth, A.S.; Moren, S.; Cienciala, E. Evaporation components of a boreal forest: varíations during the growing season. Journal of Hydrology 197 [1-4]: 70-87. 1997.

Haman, Z.D. 2004. Evapotrasnpiracion: Potential or Refereence? University of Florida. IFAS-Estensión. http://edis.ifas.ufl.edu/AE256.

Harmsen, W.E., Parsiani, H.; Torres, M. 2003. Evaluation of Severál Dielectric Mixing Models for Estimating Soil Moisture Content in Sand, Loam and Clay Soils. ASAE Annual International Meeting Sponsored by ASAE Las Vegas, Nevada , USA July 26-30. 12p.

Heimovara, T.J. 1993. Design of Triple-Wire Time Dominain Reflectometry Probes in Practice and Theory. Soil.Sci.Soc.Am.J.57:1410-1417.

Heuveldop, J.; Tasies P. J.; Quiros, C.S.y Espinoza, P.L. 1986. *Agroclimatología Tropical*. Editorial universidad estatal a distancia. San José. Costa Rica. 377p.

Hillel, D., 1982. *Introduction to Soil Physics*. New York: Academic Press, Inc.

Hillel, D. 1977. *Soil and Water, Physical Principles and Processes*. Academic Press. New York (USA).288p.

Hillel, D.1998. Enviromental Soil Physics. Academic Press. New York(USA).771p

Huber, A.W. y Oyarzun, C.E. Varíaciones anuales en precipitación, escurrimiento e interceptación en un bosque adulto de Pinus radíata. Turrialba 40 [4]: 503-508. 1990.

Huber, A.W.; Oyarzun, C.E. Redistribución de las precipitaciones en un bosque siempre verde del sur de Chile. Turrialba 42 [2]: 192-199. 1992.

Hurtado, G. y Santos B., L.F. 1992. *Agrometeorología aplicada a la adecuación de tierras.* Instituto Colombiano de hidrología, meteorología y adecuación de tierras-HIMAT. Subdirección de hidrología y meteorología, división de meteorología, sección de agrometeorología y aplicaciones. Santa Fé de Bogotá. 67p.

Imbach, A.C.; Fassbender, H.W.; Beer, J.; Borel, R.y Bonnemann, A. 1989. Sistemás agroforestales de café [Coffea arabica L] con laurel [Cordía alliodora] y café con poró [Erytrina poeppigiana] en Turrialba Costa Rica. W. Balances Hídricos e Ingreso de Lluvías y Lixivíación de elementos nutritivos. Turrialba 39 [3]: 401-414.

Israelsen, O. W. y V. E. Hansen, 1964. *Principios y Aplicaciones del Riego.* Editorial Revelté, S, A. Barcelona, Buenos Aires, Mexico.

Jaramillo, R.A. 1982 .Balance hídrico de la zona cafetera colombiana. Cenicafé 33[1]: 15-34.

Jaramillo, R.A.; GÓMEZ, G.L. Microclima en cafetales a libre exposición solar y bajo sombrío. Cenicafé 40 [3]: 69-79. 1989.

Jaramillo, R.A. 1996. Sistema agua-suelo-planta-atmósfera. Manuscrito. Cenicafé. [Colombia]: 6p.

Jaramillo, R. A.; Chávez, C.B. 1998. Interceptación de la lluvía en un Bosque y en plantaciones de café [Coffea arábica L]. Cenicafé 49 [2]: 129-135.

Jaramillo, R. A.; Chávez, C.B. 1999. Aspectos hidrológicos en un Bosque y en plantaciones de café [Coffea arabica L] a libre exposición solar y bajo sombrío. V^{to} Congreso Colombiano de Meteorología.Santafé de Bogotá. Marzo 23-25.

Jensen, M.E.; Burman, R.D.; Allen, R.G. 1990. [Eds]. *Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements.* ASCE. Manuals and reports on engineering practice. No 70. New York. 331p.

Jiménez, O.F.; Lhomme, J.P. 1994 Rainfall interception and radíation regime in a plantain canopy. Fruits 49 [2]: 133-139..

Leon., S.T.; Suarez.,C.A. 1998. Efectos de las plantaciones forestales sobre el suelo y el agua. Serie técnica. No 40.158p. santafé de Bogotá.

Lafleur, M.P. 1992. Energy balance and evapotranspiration from a subartic forest. Agricultural and Forest Meteorology 58 [3-4]: 163-175.

Leeg, B.J. 1981. Aerial Environnment and crop growth. Mathematical and Plant Physiology. [Rose D.A; Charles-Edwards Eds]. Academy press London: 129-149.

Leib, G. B.; Jabro, J. D.; Matthews, R. G. 2003. Field Evaluation and Performance Comparison

Leuning, R.; Condon, A.G.; Dunin, F.X.; Zeling, S.; and Denmead, O.T. 1994. Rainfall interception and evaporation from soil below a wheat canopy. Agricultural and Forest Meteorology 67[3-4]: 221-238.

Liu, S. 1997. A new model for the prediction of rainfall interception in forest canopies. Ecological Modelling 99[2-3]: 151-159.

Lloyd, C.R.; Gash, J.H.C.; Shuttleworth, W.J. 1998. The measurement and modelling of rainfall interception by Amazonian rain Forest. Agricultural and Forest Meteorology 43 [3-4]: 277-294.

Lugo López, M.A., 1953. *Moisture Relationship of Puerto Rico Soils*. Technical Paper No. 9. Agricultural Experiment Station, University of Puerto Rico, Río Piedras, Puerto Rico.

Merva, E. G. 1995. *Physical Principles of the Plant Biosystem*. Michigan State University. East Lansing, Michigan. The Society for engieneering in agricultural, food, and biological systems [ASAE]. 272p.

McIntyre, B.D.; Riha, S.J.; Ong, C.K. 1996. Light interception and evapotranspiration in hedgerow agroforestry systems. Agricultural and Forest Meteorology 81 [1-2]: 31-40.

Muñoz, C.R. 2004. Field Devices for Monitoring Soil Water Content. University of Florida. IFAS EXTENTION.16p.

Narain.,P.;Sinch.,R.K.;SindwaL., N.S.;Joshe.,P. 1998. Water and water use efficiency of different land uses in western Himalaya valley region. Agricultural and Water Management. 37[3]:225-240.

Neto, D.D.; Van Lier, Q.J. 1993. Estimativa do armazenamento de agua no sólo para realiçao de balanço hidrico. Revista Brasileira Ciencia do Suelo, Campinas 17 [1]: 9-15.

Nissen, J.H.; Ferre, A.P.; Moldrup, P. 2003. Time Domain Reflectometry Developments in Soil Science: I. Unbalanced Two-Rod Probe Spatial Sensitivity and Sampling Volume. Soil Science. 168(2):77-83

Nizinski, J; Morand, D; and Fournier, CH. 1994. Actual evapotranspiration of a thorn scrub with Acacia tortilis and Balanites aegiptiaca [North Senegal]. Agricultural and Forest Meteorology 72 [1-2]: 93-111.

Noi, Y., 1967. *Relaciones Suelo-Agua*. Servicio de Extensión Agrícola, Israel, Departamento de Capacitación para el Extranjero, Israel.

Persson, M.; and Harady, S. 2003. Estimating Water Content from Eléctrical Conductivity Measurement with Short Time-Domain Reflectometry Probes. Soil Sci. Soc. Am. J. 67:478-482.

Poore, M.E.D.; Fries, C. 1987. Efectos ecológicos de los eucaliptos. Estudio FAO 59. Roma. 106p.

Poveda., J. G.;Mesa.,S.O.1995. Efectos hidrológicos de la deforestación. Energética. Revista de estudios energéticos, Facultad de Minas. Universidad Nacional de Colombia. Medellin 16:91-102.

Radersma, S. y Ridder, N. 1996. Computed evapotranspiration of annual and perennial crops at different and spatial scales using published parameter values. Agricultural Water Management. 31[1-2]: 17-34.

Ramírez, B.V.H.; Jaramillo, R.A. 1999. Varíación de los componentes hídricos en un bosque y en cafetales a libre exposición y bajo sombra. Cenicafé. 18p.

Ramírez, B. V.H.; Arias, C. L.M.; Morales, F.L.F. 2002. La interceptación de la lluvía componente negativo en la disponibilidad hídrica del cultivo de plátano [Musa acuminata]. *Boletín de investigaciones de Unisarc*. 1[1]: 2-6

Ramírez, B.V.H.; Salinas,C.A.; Echeverry,C.A. 2003. Interceptación y lluvía efectiva en plantaciones de Lulo [Solanum quitoense lam], Caña [Sacharum officinarum L], Maíz [Zea maíz L] y Yuca [Manihot sculenta L]. *Boletín de Investigaciones de Unisarc*. 1[2]:2-5.

Ramírez, B.V.H. 2004. Requerimientos hídricos para los cultivos de pasto, plátano, caña y lulo deacuerdo a la altura sobre el nivel del mar, y la clase textural del suelo. *Boletín de investigaciones de Unisarc*. 2[1]:9-18.

Ramírez, B. V.H. 2006. Avances en la medición de la humead del suelo *in situ*. *Boletín de investigaciones de Unisarc*. 4[1]:27-34.

Redman, D.; Galagedara, L.; Parking, G. 2003. Measuring Soil Water Content with the Ground Penetrating Radar Surface Reflectivity Method: Effects os Spatial Varíability. ASAE Annual Internationa Meeting, Las Vegas, Nevada, USA. 9p.

Ren, T.; Oschsner, T.E.; Horton, R. Ju, Z.2003. Heat-pulse Method for Soil Water Content Measurement: Influence of the Specific Heat of the Soil Solids. Soil.Sci.Soc.Am.J.67:1631-1634.

Ritchie, J,T. 1972. Model for predicting evaporation a row crop with incomplete cover. Water Resources Research. 8 [5]: 1024-1213.

Rosenberg, J.N. 1974. *Microclimate the Biological Environment*. Agricultural meteorology section. University of Nebrasca A willey-Interscience publication. Pg159-194.

Running, W.S. and Coughlan C.J. 1988. A general model of forest ecosystem processes for regional applications: Hydrologic balance, canopy gas exchange and primary production processes. Ecological Modelling, 42:125-154.

Rutter, A.J. 1975. *Studies in the water relations of Pinus Sylvestris in plantation conditions: Measurements of rainfall and interception*. Imperial College, London. S.W. 191-203p.

Rutter, A.J.; Kershaw, K.A.; P.C.; Robins,P.C.; Morton, A.J. 1971/72. A predictive model of rainfall interception in forests, derivation of the model from observation in a plantation of corsican pine. Agricultural Meteorology. 9: 367-384.

Rutter, A.J. 1975. *The Hydrological Cycle in Vegetation*. In: Vegetation and the Atmosphere. [J.L. Monteith. Ed.] Academic press London. Vol.1. 278p.

Schaap, M.G.; Bouten, W. and Vertraten, J.M. 1997. Forest floor water content dynamics in Douglas fir Stand. Journal of Hydrology 201 [1-4]: 267-283.

Snyder, V. 2005. *Infiltracion de agua en suelos*. Apuntes de clase. Universidad de Puerto Rico. 8p.

Soegaard, H. and Boegh, E. 1995. Estimation of evapotranspiration from a millet crop in the Sahel combining sap flow, leaf area index and eddy correlation technique. Journal of Hydrology 166 [3-4]: 265-282.

Stark, J. P. 1999. A General Heat Dissipation Sensor Calibration Equation and Estimation of Soil Water Content. Soil Science. 164(9): 655-661.

Starr, C.G.; Lowery, B.; Cooley, E.T. 2000. Soil Water Content Determination Using a Network Analyzer and Coaxial Probe. Soil Sci. Soc. Am. J. 64:867-872

Tarara, M.J.; Ham, M.J. 1997. Measuring Soil Water Content in the Laboratory and Field with Dual-Probe Heat-Capacity Sensors. Agronomy Journal. 89(4):535-542.

Tsegaye, T.D.; Tadesse, W.: Coleman, L T.; Jackson, J.T.; Tewolde, H. 2004. Calibration and modification of Impedance probe for near surface soil moisture measurements. Canadían Journal of Soils Science.84:237-243.

Thorne, D. W. and M. D. Thorne, 1979. *Soil Water and Crop Production*. AVI Publishing Company, Inc. Wesport, Connecticut.

Veldkamp, E.; O'Brien, J.J. 2000. Calibration of a Frequency Dominain Reflectometry for Humid Tropical Soils of Volcanic Origin. Soil.Sci.Soc.Am.J.64:1549-1553.

Veneklaas, E. 1990. Rainfall interception and aboveground nutrient fluxes in Colombian montane tropical rain forest. University of Utrecht. [The Netherlands]. 105p. [Thesis PhD.].

Vorosmarty, C.J.; Federer, C.A.; Sholoss, A.L. 1998. Potential evaporation functions compared on Vs watersheds: Possible implications for global-scale water balance and terrestrial ecosystem modeling. Journal of Hydrology 207 [3-4]: 147-169.

Walter, I.A., Allen, G. R., Elliot, R., Itenfisu, D., Brown, P., Jensen, M.E, Mecham, B., Howell, T.A., Snyder, R., Eching, S., Spofford, T., Hattendorf, M., Martin, D., Cuenca, R.H., and Wright, J.L. 2002. *The ASCE Standardized Reference Evapotranspiration Equation.* Enviromental and Water Resources Institute of the American Society of Civil Engineers. Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committee. July.9. ASCE/EWRI.57p.

Ward, R.C.; Robinson, M. 1990. *Principles of Hydrology*. McGraw Hill. International Edition. 365p.

Western Fertilizer Hand Book, 1980. Sixth Edition. California Fertilizer Association. 2222Watt Avenue, Sacramento, California 95825.

Wildman, W.E. and K. D. Gowans, 1978. *Soil Physical Environment and How it Affects Plant Production.* Leaflet 2280. Division of Agricultural Sciences, University of California.

Withers, B. and S. Vipond, 1980. *Irrigation: Design and Practice*. Ithaca, NY Cornell University Press.

Xiong, L.; Guo, S. 1999. A two parameter monthly water balance model and its applications. Journal of Hydrology 216 [1-2]: 111-123.

Capítulo 9

GENERALIDADES SOBRE EL MACROCLIMA EN COLOMBIA

El clima es el conjunto fluctuante de las condiciones atmosféricas, el cuál se caracteriza por los estados y evoluciones del tiempo en un lugar o región determinado, o en el planeta entero, durante un periodo de tiempo relativamente largo. El clima de la tierra depende del equilibrio radíactivo que está controlado por factores radíactivos forzantes, por factores determinantes y por la interacción entre los diferentes componentes del sistema climático [Pabón, 1998: Citado por Montealegre, 2000].

La radíación solar es el combustible que pone en movimiento la máquina atmosférica y junto con el efecto invernadero son los forzantes del clima de mayor trascendencia. Los factores determinantes del clima se refieren a las condiciones físicas y geográficas que son relativamente constantes en el tiempo y en el espacio y que influyen en el clima en aspectos relacionados con la transferencia de energía y calor. Los de mayor importancia son la latitud, la elevación y la distancia al mar [Montealegre, 2000].

Las regiones andinas de Colombia además de estar influidas macroclimáticamente por la Zona de Confluencia Intertropical [ZCIT], determinante de los periodos secos y húmedos en el transcurso del año, están fuertemente influenciadas por los eventos cálidos y fríos del océano Pacífico [El "Niño" y La "Niña"]. A continuación se hace una breve descripción del efecto sobre Colombia [Jaramillo *et al.* 1999].

9.1 La Zona de confluencia intertropical

La circulación atmosférica y los grandes sistemás sinópticos a nivel mundíal se mueven dentro de un esquema termodinámico en el cuál se registra la propagación y difusión de las propiedades características de la atmósfera, tanto espacial como temporalmente, con la tendencia hacia el balance energético integrado a través de la atmósfera. En especial, como resultado de ello sobre nuestras latitudes, aparecen las circulaciones confluyentes frecuentemente concentradoras de masas de aire, las cuál es de manera destacada se constituyen en reguladoras del tiempo y el clima de nuestro país [León *et al.* 2000].

El esquema de la Zona de Confluencia Intertropical [ZCIT] está definido como una estrecha banda zonal de vigorosa convección, que se manifiesta por el desarrollo de cúmulos, ampliamente confirmado medíante el uso de las imágenes de satélite, y señala la convergencia entre el aire de los hemisferios norte y sur [figura 54]. En la ZCIT los vientos Alisios del Noreste que se originan como un flujo alrededor de las altas del Atlántico Norte se reúnen con los vientos alisios del Sureste generados como un flujo alrededor de las altas del Pacífico Sur y Atlántico Sur. El flujo proveniente de la alta del Pacífico Sur rutinariamente cruza el ecuador y se recurva hacia el Oriente, en tales casos se conocen como los suroestes u oestes ecuatoriales. La penetración de este aire depende de la época del año y de la localización de la alta del Pacífico Sur. Debido al flujo

convergente, la ZCIT es la zona de máxima nubosidad y lluvía. Las observaciones indican que dentro de la ZCIT, la precipitación excede grandemente la humedad suministrada por la evaporación desde el océano, situado por debajo de ella.

Así pues, gran parte del vapor necesario para mantener la convección en la ZCIT debe ser suministrado por el flujo convergente de los vientos tropicales del Este [Alisios] en la baja tropósfera: de esta forma, el flujo a gran escala proporciona el calor latente necesario para la convección, y el calentamiento convectivo produce a su vez el campo de presión a gran escala que mantiene el flujo de bajo nivel.

En realidad, la ZCIT sobre los océanos rara vez aparece como una larga banda continua de nubosidad convectiva compacta y casi nunca se encuentra centrada en el ecuador. Más bien consiste en un número de distintos conglomerados de nubes con escalas del orden de los cientos de kilómetros, que están separadas por regiones de cielos relativamente despejados [Figura 54]. La intensidad de la ZCIT es también muy variable, tanto en el espacio como en el tiempo. La Zona de Confluencia Intertropical se mueve latitudinalmente, siguiendo el desplazamiento aparente del sol con respectro a la Tierra, con un retraso aproximado de dos meses.

Sobre Colombia y áreas vecinas, el segmento del océano Pacífico oriental alcanza su posición extrema meridional en los 2 grados de latitud norte entre enero y febrero, mientras que en diciembre está un poco más al norte, pero esta posición extrema puede alcanzar los 5 grados de latitud sur, durante eventos El Niño-Oscilación del Sur el segmento continental aparece fraccionado e independiente del anterior y se ubica entre los 5 y 10 grados de latitud sur. Entre Marzo y Mayo el segmento del Pacífico se mueve hacia el norte y su posición cerca de la costa está entre 2 y 7 grados de latitud norte; la rama continental se conecta entre Marzo y Abril con el segmento del océano Atlántico formando un sólo sistema que se ubica entre los 5 grados de latitud sur y 1 grado de latitud norte al Oriente del país; estos dos segmentos se unen a través de conglomerados convectivos no muy bien organizados sobre la región Andina.

Entre junio y agosto el segmento del Pacífico, al inició del período, se localiza en los 8 grados de latitud norte y al final del período en los 10 grados de latitud norte, penetrando a la región Caribe; el segmento continental presenta una inclinación Suroeste-Noreste sobre el Oriente del territorio nacional, desplazándose también hacia el norte y pasando del Ecuador a los 8 grados de latitud norte.

Entre septiembre y noviembre el segmento del Pacífico comienza su desplazamiento hacia el sur y se registran posiciones desde 11 a 7 grados de latitud norte; la rama continental también inicia su recorrido hacia el sur, moviéndose de los 8 grados de latitud norte al Ecuador sobre la Orinoquía y Amazonía, perdiendo lentamente la inclinación hasta casi coincidir con las líneas de los paralelos; en este caso también los dos segmentos de la ZCIT se conectan por medio de conglomerados convectivos. A su paso por las distintas regiones la ZCIT va determinando las temporadas lluviosas en Colombia. Información suministrada por la Subdirección de Meteorología del [IDEAM 2000; León *et al.* 2000]

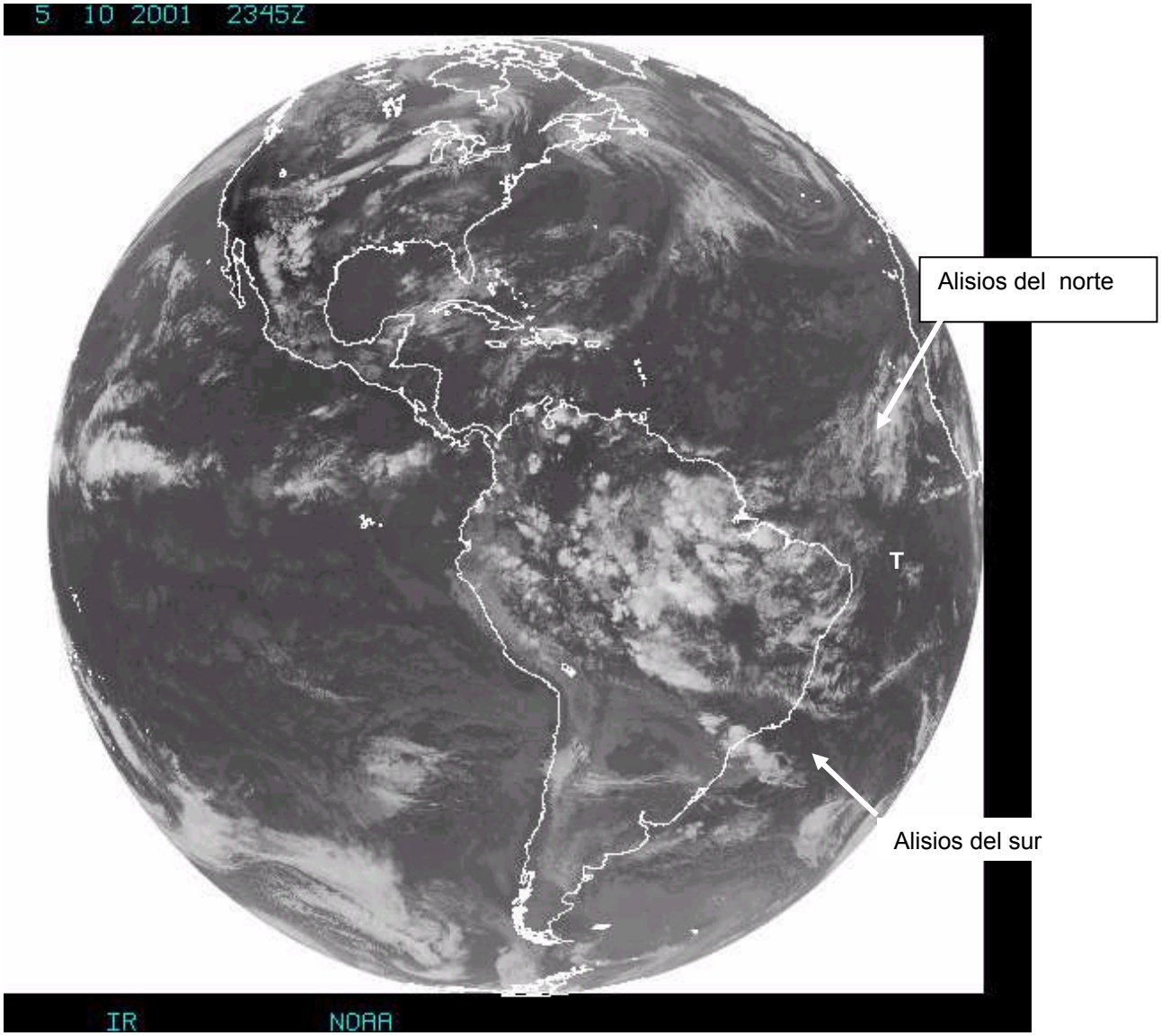


Figura 54. Imagen satelital, donde se puede apreciar la Zona de confluencia intertropical [www.goes.noaa.gov].

9.2 Los vientos alisios

Los vientos alisios soplan en casi todas las regiones tropicales que se extienden entre los cinturones de altas presiónes subtropicales y las bajas presiónes ecuatoriales. En el hemisferio norte el aire que se dirige hacia el Ecuador es desvíado hacia la derecha por fuerzas de Coriolisis y forma los Alisios de noreste. De la misma manera, en el hemisferio sur, la desvíación hacia la izquierda forma los alisios del sureste. Estos vientos pueden varíar de dirección por efectos locales de topografía y rozamiento; sin embargo los alisios son conocidos por su persistencia y regularidad [León *et.al*. 2000].

9.3 Los eventos cálidos y fríos del pacífico [Niño Y Niña]

9.3.1 Reseña histórica

En algunos años y por la época de navidad los pescadores del Perú y Ecuador observaban un calentamiento de las aguas costeras del océano Pacífico y un cambio en la dirección de las corrientes lo cuál les afectaba la pesca y producía alteraciones en el ciclo de las lluvías de la costa suramericana [Wallace y Vogel 1994: Citados por Jaramillo, 1999]. Este fenómeno fue inicialmente llamado "El Niño" y posteriormente "El Niño-Oscilación del Sur [ENOS]" por hacer parte de la circulación atmosférica del Océano Pacífico Tropical. Más recientemente se usa el término Evento Cálido del Pacífico, pero las tres denominaciones son equivalentes [Jaramiilo, 1999]

9.3.2 Definición del evento

El evento cálido del Pacífico es una alteración del sistema Océano-Atmósfera en el Pacífico Tropical que conduce a modificaciones importantes en el tiempo atmosférico alrededor de la tierra. La componente atmosférica de este evento está dada por el "Índice de Oscilación del Sur [IOS]" que indica la diferencia normalizada de las anomalías de la presión atmosférica entre Tahiti - Polinesia Francesa [18°S, 150°W] y Darwin -Australia [12°, 131 E]. La componente aceánica está representada en el comportamiento de la temperatura del agua del océano con respectro al valor medio normal [Philander, 1990: Citados por Jaramillo, 1999; Guzman y Baldion, 1997].

Cuando el valor del IOS es negativo y la temperatura del agua es mayor a su valor normal en 0.4°C están dadas las condiciones favorables para la ocurrencia del Evento Cálido del Pacífico [Trenberth, 1997: Citado por Jaramillo, 1999].

El inició del fenómeno coincide con el calentamiento del mar en el Pacífico Oriental y la aparición de aguas cálidas en la costa occidental de Suramerica hacia finales del año. Así mismo, su ocurrencia está unida a una reducción de los vientos Alisios del sureste en el Pacífico Central, lo cuál hace que las aguas acumuladas en el Pacífico Occidental tiendan a regresarse hacia el este [Costas del Ecuador, Perú Y Chile] las cuál es ocasionan un aumento del nivel del mar y una profundización de la termoclima zona de transición entre aguas cálidas superficiales y frías profundas [Andrade y Seller, 1988: Citados por Guzman y Baldión, 1997].

9.3.3 Episodios fríos en el pacífico tropical [la niña]

Se conoce como la niña, cuando las temperaturas del océano Pacífico son más frías que lo normal. Estos episodios fríos, que algunas veces se han referido como La Niña, se caracterizan por bajas presiones sobre indonesia y noreste de Australia y por presiones mayores de lo normal sobre el este del pacífico tropical. Estos patrones de presión están asociados con un intercambio con los vientos cercanos a la superficie del este sobre el centro y este del pacífico ecuatorial.

Durante el fenómeno frío [La Niña] los patrones de precipitación en el trópico y la circulación atmosférica se alteran. Las aguas frías anormales en la zona central ecuatorial dan un ascenso a las

nubes, suprimiéndolas, generando disminicion de la lluvía en esa región, especialmente durante el invierno del hemisferio norte y las estaciónes de primaverá. Al mismo tiempo, la lluvía se aumenta sobre Indonesia, Malasia y el Norte de Australia. La circulación normal que pasa durante el invierno y la primaverá, con características de aire ascendente, nubosidad y lluvía sobre la región de Indonesia y el Pacífico Oeste, y hundimiento del aire sobre el pacífico este, porque es más fuerte de lo normal.

Por los estudios de los episodios fríos del pasado los científicos han descubierto patrones anormales de precipitación y temperatura que son altamente consistentes de un episodio a otro. Salidas significantes de lo normal son mostradas de un episodio a otro.

Durante los episodios fríos, la disminución de la temperatura en el pacífico central ecuatorial, actúa inhibiendo la formación de lluvías produciendo nubes sobre esa región.

Las sequías bajo condiciones normales durante los episodios fríos son observadas a lo largo de la costa Oeste de Sur América Tropical, y a latitudes subtropicales de Norte América y Sur América [Extremo Sur de Brasil a Argentina Central], durante su respectiva estación de invierno.

En las latitudes medías, el sistema de baja presión es más débil de lo normal en la región del golfo de Alaska, durante el episodio frío en invierno. Esto favorece el crecimiento de aire frío normal hacia el oeste de Canadá, el cuál con frecuencia penetra dentro del Norte y el Oeste de los Estados Unidos. El Sudeste de los Estados Unidos, por otra parte empieza a calentarse y secarse.

Los patrones de anomalías durante el episodio tienden a persistir por varios meses [Centro del Pronóstico del Clima, 2002]

9.3.4 Descripción del sistema normal océano atmósfera

En condiciones normales, sin presencia del evento cálido, los fuertes vientos alisios soplan sobre el Océano Pacífico tropical desde las costas Suramericanas hacia el continente Asiático llevando son sigo aguas calientes superficiales hacia las costas de Australia, Indonesia y Filipinas. Allí el nivel y la temperatura de la superficie del mar son superiores a los que se observan en las costas de Suramerica y pueden alcanzar diferencias de 50 cm y 8°C, respectivamente. En estas condiciones, en el Asia el aire es húmedo y Caliente, la presión atmosférica es baja y la temperatura del agua del mar es alta, ocasionando las tormentas tropicales [abundantes lluvías]; mientras que en Suramérica el aire es frío y seco, la presión atmosférica es alta y la temperatura del agua del océano es baja, dando como resultado que gran parte de la costa suramericana sea seca [Wallace y Vogel, 1994: Citados por Jaramillo, 1999].

9.3.5 Descripción del sistema océano atmósfera durante el evento

Con la presencia del Evento del Cálido del Pacífico, el patrón de comportamiento normal del sistema océano-atmósfera se invierte: La presión atmosférica en el extremo oeste del Pacífico [Asia] es alta, los vientos alisios de debilitan [las regiones occidental y central del Océano Pacífico no reciben su efecto] y se origina una depresión de la termoclina [capa que divide el agua cálida de la superficie con el agua fría de la profundidad] en el oriente y una elevación de la termoclima en el oeste del pacífico; es decir, las aguas cálidas de Océano fluyen hacia Sur-America y con ellas las intensas lluvías o tormentas tropicales de gran incidencia en el Ecuador y Perú; en tanto que en el

continente Asiático se propicien intensas sequías [Wallace y Vogel, 1994: Citados por Jaramillo, 1999].

Estas varíaciones son causadas por el efecto balancín que se presenta en la presión atmosférica. Cuando la presión es alta en el sector del Pacífico Centro Oriental, disminuye en la parte occidental y viceversa. Este efecto es conocido como la Oscilación del Sur y se fijan parámetros medíante el índice ENOS [IOS], el cuál es obtenido de las diferencias normalizadas de la presión atmosférica entre Tahití y Darwin. Las fases negativas del IOS [Figura 55], corresponde a calentamientos de la superficie del Pacífico tropical en el sector central y Oriental. Con la ayuda del IOS es posible identificar "los episodios El niño ocurridos" en los últimos cien años [Guzmán y Baldión, 1999; Montealegre, 2000].

Se ha encontrado que el ENOS dura entre 6 y 18 meses con una frecuencia que varía entre 2 y 10 años [Philander, 1983: Citado por Guzmán y Baldión, 1997]. En la figura 56 se pueden observar los cambios de temperatura del océano bajo condiciones normales y bajo condiciones de "niño".

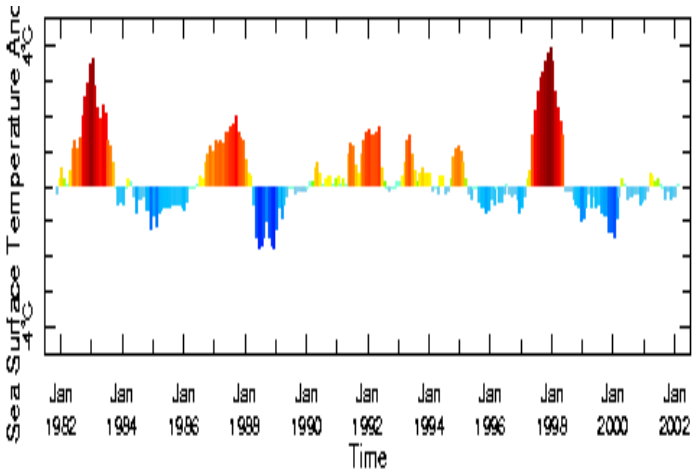


Figura 55. Secuencia de los valores del índice de Oscilación del sur para el periodo 1982-2002 [IRI, 2002].

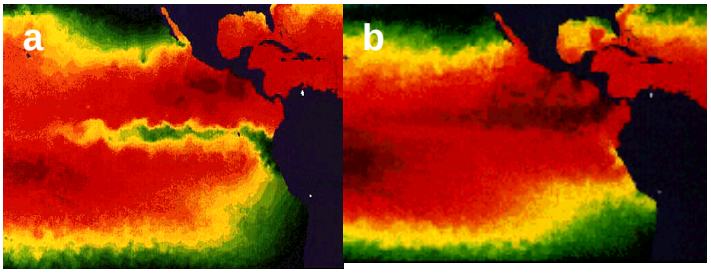


Figura 56. Varíación de la temperatura del océano pacífico **a.** condiciones normales **b.** Bajo fenómeno del "niño" [IRI, 2002].

Vientos fuertes del Sudeste [Flecha roja], prevalecientes a lo largo de la costa sur del Ecuador y Perú. Estos vientos, que soplan durante condiciones normales y años Niño, arrastran el agua a la

superficie del nor-oeste causando frío y agua rica en nutrientes [Flecha azul oscuro, subiendo a lo largo de la costa este del pacífico, figura 57].

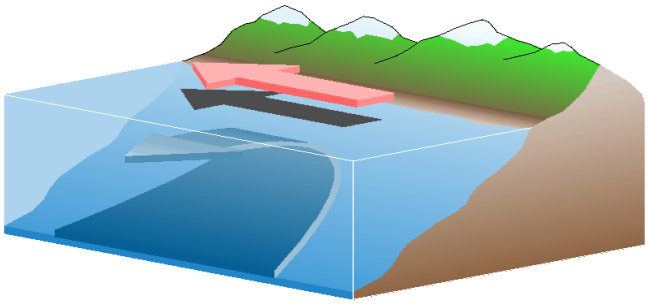


Figura 57. Comportamiento del océano y la termoclina bajo condiciones normales [IRI, 2002].

La figura 58, es una imagen de satelite que muestra las concetraciones de clorofila en las costas suramericanas bajo condiciones normales, lo que favorece la riqueza en la pesca en estas costas. La figura 59 muestra cómo los cambios en la temperatura del océano por el fenómeno del "Niño", afectan los vientos alisios. Los colores rojos indican la distribución de la temperatura de la superficie del océano, en la figura de abajo [b] se puede observar como la temperatura del océano hacia la costa de Sur América aumenta bajo fenómeno Niño [Mes de Noviembre de 1982], y en la parte superior de la figura para el mismo periodo pero para un mes frío [Noviembre de 1988]. Se nota además como las lluvías tropicales son suprimidas entretanto la temperatura de la superficie del océano es menor, cerca de 80°F [Colores azules].

A nivel mundíal se han reportado entre otros: una correlación positiva entre el SOI y la precipitación de invierno en Estados Unidos [McCabe y Dettinger, 1999]; fuerte asociación lineal entre el flujo del río Ganges en Indía y el ENSO con el 50% de las inundaciones debido al fenómeno de "La Niña" [Witaker *et al*. 2001]; Cambios en el régimen de precipitación en Turkía [Kahya y Karabork, 2001]; 30% de la varíación de la precipitación en primaverá debido al el ENSO en Europa [Lloid y Sauders, 2002]; Amazonas, Congo y Centro América experimentan sequías en "El Niño", Argentina, Perú y el Este de África Inundaciones [Curtis *et al*. 2001]; En el Nor-Este Argentino un 30% de la varíabilidad climática es debida al el ENSO, durante "El Niño" los eventos fríos extremos en este país son inhibidos [Rusticucci y Vargas, 2002].

9.4 Efectos del evento cálido sobre el territorio colombiano

La afectación del régimen de las lluvías por la fase cálida del ciclo [El Niño] no sigue un patrón común, ni ha sido el mismo durante su ocurrencia en los últimos 5 eventos documentados. Por el contrario es diferencial a lo largo y ancho del territorio colombiano. [Montealegre, 1996; Poveda y Mesa; 1996; Pabón y Montealegre, 1997: citados por Montealegre y Pabón, 2000]

Se ha establecido medíante análisis de la información histórica, que los ciclos relacionados con el Niño-La Niña Oscilación del Sur, afectan de manera importante la temperatura del aire y la precipitación en Colombia. Se ha hecho evidente el incremento de la temperatura del aire durante las horas del día en la región pacífica y en los valles interandinos; haciéndose también significativo la disminución de la temperatura del aire en las horas de la madrugada, lo cuál propicia el

desarrollo del fenómeno de las heladas en los altiplanos y en las elevaciones montañosas superiores a 2500 metros [Montealegre y Pabón, 2000].

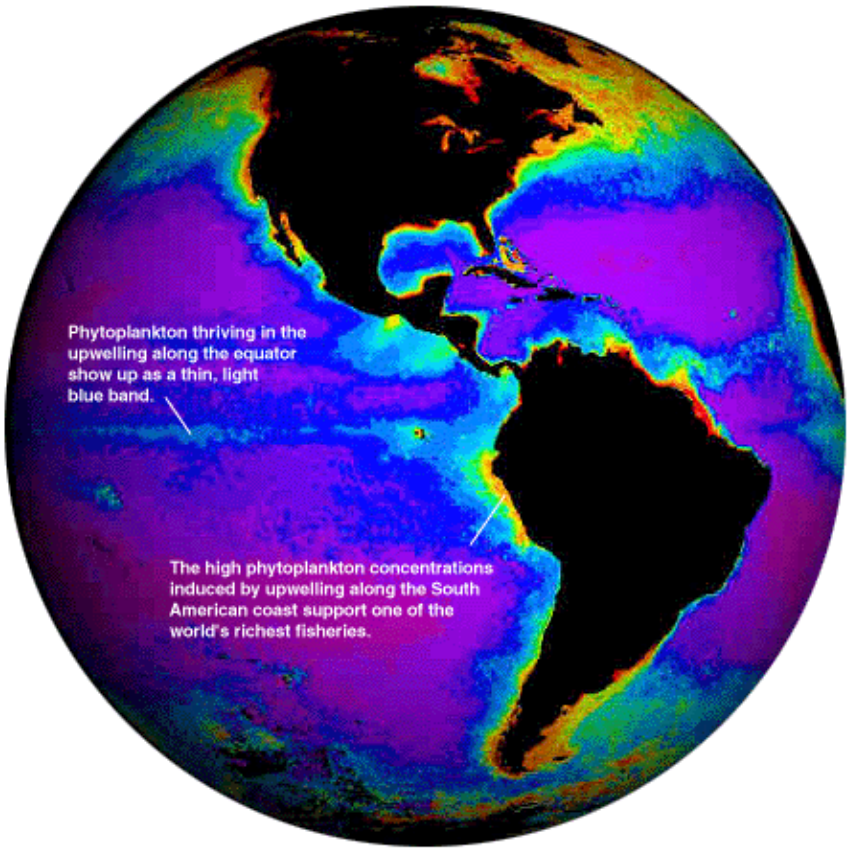


Figura 58. Esta imagen de satélite representa las condiciones promedio para varios años. Muestra la concentración de clorofila sobre las capas del océano, cuyas altas concentraciones indicadas por los colores brillantes. La clorofila es producida por el Phytoplankton, [Image courtesy of Gene Carl Feldman, NASA, Goddard Space Flight Center, citado por IRI, 2002].

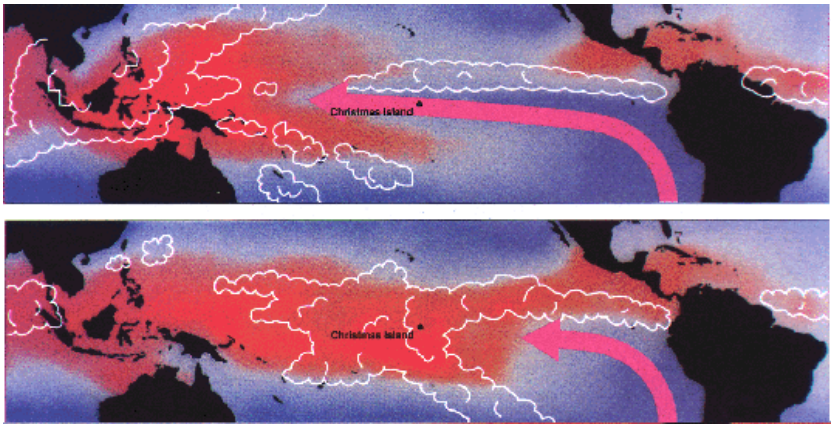


Figura 59. Efecto del calentamiento del océano pacífico sobre la incidencia de los vientos alisios [IRI, 2002].

En Colombia el ENOS ha causado inundaciones en tumaco y abundantes lluvías en Buenaventura; reducción de lluvías en el sector Sur-occidental y nor-occidental, sabana de Bogotá, Zona Andina y Regiones del Caribe, así como marcadas sequías en el área del Urabá y el departamento del Cesar [Barrerop y Jaramillo, 1990; Hemriquez, 1994; Pabón, 1990; Zeam, 1986: Citados por Guzmán y Baldión 1997; Montealgre y Pabón, 2000].

En marcado contraste con lo que sucede en la zona Andina y el Caribe, para el evento cálido, las lluvías son más abundantes de lo tradicional en el sur de la región pacífica, en el Suroocidente de la Amazonía Colombiana y en algunas áreas del Piedemente Llanero [Montealegre y Pabón, 2000]

El ENOS en Colombia produce efectos que tienen duración de tres años seguidos [Henriquez 1996: Citado por Jaramillo, 1999]. A medíados del primer año se registran excesos de lluvía en los llanos Orientales y deficiencias en la región Andina y en la Costa Atlántica. En el segundo año en la fase activa de "El Niño" la deficiencia de lluvías se generaliza en la región Andina y en la Costa Atlántica. En el tercer año [fase final] la tendencia es la de presentarse lluvías por encima de lo normal [Jaramillo, 1999].

En la zona cafetera se manifiesta con una reducción de lluvía anual, y se acentúan los periodos secos, y los lluviosos reciben menos agua de lo normal. De los once eventos cálidos ocurridos entre 1951 y 1993 se observó que en los episodios leves a moderados se tuvieron disminuciones entre el 8 y el 18%, en los eventos fuertes de 8 a 24% y en el muy fuerte, ocurrido en el período 1991-1992, la lluvia se redujo entre un 8 y 15% [Guzmán y Baldión, 1997].

El Evento cálido del Pacífico incide en la actividad socioeconómica de algunas regiones de Colombia y su impacto se hace evidente sobre los ecosistemás marinos [menores poblaciones de fitoplancton y Zooplancton, menor volumen de pesca], los ecosistemás terrestres [incendios forestales, déficit de humedad en el suelo, deslizamientos], el transporte fluvial, el sector hidroeléctrico, en el agua para consumo humano y salud de la población, [Jaramillo, 1999].

9.5 Efectos del evento frío sobre el territorio colombiano

Los eventos fríos del Pacífico "La Niña", también tiene efectos directos en las condiciones climáticas colombianas. Para el caso de Colombia se ha podido determinar que los eventos fríos causan, sobre el segundo semestre del primer año y en el primer trimestre del segundo año, y en el primer trimestre del segundo año abundantes precipitaciones que superan los promedios históricos, particularmente en la región Andina, Caribe y Pacífica [IDEAM, 1998: Citado por Guzmán y Baldión, 1999; Montealegre y Pabón, 2000].

Guzmán y Baldión [1999] han clasificado la ocurrencia de los Eventos fríos en leves a moderados y fuertes de acuerdo a la ocurrencia de las lluvías. Como leves a moderados, se destaca el episodio de los años 1964, que no tuvo ninguna influencia sobre la lluvía. Para el de 1995-1996 la tendencia generalizada estuvo hacia un aumento de las lluvías. Sin embargo en 1995 estuvo más localizado, en comparación con los valores históricos, con aumentos en los valores de lluvia entre 5 y 29% para el primer año y 7 a 33% para el segundo, en comparación con los valores históricos. Los más fuertes correspondieron a los años de 1955 y 1977, cuando aproximada mente la mitad de la región

en estudio registró volúmenes entre 30 y 58% por encima de lo normal, para un análisis de serie histórica de 46 años.
Ramírez y Gómez [2005] reportan, para diferentes localidades del departamento de Risaralda, un efecto directo de los fenómenos tanto cálidos como fríos sobre el balance hídrico; por ejemplo: reportan que en el año "Niña", se presentaron aumentos hasta de 5 veces en los excesos hídricos, con respecto a los ocurridos en un año sin influencia de fenómeno atmosférico alguno [Tablas 44 y 45].

Tabla 44. Efectos del fenómeno cálido y frío del Pacífico sobre el balance hídrico para diferentes localidades del departamento de Risaralda-(Colombia), ubicadas sobre la Vertiente Oriental de la Cordillera Occidental, [Ramírez y Gómez, 2005].

Estación	Año Niña 1999		Año Niño 1997		Año Niño 1992		Año Normal 2001	
	Exceso mm	Déficit mm	Exceso mm	Déficit mm	Exceso mm	Déficit mm	Exceso mm	Déficit mm
Ospirma	412.2	12.7	82.2	277.1	25.1	335.7	136.4	171.7
Buenos Aires	451.3	16.1	161.6	260.1	32.1	313.3	164.4	238.4
La Oriental	994.8	0.0	199.7	284.8	107.8	231.1	172.0	220.3
El Barranco	603.6	15.3	92.9	275.4	0.0	246.9	0.0	452.0
La Elvira	920.9	44.5	---	---	75.8	565.1	220.7	171.7
La Tribuna	689.6	15.6	242.8	192.4	6.0	176.9	369.9	215.9
Ingenio Risaralda	113.7	80.3	113.7	380.3	0.0	541.4	----	----

Tabla 45. Efectos del fenómeno cálido y frío del Pacífico sobre el balance hídrico para diferentes localidades del departamento de Risaralda-(Colombia), ubicadas sobre la Vertiente Occidental de la Cordillera Central [Ramírez y Gómez, 2005].

Estación	Año Niña 1999		Año Niño 1997		Año Niño 1992		Año Normal 2001	
	Exceso mm	Déficit mm	Exceso mm	Déficit mm	Exceso mm	Déficit mm	Exceso mm	Déficit mm
El Jazmín	1082.7	0.0	551.0	109.4	164.0	49.7	463.2	43.6
El Bosque	1329.9	0.0	681.7	130.9	288.1	105.5	68.7	652.4
Los Cambulos	385.9	61.9	23.1	480.5	0.0	374.5	124.3	195.1
La Catalina	1120.9	28.4	246.8	181.5	49.8	209.5	426.0	106.8
El Cedral	1203.8	30.1	----	-----	133.1	130.8	485.1	115.0

La tabla 46 se presenta la ubicación de las estaciones. Para la vertiente occidental de la cordillera Central, los mismos autores observaron que el año Niño de 1992, fue más fuerte que el del año Niño de 1997, con aumentos hasta de 2.5 veces en los déficit hídricos con relación a un año "normal" como el 2001; se reportan casos como el del municipio de Pereira (estación Los Cámbulos), en donde el déficit hídrico para el año 1992 y 1997 fue de 374.5 mm y 480.5 mm respectivamente respecto al año 2001 que fue de 195.1 mm. Resaltan el hecho de que el año Niña

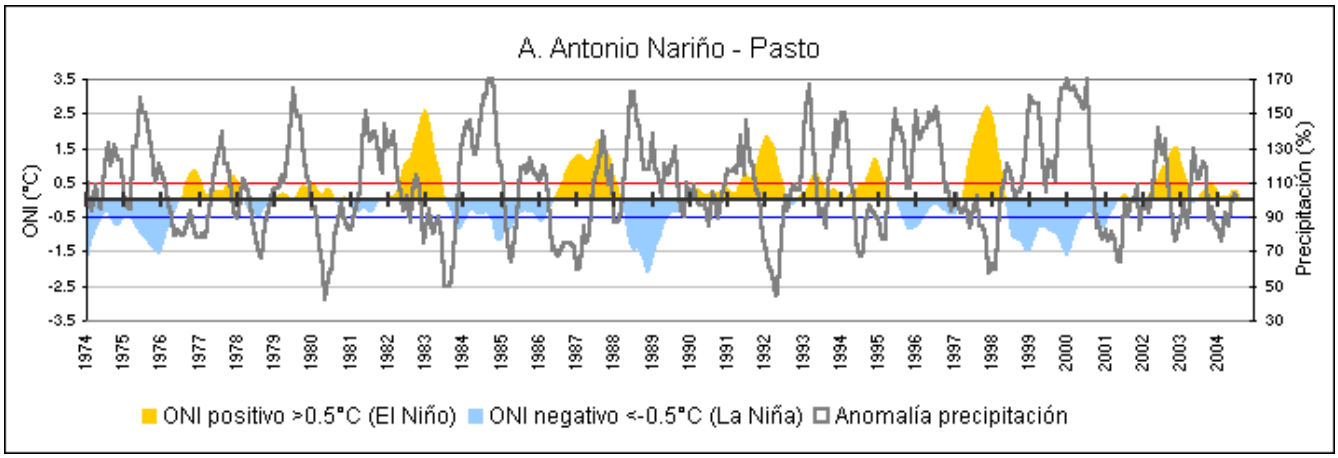
fue más fuerte para esta vertiente occidental de la cordillera Central, demostrando ademas el efecto topoclimatico.

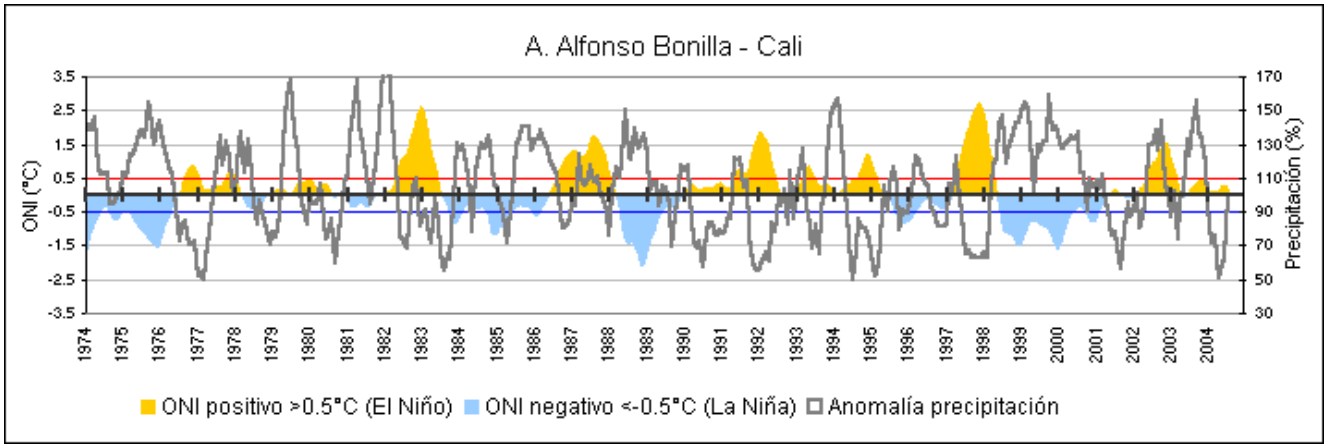
Tabla 46. Ubicación de las estaciónes meteorológicas reportadas en las tablas 45 y 46. Pertenecientes a la red meteorologica de la Federación Nacional de Cafeteros de Colombia [Ramírez y Gómez, 2005].

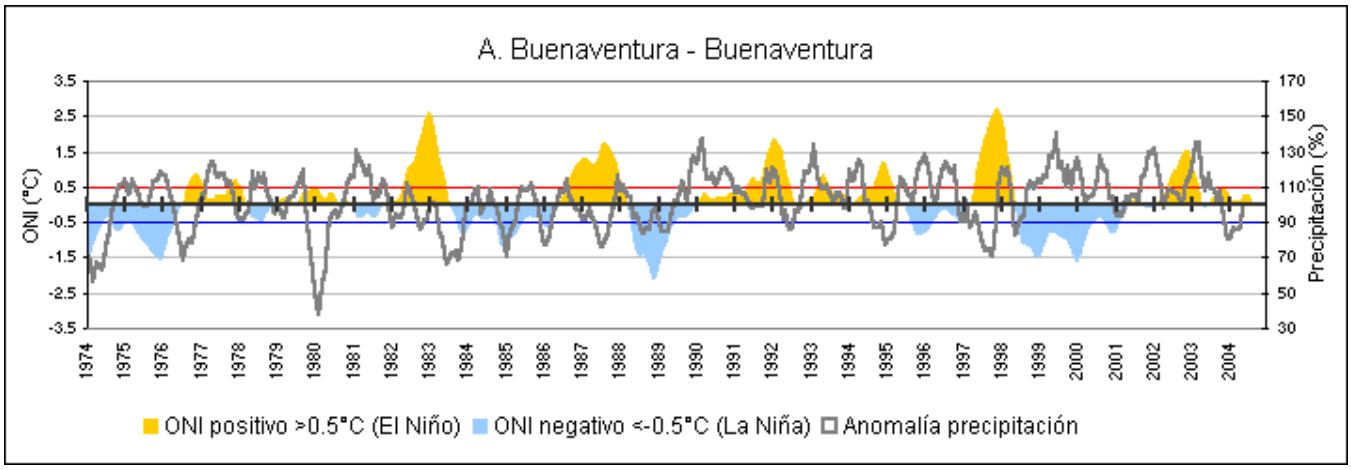
Estación	Municipio	Latitud	Longitud	Altitud m	Cordillera	Vertiente
El Jazmín	Santa Rosa	4°55 N	75°38 w	1600	Central	Occidental
El Cedral	Pereira	4°42 N	75°32 w	2120	Central	Occidental
La Catalina	Pereira	4°45 N	75° 45 w	1350	Central	Occidental
Los Cámbulos	Pareira	4°49 N	75°50 w	1240	Central	Occidental
El Bosque	Dosquebradas	4°50 N	75°41 w	1450	Central	Occidental
Ingenio Risaralda	Balboa	4°55 N	75°54 w	900	Occidental	Oriental
La Tribuna	Balboa	4°57 N	75°57 w	1500	Occidental	Oriental
La Oriental	Quinchía	5°22 N	75°43 w	1630	Occidental	Oriental
Ospirma	Guática	5°20 N	75°49 w	1680	Occidental	Oriental
Buenos Aires	Guatica	5°19 N	75°49 w	1750	Occidental	Oriental
El Barranco	Mistrató	5°20 N	75° 53 w	1580	Occidental	Oriental
La Elvira	Belén de Umbría	5°12N	75° 52 w	1520	Occidental	Oriental

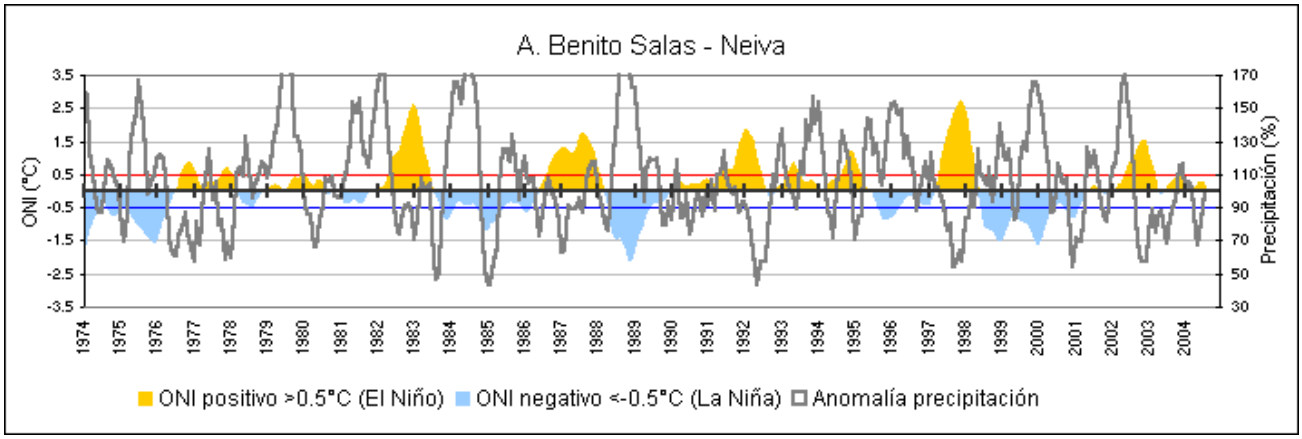
En Colombia, el IDEAM [2004] reporta en diferentes puntos de la geografia nacional, una alta relación entre los fenómenos fríos y cálidos del pacífico y la distribución de las lluvías. Analizando lluvías desde 1974 a 2003, cidudades como Pasto, Cali, Buenaventura, Neiva, Pereira presentan una fuerte influencia de dicho fenómeno, y ciudades como Santa Marta, Leticia presenta influencias menores, Villavicencio, presenta una leve influencia en algunos episodios [Figuras 60 y 61].

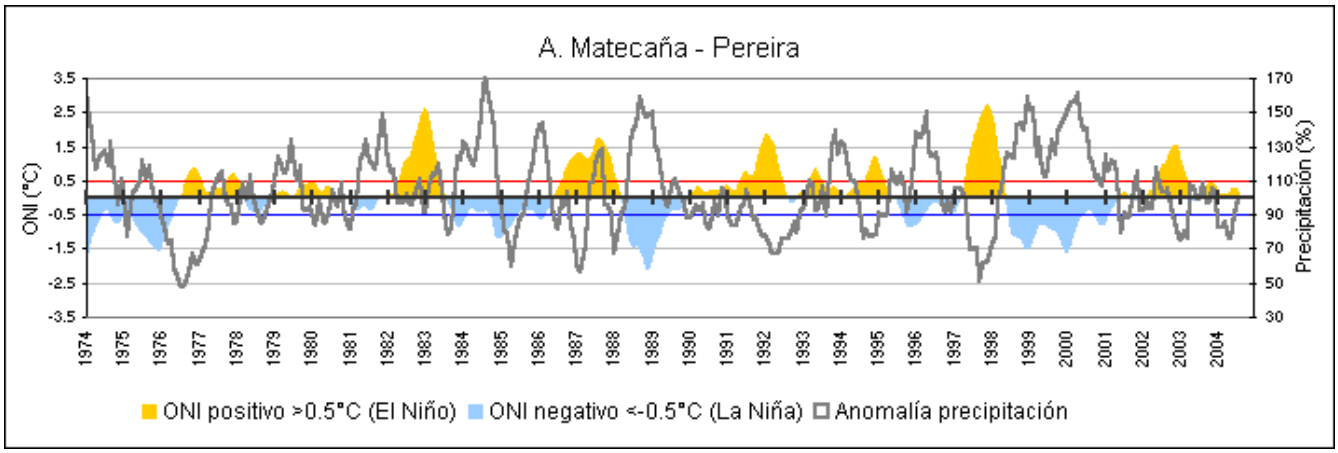
Figura 60. Diferentes estaciónes ubicadas a lo largo de Colombia monitoreadas por el IDEAM [IDEAM, 2004.

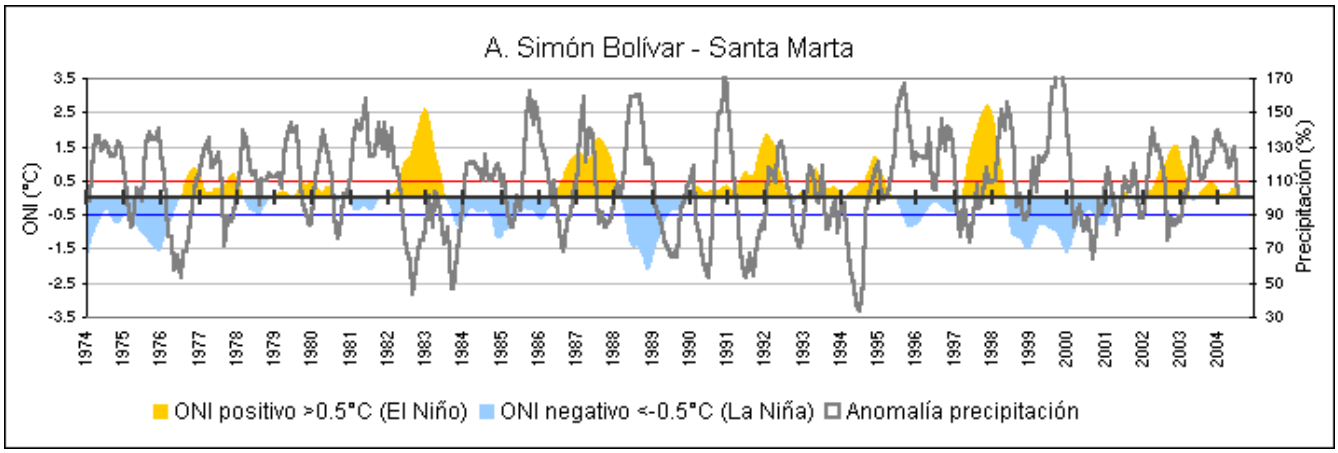

A. Antonio Nariño - Pasto
ONI (°C)
Precipitación (%)
ONI positivo >0.5°C (El Niño)
ONI negativo <-0.5°C (La Niña)
Anomalía precipitación


A. Alfonso Bonilla - Cali
ONI (°C)
Precipitación (%)
ONI positivo >0.5°C (El Niño)
ONI negativo <-0.5°C (La Niña)
Anomalía precipitación


A. Buenaventura - Buenaventura
ONI (°C)
Precipitación (%)
ONI positivo >0.5°C (El Niño)
ONI negativo <-0.5°C (La Niña)
Anomalía precipitación


A. Benito Salas - Neiva
ONI (°C)
Precipitación (%)
ONI positivo >0.5°C (El Niño)
ONI negativo <-0.5°C (La Niña)
Anomalía precipitación


A. Matecaña - Pereira
ONI (°C)
Precipitación (%)
ONI positivo >0.5°C (El Niño)
ONI negativo <-0.5°C (La Niña)
Anomalía precipitación


A. Simón Bolívar - Santa Marta
ONI (°C)
Precipitación (%)
ONI positivo >0.5°C (El Niño)
ONI negativo <-0.5°C (La Niña)
Anomalía precipitación

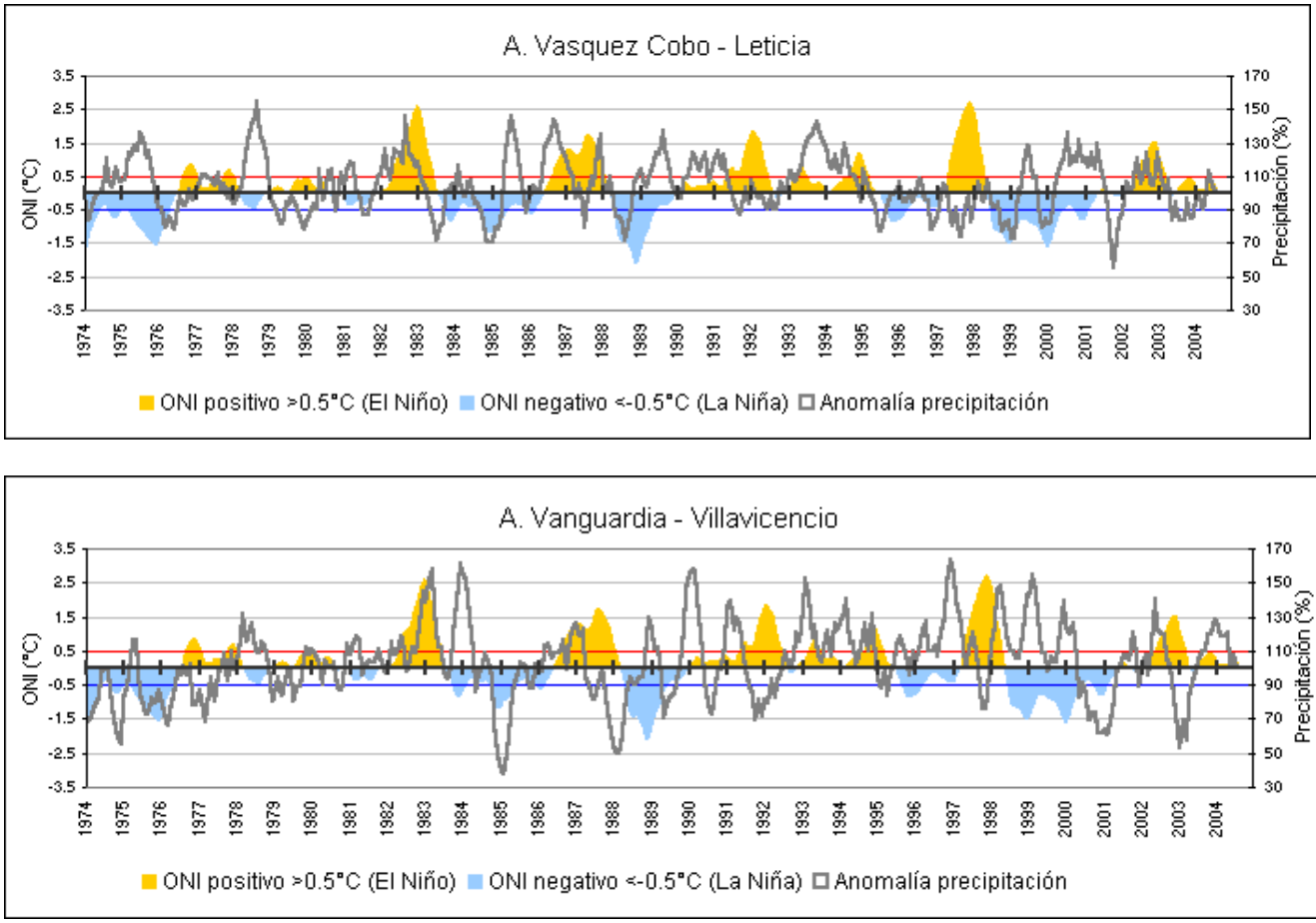


Figura 61. Impactos del fenómeno frio y càlido del pacífico en diferentes localidades de Colombia [IDEAM, 2004].

Bibliografía

Climate Prediction Center. 2002. *Cold [La Niña] Episodes in the Tropical Pacif*ic. Climate Díagnostics Bulletin.

Curtis, S.; Adler, R.; Huffman, G.; Nelkin, E. and Bolvin, D. 2001. Evolution of tropical and extratropical precipitation anomalies during the 1997-1999 ENSO cycle. International Journal of Climatology.21:961-971.

Guzmán.M.,O. y Baldión, R.J.V.1997. El evento cálido del Pacífico en la zona cafetera. Cenicafé 48[3]:141-155.

Guzmán.M.,O. y Baldión, R. J.V.1999. Influencia del evento frío del Pacífico en la zona Cafetera Colombiana. Cenicafé 50[3]:222-237.

Instituto de Hidrologia Meteorologia y Estudios Ambientales [IDEAM]. 2000. *Circulación general y varíabilidad climática en los trópicos: La zona de confluencia intertropical.* www.ideam.gov.co

Instituto de Hidrologia Meteorologia y Estudios Ambientales [IDEAM]. 2004. *Influencia del fenómeno del pacífico en el territorio Colombiano*. www.ideam.gov.co

Jaramillo., R. A.; Baldión,R.,J.V. y Guzmán,M.O. 1998. El evento cálido del Pácifico y el cultivo del café. Cenicafé.9p

Jaramillo., R. A 1999. *Climatología de las Regiones Cafeteras: Microclima y Fenología del cultivo del café.* Cenicafé.151p

Kahya, E.; M. y, CagataY,K. 2001. The analysis of El Niño and La Niña signals in steamflows of Turkey. International Journal of Climatology, 21:1231-1250.

Leon,A.G.E.; Zea, M.J.A. y Eslava, R.J.A. 2000. Circulación General del Trópico y la Zona de Confluencia Intertropical en Colombia. Meteorología Colombiana. 1:31-38.

Lloyd H, B.; Sauders,M. 2002. Seasonal prediction of Eurepean Spring precipitation fron El Niño-southern Oscillation and local sea-superface temperatures. International Journal of Climatology.22:1-14.

McCabe, G.and Dettinger D. M. 1999. Decadal varíations in the strength of ENSO teleconnections with precipitation in the western united states. International Journal of Climatology,19:1399-1410.

Montealegre., B.J.E. y Pabón,C.J.S. 2000. La varíabilidad climática interanual asociada al ciclo del Niño-Niña- oscilación del sur y su efecto en el patrón pluviométrico de Colombia. Meterología Colombiana. 2: 7-21

Ramírez, B.V.H. y Gómez, M.O.F. 2005. Varíaciones en el índice de humedad del suelo debido al fenómeno de "El Niño" y "La Niña" (ENSO) en del departamento de Risaralda (Colombia). Boletín de investigaciones de Unisarc. 3(1):8-15.

Rusticucci, M. and Vargas, W. 2002. Cold and warm events over Argentina and their relationship with the ENSO phases-Risk evaluation analysis. International Journal of Climatology.22:467-483.

Whitaker W.D.; Saleh,W.; Shafiqul,I. 2001. The El Niño-Southern oscillation and long-Range forescasting of flows in the Ganges. International Journal of Climatolog*y*.21:77-87.

GLOSARIO METEOROLÓGICO[1, 2]

ABSORCIÓN- Proceso por el cuál una sustancia retiene la energía radíante incidente. Se refiere al proceso por el cuál una sustancia penetra y es incluida dentro de otra sustancia, por ejemplo, la penetración de agua al suelo, o la entrada de gases, agua, nutrimentos y otras sustancias en la planta.

ADHESIÓN - El aumento en la concentración de moléculas o iones sobre una superficie, incluyendo cationes y aniones intercambiables en las partículas del suelo.

ADSORCIÓN - La atracción de iones o compuestos a la superficie de un sólido.

ADVECCIÓN CÁLIDA- Movimiento horizontal del aire tibio en dirección a un lugar específico**.** Contrasta con la advección fría.

ADVECCIÓN FRÍA- Movimiento horizontal del aire más frío hacia un lugar. Contrasta con la advección cálida.

ADVECCIÓN- Transferencia horizontal de cuál quier partícula en la atmósfera por medio del movimiento del aire [viento], por ejemplo: la advección del calor y la humedad.

AGUACERO- Es la precipitación desde una nube convectiva que se presenta y termina repentinamente, con cambios de intensidad y estado del cielo. Se presenta en forma de lluvía [SHRA], nieve [SHSN] o hielo [SHPE]. Se reporta como "SH" en el METAR.

AGREGADO - El arreglo de las partículas del suelo en trozos de mayor o menor estabilidad al agua, las cuál es actúan mecánicamente como una unidad.

AGUA ALMACENADA EN EL SUELO - Cantidad de agua almacenada en la zona de raíces debido a la lluvía, nieve o aplicaciones de riego, las cuál es reúnen parcial o completamente los requisitos del agua de cultivo en los períodos subsecuentes.

AGUA CAPILAR - Agua que es retenida por los poros capilares del suelo. Es la unidad de agua que retiene el suelo entre la capacidad de campo y el contenido de humedad higroscópica.

AGUA GRAVITACIONAL - Se refiere al agua que contiene el suelo entre el punto de saturación y la capacidad de campo. Esta agua no es sostenida por el suelo y drena con facilidad en respuesta a la fuerza de gravedad.

[1] Tomado de: www.wheatherchanel.com

[2] Goyal, Megh R. 2005. *Manejo De Riego Por Goteo.* Recinto Universtario de Mayaguez, Puerto Rico

AGUA DISPONIBLE - Cantidad de agua en el terreno, la cuál puede ser utilizada por las plantas. Es la humedad del suelo entre la capacidad de campo y el punto de marchitez.

AGUA HIGRÓSCOPICA - Agua absorbida de una atmósfera de vapor de agua debido a fuerzas que la atraen a la superficie de las partículas de suelo.

AGUA NO DISPONIBLE - Agua retenida intensamente por el suelo y la cuál no puede ser utilizada por las plantas.

AIREACIÓN - El proceso medíante el cuál se renueva el aire y otros gases del suelo. El índice de aireación del suelo depende en gran parte del tamaño y número de poros del suelo y de la cantidad de agua que los obstruye.

AIRE- Mezcla de gases que conforman la atmósfera de la tierra. Los gases que constituyen el aire seco más importantes son: Nitrógeno [N2] al 78.09%, Oxígeno [O2] al 20.946%, Argón [A] al 0.93% y Dióxido de carbono [CO2] al 0.33% . El vapor de agua [H2O] es uno de los principales componentes del aire así como uno de los gases más importantes de la meteorología.

AJUSTE DE ALTÍMETRO - Es el valor de presión en el que se fija el altímetro de los aviones de forma que indique la altura sobre el terreno a la que víaja la aeronave.

ALBEDO- Razón entre la energía luminosa que difunde por reflexión una superficie y la energía incidente. Varía según la textura, color y la extensión de la superficie del objeto y se registra en porcentajes. Entre las superficies con alto albedo figuran la arena y la nieve. Entre las que tienen un albedo mínimo están los bosques y la tierra recién trabajada.

ALERTA DE HURACÁN- Anuncio formal emitido por los meteorólogos del Centro Nacional de Huracanes cuando determinan que las condiciones para la formación de un huracán pudieran potencialmente afectar un área costera o grupo de islas en las próximás 24 a 36 horas. La alerta se emite para informar al público y la comunidad marítima acerca de la ubicación, intensidad y desplazamiento de la tormenta.

ALTITUD- Es el término usado en meteorología para medir la altura de un objeto con relación al nivel medio del mar.

ALTOCÚMULO- Nube compuesta por elementos aplanados, gruesos, grises y aglobados. Este género de nubosidad medía está conformado principalmente por gotas de agua. En latitudes medías, la base de estas nubes se haya generalmente entre los 3 y 6 mil metros. Una característica que las define es que la nube aparece casi siempre como una capa de nubes ondulantes y encrespadas mereciendo el apelativo de "nubes oveja." Algunas veces son confundidas con las nubes cirrocúmulos, sin embargo, sus elementos [nubes individuales] son más extensos y proyectan sombras sobre los otros elementos. Pueden formar varios sub-tipos, como autocúmulos castellanos o altocúmulos lenticulares.

ALTOESTRATOS- Nube de altura medía compuesta por gotitas de agua y algunas veces de hielo cristalizado. En latitudes medías, la base de estas nubes se encuentra entre los 4 mil y los 6 mil metros de altura. Con coloraciones que van desde un blanco puro hasta tonos de gris, éstas pueden crear un velo fibroso asemejándose a una sábana que algunas veces puede oscurecer el sol o la luna. Estas

nubes son seguros indicadores de precipitaciones ya que casi siempre anteceden a una tormenta. Este tipo de nubes tiende a originar la caída de virga.

ALTÍMETRO DE PRESIÓN- Es un barómetro aneroide de presión calibrado para indicar la altitud geométrica [en metros o pies] y no en unidades de presión. Puede leerse con exactitud sólo en atmósferas estándar y cuando se usa los parámetros del altímetro correctamente**.**

ALTÍMETRO- Es un instrumento que se usa para determinar la altitud a la que se encuentra un objeto en relación con un nivel fijo. El tipo de altímetro usado comunmente por meteorólogos mide la altitud en relación a la presión del nivel medio del mar.

AMANECER O SALIDA DEL SOL- Es la aparición díaria del sol en el horizonte oriental como resultado de la rotación de la tierra. En los Estados Unidos de América se considera que es el instante en que el borde superior del sol aparece en el horizonte sobre el nivel del mar. En Gran Bretaña, se considera el instante en que el centro del disco del sol es visible en el horizonte. La hora exacta de la salida del sol se calcula usando el promedio del nivel del mar.

AMONIFICACION - Formación de compuestos de amoniaco.

ANEGADO - Suelo saturado con agua.

ANEMÓMETRO- Instrumento que mide la dirección e intensidad del viento**.**

ANTICICLÓN- Area de presión máxima relativa que tiene vientos divergentes. En el hemisferio norte estos vientos adoptan una rotación en el sentido de los punteros del reloj. En el hemisferio sur la rotación ocurre en contra del sentido del avance de los punteros del reloj. Un anticiclón también es conocido como un área de alta presión.

ANTITRANSPIRANTES - Materiales o compuestos que al ser aplicados a la planta disminuyen la transpiración. Estos antitranspirantes no son perjudiciales para los procesos fisiológicos.

ARCO IRIS- Arco luminoso de todos los colores del espectro luminoso [rojo, naranja, amarillo, verde, azul, índigo y violeta]. Se forma por refracción, reflección total y por la dispersión de la luz. Es visible cuando el sol brilla a través del aire que contiene las gotas de agua y esto ocurre durante o inmedíatamente después de la lluvía. El arco se observa siempre en el lado opuesto del sol.

ARCILLA - Partículas de suelo cuyo diámetro es menor de 0.002 mm.

ARENA - Partículas de suelo cuyo diámetro es de 0.05 a 1 mm.

ÁRIDO- Término usado para describir un clima extremadamente seco. Clima que carece de la humedad necesaria para promover la vida. Se considera lo opuesto al clima húmedo.

ATARDECER O PUESTA DE SOL-Desaparición díaria del sol por debajo del horizonte occidental como resultado de la rotación de la tierra. En los Estados Unidos de América, se considera el instante cuando el borde superior del sol desaparece bajo el nivel del mar en el horizonte. En Gran Bretaña se considera el instante en que el centro del disco del sol desaparece en el horizonte. La hora exacta de la puesta del sol se calcula a partir del nivel promedio del mar.

ATMÓSFERA- La porción gaseosa o de aire del medio ambiente físico que rodea al planeta. En el caso de la tierra, se mantiene más o menos cerca de la superficie gracias a la atracción de la fuerza de gravedad de la tierra. La atmósfera se divide en: tropósfera, estratósfera, mesósfera, ionósfera y exósfera.

BALANCE DE ENERGÍA - Sistema físico que regula el clima en la vecindad de la planta. Entre los factores climatológicos que influyen el balance de energía están los rayos solares que llegan a la superficie de la tierra. Estos constituyen la principal fuente de energía.

BALANCE DE AGUA DE CAMPO - Suma de todas las ganancias y pérdidas de agua, en un período dado de tiempo. (mm / período)

BANDEJA DE EVAPORACIÓN CLASE A - Instrumento utilizado en las estaciónes meteorológicas para medir la evaporación del agua de una superficie abierta. La bandeja está construida de hierro galvanizado con 125cm de diámetro, 25cm de profundidad y pintada de blanco.

BAR - Medida que es aproximadamente igual a la presión de la atmósfera a nivel del mar, corresponde aproximadamente, a una columna de agua de 1.201 centímetro de altura a 20 grados centígrados.

BARÓGRAFO- Instrumento que registra o inscribe las varíaciones de la presión atmosférica.

BARÓMETRO ANEROIDE- Instrumento que sirve para medir la presión atmosférica. Su principio de funciónamiento se basa en la contracción o dilatación que sufre una cápsula metálica sellada al vacío producto de las varíaciones en la presión atmosférica. La cápsula aneroide es una celda de paredes metálicas muy delgadas fabricada por lo general de fosfato de bronce o de una aleación de cobre y berilio.

BARÓMETRO DE MERCURIO- Instrumento utilizado para medir cambios en la presión atmosférica. Es un tubo largo de vidrio abierto a un lado y cerrado en el otro donde se introduce el mercurio que es sellado temporalmente y colocado en una cisterna. Cuando el mercurio baja se establece un vacío casi perfecto en el lado cerrado. La altura de la columna de mercurio en el tubo es una medida de presión atmosférica. Según ésta aumenta, el mercurio es impulsado a salir del depósito por el tubo. Cuando la presión atmosférica disminuye, el mercurio regresa al depósito. La medida es en pulgadas de mercurio. Aunque los barómetros de mercurio son muy precisos muchos prefieren barómetros aneroides por razones prácticas. Fue usado por primera vez por Evangelista Torricelli [1608-1647], matemático y físico italiano, quien se apoyó en este instrumento para explicar los principios fundamentales de la hidromecánica.

BARÓMETRO- Instrumento que se usa para medir la presión atmosférica. Entre los más utilizados se encuentran el barómetro aneroide y el barómetro de mercurio.

BATITERMÓGRAFO- Instrumento que se usa para obtener un registro de temperatura comparada con la profundidad [presión] del oceáno. Se conoce como B.T.

BIÓSFERA- Zona de transición entre la tierra y la atmósfera dentro de la que se encuentran casi todas las formás de vida terrestre. Se considera como la porción externa de la geósfera y la porción interna o inferior de la atmósfera.

BLOQUES DE YESO - Instrumento medidor de resistencia, calibrado especialmente para determinar la tensión del agua del suelo. Esta unidad consiste en un par de electrodos en forma de alambres o un tamiz rectangular encapsulado en un bloque de yeso. Mide los cambios en resistencia eléctrica del agua del suelo.

BROKEN- Cantidad de espacio en el cielo cubierto por una capa de nubes de espesor entre 5 y 7 octavos basada en la suma del número de sus capas**.**

BRUMA- Conjunto de gotas microscópicas de agua suspendidas en la atmósfera. No reduce la visibilidad tanto como la neblina y muchas veces se le confunde con la llovizna.

BOMBA - Unidad motorizada que impulsa el agua desde la fuente de agua a través del sistema de riego. Provee un flujo de agua a una presión dada.

CALMA- Condición atmosférica asociada a la ausencia de viento o cuál quier tipo de movimiento de aire. En términos marítimos se observa como la aparente falta de movimiento en la superficie del agua cuando no hay viento ni oleaje.

CALOR- Tipo de energía que se traslada entre dos sistemás en virtud a una diferencia en temperatura. La primera ley de la termodinámica demuestra que el calor absorbido por un sistema puede ser usado por éste para realizar un trabajó o para elevar el nivel de su energía interna.

CAPA DE OZONO-Capa atmosférica situada entre la troposfera y la estratosfera entre 15 y 25 kilómetros sobre la superficie de la tierra. Actúa como un mecanismo de filtro de la radíación ultravioleta.

CAPACIDAD DE CAMPO - Cantidad de agua mantenida en el suelo después de riego abundante o lluvía fuerte, cuando la razón de movimiento descendente ha decrecido y se ha eliminado el agua gravitacional. Es el contenido de agua del suelo a una tensión de 0.33 bar.

CAPACIDAD DE INFILTRACION - Velocidad a la cuál el agua se mueve a través del suelo.

CAPACIDAD DE INTERCAMBIO CATIÓNICO - Se refiere a la cantidad total de cationes que un suelo puede adherir por intercambio catiónico, usualmente expresado en miliequivalentes en 100 gramos de suelo. Los valores de la medida de la capacidad de intercambio catiónico dependen en gran medida del método utilizado en la determinación.

CARTA SINÓPTICA- Mapa o cuadro que muestra las condiciones meteorológicas y atmosféricas presentes en una zona geográfica.

CICLO DEL AGUA- También se le llama ciclo hidrológico. Es el transporte vertical y horizontal del agua en cuál quiera de sus estados entre la tierra, la atmósfera y los mares.

CICLOGÉNESIS- Proceso que crea un nuevo sistema de baja presión o ciclón, o que intensifica uno ya existente. Es también el primer aviso de una depresión.

CICLÓN EXTRATROPICAL-Cuál quier ciclón que no tiene origen tropical. Generalmente se le considera como ciclón migratorio frontal que se presenta en latitudes altas y medías. También se le llama tormenta extratropical o baja extratropical.

CICLÓN TROPICAL- Sistema de baja presión de circulación organizada con un centro de aire tibio que se desarrolla en aguas tropicales y algunas veces aguas subtropicales. Dependiendo de la magnitud de los vientos sostenidos en la superficie, el sistema se clasifica como perturbación tropical, depresión tropical, tormenta tropical, huracán o tifón.

CICLÓN- Área de presión de circulación cerrada con vientos rotativos y convergentes cuyo centro tiene presión relativa mínima. La circulación gira en sentido contrario a las manecillas del reloj en el hemisferio norte y viceversa en el hemisferio sur. Se le conoce también como sistema de baja presión. También es el término usado para referirse a un ciclón tropical en el Océano Indico. Se puede usar este mismo término para referirse a otros fenómenos con flujos ciclónicos como las tormentas de polvo, tornados y sistemás tropicales y extratropicales. Es lo opuesto a un anti-ciclón y a un sistema de alta presión.

CIELO NUBLADO- Es el espacio de cielo cubierto por una capa de nubes de 8 octas, basándose en la suma del número de capas existentes en esa capa.

CIRCULACIÓN- Es el flujo o movimiento de un fluído dentro o a través de un área o volumen determinados. En meteorología, el término se usa para describir el flujo de aire cuando se mueve alrededor de un sistema de presión en la atmósfera. Describe patrones más pequeños en sistemás semi-permanentes de presión, así como corrientes relativamente permanentes de aire en el planeta. En términos marítimos, se usa para describir agua en flujo corriente dentro de un área extensa, usualmente siguiendo un patrón circular cerrado como ocurre en el Atlántico Norte.

CIRROCÚMULOS- Nube cirriforme de crecimiento vertical que parece una sábana delgada compuesta de copos blancos que le dan un efecto ondulante. Por lo general crea la ilusión de un cielo tipo "caballa" ya que las ondulaciones parecen escamás de pez. A veces se les confunde con Altocúmulos, sin embargo, sus masas individuales son más pequeñas y no dan sombra sobre otros elementos. Es también uno de los tres tipos de nubes menos común, formándose casi siempre a partir de las nubes cirros o cirrostratos con las que se les asocia en el cielo.

CIRROS O CIRRUS- Una de las tres formaciones básicas de nubes [las otras son cúmulos y estratos]. Es también una de los tres tipos de nubes de gran altura. Son nubes delgadas, puntiagudas compuestas por cristales de hielo que por lo general aparentan ser parches o trenzados de velo. En

latitudes medías, la base de estas nubes se encuentran por lo general entre los 7 mil y 10 mil metros siendo la formación de nubes más alta en el cielo con excepción de los topes de cumulonimbus.

CIRROSTRATOS- Nube cirriforme que se desprende de una nube cirros extendiéndose hasta convertirse en una capa delgada que da la ilusión de una sábana extendida. Tiende a darle al cielo una apariencia ligeramente lechosa o velada. Cuando se le observa desde la superficie de la tierra estos cristales de hielo pueden crear un efecto de halo alrededor del sol o de la luna. Esta nube es un buen indicador de precipitación, auspiciando lluvías que pueden producirse en un lapso de entre 12 y 24 horas.

CLIMA- Corresponde al promedio de los eventos meteorológicos que ocurren a díario en una región. Este récord histórico ayuda a caracterizar el comportamiento meteorológico de un área geográfica en el largo plazo. La palabra clima se deriva del griego KLIMA que significa inclinación y refleja la importancia que los estudiosos de la antiguedad atribuían a la influencia del sol.

CLIMATOLOGÍA- El estudio del clima. Incluye información del clima, análisis de las causas de las diferencias en el clima y el uso de la información climática en el diseño de soluciones para problemás operativos.

COEFICIENTE DE CULTIVO - Razón entre la evapotranspiración del cultivo (ET-cultivo) y la evapotranspiración referente al cultivo (ET_O), cuando el cultivo está sembrado en predios grandes, dentro de condiciones óptimás de crecimiento.

COEFICIENTE DE EVAPORÍMETRO - Razón entre la evapotranspiración (ET_O) y el agua pérdida por la evaporación a partir de una superficie de agua.

COEFICIENTE DE REFLEXIÓN (ALBEDO) - Razón entre la cantidad de radíación solar recibida en la superficie del suelo y la reflejada.

COEFICIENTE DE MARCHITEZ PERMANENTE - Se refiere al porcentaje de humedad en el cuál las plantas se marchitan permanentemente (tensión mayor de -15 atm).

COEFICIENTE DE VARIACIÓN - Es la medida de la diferencia de flujo de agua de cada gotero comparada con la cantidad medía de flujo de los goteros.

COEFICIENTE HIGROSCÓPICO - Es el porcentaje por peso del agua retenida o que permanece en el suelo después que se ha secado al aire o después que el suelo ha alcanzado un equilibrio con un ambiente de humedad relativa alta.

COALESCENCIA- Proceso medíante el cuál las gotas de agua dentro de una nube chocan entre sí formando gotas de un tamaño mayor.

COBERTIZO METEOROLÓGICO- Estructura similar a una caja diseñada para proteger los instrumentos de medición de la temperatura de la exposición a la luz directa del sol, precipitación y condensación, proporcionando una ventilación adecuada.

CONDUCTIVIDAD CAPILAR - Una expresión de la facilidad con la cuál un líquido fluye a través de un suelo en respuesta a un gradiente de potencial dado.

CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA - La propiedad de una sustancia para transferir una carga eléctrica (recíproco de resistencia).

CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA, EXTRACTOS DE SATURACIÓN, (EC_C) - Se usa como medida del contenido de sales de un extracto de un suelo cuando este está saturado de agua dentro de condiciones corrientes o normales.

CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA, MÁXIMA (EC_{max}) - Se utiliza como un límite de la concentración de sales de la masa del suelo saturado (EC_C) sobre el cuál el crecimiento se paralizará (producción nula). Unidades en mmhos/cm.

CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA DEL SUELO, K - Razón de flujo de agua a través de una sección transversal del suelo, dentro de una unidad de gradiente hidráulico también llamada permeabilidad o transmisión.

CONTACTO HIDRÁULICO - Contacto que hace alguna sustancia con el agua u otros líquidos en descanso o en movimiento.

CONSTANTES DEL AGUA DEL SUELO - Se conocen como los límites o márgenes entre los 3 niveles de agua en el suelo; agua gravitacional, capilar o higroscópica.

CONTENIDO DE AGUA DEL SUELO - Profundidad de agua contenida en el suelo. Es la razón entre la masa de agua y la masa de suelo después de secar una muestra de suelo a un peso constante, o como el volumen de agua presente en una unidad de volumen de muestra de suelo.

CONTENIDO DE HUMEDAD DEL SUELO - Ver contenido de agua del suelo.

CONDENSACIÓN- Proceso por el cuál el vapor de agua cambia de estado gaseoso al estado líquido. Es el proceso físico opuesto a la evaporación.

CONDUCCIÓN- Transferencia del calor a través de una sustancia que ocurre por acción molecular o cuando una sustancia entra en contacto con otra.

CONVECCIÓN- Movimientos en un fluído que trasladan y mezclan las propiedades de éste. Es lo opuesto a la subsidencia cuando se usa para indicar movimiento de aire vertical y ascendente.

CONVERGENCIA- Movimiento horizontal y convergente de aire hacia una región en particular. Los vientos de convergencia a niveles bajos producen normalmente un movimiento ascendente, en contraste con la divergencia.

CORRIENTE EN CHORRO SUBTROPICAL- Marcado por una concentración de isotermás y una gradiente o cizalladura vertical, este chorro o corriente es la frontera que divide el aire subtropical del aire tropical. Ubicada entre 25 y 35 grados aproximadamente en la latitud norte y generalmente a una altitud mayor de 12 km. Tiende a migrar hacia el sur en el invierno del hemisferio norte y al norte en veráno.

CORRIENTE EN CHORRO- Área de fuertes vientos concentrados en una franja relativamente angosta en la troposfera alta [o tropopausa] de las latitudes medías y en regiones subtropicales de los

hemisferios norte y sur. Fluye en una banda semicontínua alrededor del globo de oeste a este y es producto de los cambios en la temperatura del aire cuando el viento polar se mueve hacia el ecuador encontrándose con el cálido viento ecuatorial que se dirige al polo. Se caracteriza por la concentración de isotermás y por fuertes gradientes transversales. Existen varios tipos de corrientes de chorro entre ellos: las árticas, de bajo nivel, polares y las corrientes subtropicales.

CUMULONIMBUS- Nube de desarrollo vertical, casi siempre coronada por una nube cirriforme en forma de yunque. Se le llama también nube de tormenta y frecuentemente viene acompañada por fuertes lluvías, rayos, truenos y algunas veces con granizo, tornados o fuertes ráfagas y vientos.

CÉLULAS DE CIRCULACIÓN- Son extensas zonas de aire en movimiento creadas por la rotación de la tierra y por la transferencia del calor desde el ecuador en dirección al polo. La circulación se circunscribe a una región específica, como los trópicos, zonas templadas o polares, influyendo en la definición del tipo de clima que la caracteriza.

CÚMULO O CUMULUS- Una de las tres formaciones básicas de nubes [las otras son cirros y stratos]. Es también uno de los dos tipos de nubes que se forman a baja altura. Es una nube que se desarolla en dirección vertical desde la base hacia arriba. Tiene una base plana y una parte superior en forma de cúpula o de coliflor. Por lo general la base de esta nube no sobrepasa los mil metros de altura sobre la tierra pero su parte superior casi siempre varía en altura. Cuando son pequeñas y separadas se les asocia con el buen clima [cumulus humilis]. Con el calentamiento de la superficie de la tierra pueden crecer verticalmente durante todo el día. La parte superior de este tipo de nube puede alcanzar fácilmente los 7 mil metros o mas. Bajo ciertas condiciones atmosféricas estas nubes pueden llegar a convertirse en nubes gigantescas conocidas como "gran cumulus" [cumulus congestus] y pueden producir lluvías. Un mayor crecimiento de esta nube puede determinar su transformación en cumulonimbus.

DENSIDAD- Es la proporción de la masa de una substancia con el volumen que ocupa. En oceanografía, es el equivalente a la gravedad específica y representa la proporción entre el peso de un volumen señalado de agua de mar comparado con un volumen igual de agua destilada a 4.0 grados Celsius o 39.2 grados Fahrenheit.

DENSIDAD APARENTE DEL SUELO - Es la relación de masa a volumen microscópico de las partículas de suelo incluyendo los espacios porosos de la muestra.

DEPRESIÓN TROPICAL- Perturbación tropical con vientos máximos sostenidos de superficie alcanzando pero no sebrepasando los 61km/h [33 nudos]. Tiene una ó más isobaras cerradas.

DEPRESIÓN- En meteorología es otro nombre para designar un área de baja presión, una baja u hondonada. También se usa para designar una etapa en el desarrollo de un ciclón tropical.

DESAGÜE O DRENAJE - La descarga de agua de la superficie del suelo y la que fluye a través del suelo, equivalente al desagüe superficial e interno.

DISPERSAS O SCATTERED- Espacio en el cielo cubierto por una capa de nubes de entre 3 y 4 octas basado en la suma de la cantidad de capas en esa capa.

DISPERSOR DE NEUTRONES - Instrumento basado en el registro de reducción de neutrones en tubos accesibles instalados en el perfil del suelo. Consiste de una sonda y una escala. Es un método de determinar el contenido de humedad del suelo y la densidad del suelo por medio de curvas de calibración.

DIVERGENCIA- Movimiento del viento que resulta en una expulsión horizontal de aire desde una región específica. Las divergencias de aire en niveles bajos de la atmósfera están asociadas con movimientos del aire descendentes conocidos como subsidencia. Es lo contrario de la convergencia.

DIÓXIDO DE CARBONO [CO_2]- Gas pesado e incoloro que constituye el cuarto componente más importante del aire seco en una proporción de 0.033% por volumen.

ECUADOR- Línea imaginaria ubicada a 0 grados de latitud en la superficie de la tierra. Está ubicado a una distancia equivalente del Polo Norte y el Polo Sur dividiendo el globo terráqueo en dos hemisferios: el hemisferio norte y el hemisferio sur.

EFECTO CUESTA ABAJO - Es el calentamiento de una corriente de aire cuando desciende por una ladera o cerro. Contrario al efecto cuesta arriba.

EFECTO INVERNADERO - Es el calentamiento global de la atmósfera debido a la presencia de dióxido de carbono y de vapor de agua,. Estos dos gases permiten que no todos los rayos del sol que calientan la tierra escapen y se reintegre al espacio.

EFECTO O FUERZA DE CORIOLIS- Fuerza por unidad de masa que se forma a partir de la rotación de la tierra y que actúa como una fuerza de desvíación. Depende de la latitud y de la velocidad del objeto en movimiento. En el hemisferio norte, el aire es desvíado hacia el lado derecho de su ruta, mientras que en el hemisfero sur el aire es desvíado hacia el lado izquierdo de su ruta.

EFECTO DE OASIS - Efecto de zonas secas que circundan el microclima de extensiónes de tierra relativamente pequeñas, donde una masa de aire que se mueve hacia un área regada puede proveer calor sensible.

EL NIÑO- Es el calentamiento cíclico de la temperatura del agua del Pacífico Oriental [costa oeste de Sudamérica] que puede resultar en cambios significativos de organización del clima en diferentes partes del mundo. Esto ocurre cuando el agua tibia ecuatorial desplaza al agua fría de la corriente Humboldt, interrumpiendo el proceso de ascensión de aguas profundas.

ELEVACIÓN DE LA ESTACIÓN- Distancia vertical sobre el promedio del nivel del mar que es el nivel de referencia de todas las medidas de presión atmosférica en esa estación meteorológica.

EQUINOCCIO- Cuál quiera de los dos puntos de intersección de la trayectoria anual aparente del sol y el plano del ecuador de la tierra, es decir, un punto de intersección de la eclíptica y el ecuador celeste. Popularmente, el tiempo en el que el Sol pasa directamente por encima del ecuador. En las latitudes norte el equinoccio de veráno ocurre alrededor del 21 de marzo y el equinoccio otoñal alrededor del 22 de septiembre. Estas fechas están invertidas en el hemisferio sur.

ESCALA DE TEMPERATURA CELSIUS- Escala que asigna una temperatura de congelación de 0 grados celsius para el agua a nivel del mar y un punto de ebullición de +100 grados celcius. Su uso es generalizado en países que utilizan el sistema métrico decimal como patrón. Creada por Anders Celsius en 1742, se conoce también como Centígrado. En 1948, la Novena Conferencia Nacional sobre Pesos y Medidas reemplazó el término "grado centígrado" por "grado Celsius".

ESCALA DE TEMPERATURA FAHRENHEIT- Es una escala de temperatura donde el agua a nivel del mar tiene un punto de congelación de +32 grados F [Fahrenheit] y un punto de ebullición de +212 grados F. Es un término común en áreas que usan el sistema inglés de medidas. Fue creado por Gabriel Daniel Fahrenheit [1696-1736] en 1714, un físico alemán inventor de los termómetros de alcohol y mercurio.

ESCALA DE TEMPERATURA KELVIN- Escala de temperatura con un punto de congelación de +273 grados K [Kelvin] y un punto de ebullición de +373 grados K. Se usa principalmente con fines científicos. También se le conoce como la Escala de Temperatura Absoluta. Fue propuesta en 1848 por William T. Kelvin, primer Barón de Largs [1824-1907] un físico y matemático escocés nacido en Irlanda.

ESCALA DE VIENTO DE BEAUFORT- Sistema usado para estimar la velocidad del viento. Tiene como unidad de medida el Número de Beaufort que se compone de la velocidad del viento, un término descriptivo y los efectos visibles sobre los objetos en tierra y/o en la superficie marina. Esta escala fue diseñada por Sir Francis Beaufort [1777-1857], hidrógrafo de la Marina Real Británica.

ESCALA SINÓPTICA- Dimensión de los sistemás migratorios de alta y baja presión en la troposfera cubriendo un área horizontal de 1000 a 2500 km.

ESTRATOCUMULUS- Es una nube baja compuesta por capas o trozos de elementos de nubes. Puede formarse a partir de nubes cumulus que van estratificándose. Generalmente aparecen formadas de elementos organizados como mosaicos, ser redondos o de forma circular con tope y base relativamente planos. Son de color gris oscuro o claro, dependiendo del tamaño de las gotas de agua y la cantidad de luz del sol que las atravieza.

ESTRATOS O STRATUS- Uno de tres géneros de nubes básicas [las otras son cirrus y cumulus]. Es también uno de dos tipos de nubes bajas. Es una nube con apariencia de sábana sin elementos individuales y es, quizás, la más común de las nubes bajas. Gruesa y gris, se le distingue por sus capas bajas, uniformes y rara vez se eleva a más de 1 1/2 km sobre la superficie de la tierra. Un velo de estratos puede darle al cielo una apariencia nublada. Puede originar la formación de neblina si llega a tocar la tierra. Aunque puede producir llovizna o nieve, muy rara vez produce precipitaciones fuertes. Las nubes que producen precipitaciones fuertes están ubicadas sobre la capa de estratos.

EROSIÓN - Desgaste de la superficie de la tierra, desprendimiento y movimiento del suelo o rocas, causado por el agua de escorrentía, viento, hielo u otro agente geológico, incluyendo procesos como arrastre gravitacional.

ESCORRENTÍA - El agua en exceso que corre sobre el suelo. Este movimiento de agua puede causar erosión en el suelo.

ESPACIO POROSO - Es el espacio total que no es ocupado por las partículas de suelo en el volumen total de suelo.

ESPACIOS CAPILARES - Se refiere a los microporos del suelo, o al volumen total de poros pequeños que retienen agua en el suelo en contra de una tensión usualmente mayor de 60 cm de agua

ESTOMA - Pequeña abertura entre las células epidérmicas especializadas en la epidermis de las hojas y tallos herbáceos, a través de los cuál es los gases se intercambian.

ESTRUCTURA DEL SUELO - Arreglo de las partículas del suelo en forma de agregados, los cuál es ocurren en una variedad de formás reconocidas, tamaños y números.

EVAPORACIÓN- Proceso físico por el cuál un líquido, como el agua, se transforma a su estado gaseoso, como el vapor de agua. Es el proceso físico opuesto a la condensación.

EVAPOTRANSPIRACIÓN- Cantidad de agua que se transfiere de la superficie de la tierra a la atmósfera. Se forma por la evaporación del agua líquida o sólida y de la transpiración de las plantas. Sinónimo de evaporación total.

FENÓMENO DE TRANSFERENCIA AERODINÁMICA - Calor transferido por una superficie que se evapora y es arrastrado por medio de turbulencia convección. La turbulencia es creada por el viento sobre la cubierta de la planta. A más alta la velocidad del viento o mayor la distancia díaria del viento, más eficiente es el intercambio turbulento de calor y mayor el grado de intercambio de calor (o energía) entre la superficie evaporativa y el aire libre

FLUJO DE MASA - Esta teoría mantiene que una alta presión de turgor en las células de las hojas producen el flujo de la solución de azúcar y otras sustancias a través del plasmodesma a las células adyacentes y luego a través de los tubos cribos hacia las células adyacentes y luego a través de los tubos cribosos hacia las células de las raíces.

FLUJO INVERSO - Se refiere al flujo de agua que se coloca en dirección opuesta al flujo normal de riego para limpiar los filtros de arena.

FOTOSÍNTESIS - La producción de sustancias alimenticias a partir del dióxido de carbono, agua y minerales en presencia de la energía solar y la clorofila en las plantas verdes.

FRACCIÓN DE AGOTAMIENTO DEL AGUA DEL SUELO - Fracción del agua disponible en el suelo que puede ser obtenida por el cultivo, permitiendo una evapotranspiración sin límites y el crecimiento del cultivo.

FRECUENCIA DE RIEGO - Tiempo que transcurre de un riego a otro.

FRICCION - Fuerza negativa ejercida por los tubos y los componentes del sistema y que impide el libre movimiento de agua a través del sistema.

FUENTE RADIOACTIVA - Se refiere a un elemento o compuesto que emite radíaciones radioactivas.

FUENTE DE AGUA - Reserva de agua de la cuál se va a suplir el sistema de riego. Puede ser un pozo, lago, río, manantial u otra fuente.

FUERZA GRAVITACIONAL - Es la fuerza natural que causa que los objetos se muevan o tiendan a moverse hacia el centro de la tierra.

GRADIENTE [O CIZALLADURA] DIRECCIONAL- Es la corriente de aire creada por un rápido cambio en la dirección con la altitud.

GRADIENTE DE PRESIÓN DE VAPOR - Es la diferencia entre el contenido de vapor de aire libre sobre el cultivo y el contenido de vapor en la superficie evaporativa.

GRADO- Medida que representa la diferencia en temperatura en una sola división en una escala.

GRANIZO- Precipitación que se origina en nubes convergentes, como las cumulonimbus, en forma de glóbulos o trozos irregulares de hielo. Generalmente el granizo tiene un diámetro de 5 a 50 milímetros. Los pedazos más pequeños de hielo -cuyo diámetro es de 5 mm ó menos- se llaman granizo menudo, bolillas de hielo o "graupel". Los trozos individuales se llaman piedras de granizo. Se reporta como "GR" en el informe METAR.

GRAVEDAD ESPECÍFICA DEL SUELO - Razón de peso de un suelo libre de agua y su volumen, también llamado "densidad de masa o de volumen" (g/cm3)

GUTACIÓN - Pérdida de agua en forma de gotas causada por la presión de la raíz.

HIELO- Estado sólido del agua. Se le encuentra en la atmósfera como cristales de hielo, nieve, granizo, entre otros.

HORA DEL MERIDÍANO DE GREENWICH- Nombre de la escala de 24 horas usada por las comunidades científica y militar. La hora estándar se fija en Greenwich, Inglaterra, sede del Observatorio Real que usó por primera vez este método alrededor del mundo. Es también el meridíano de longitud primario. El globo está dividido en 24 husos con arcos de 15 grados, equivalentes a una separación de una hora. Al este de este meridíano, los huso se indican con números del 1 al 12 y con el prefijo menos [-] indicando el número de horas que deben restarse para obtener la Hora de Greenwich [GMT]. Hacia el oeste, los husos también son numerados del 1 al 12 pero llevan el prefijo de más [+] indicando el número de horas que deben ser sumadas para obtener el GMT. Otros nombres usados para éste sistema de medición del tiempo son: la Hora Universal Coordinada [en inglés, UTC] y Zulu [Z].

HORAS DE LUZ SOLAR - Número de horas por día de luz solar brillante, también definida como la duración de trazas o quemaduras hechas en una carta hidrográfica por el Registro de "Campbell Stokes"

HORMONA DE CRECIMIENTO - Cuál quier hormona que regule el crecimiento de la planta.

HORA ZULU- Uno de varios nombres que se usan para designar un período de 24 horas utilizado en todas las comunicaciones científicas y militares. Otros nombres son Hora Universal Coordinada [UTC] y Hora del Meridíano de Greenwich [GMT].

HUMEDAD ABSOLUTA- La cantidad de vapor de agua que contiene el aire. Se confunde frecuentemente con la humedad relativa o punto de rocío. Los tipos de humedad son: humedad absoluta, humedad relativa y humedad específica.

HUMEDAD RELATIVA- Tipo de humedad que se basa en el cociente entre la presión actual del vapor del aire y la saturación de la presión del vapor. Usualmente se expresa en porcentajes.

HUMO- Pequeñas partículas producidas por combustión que se encuentran suspendidas en el aire. Cuando las partículas de humo se han desplazado a gran distancia [de 40 a 160 km/h] y las partículas más pesadas han tocado la superficie pueden cambiar de consistencia y poderse llamar bruma. Se reporta como "FU" en el informe METAR.

HURACÁN- "Es el nombre de un ciclón tropical con vientos sostenidos de 65 nudos [117 km/h] o más que se desarrolla en el Atlántico Norte, Mar Caribe, Golfo de México y al este del Pacífico Norte. Este mismo ciclón tropical es conocido como tifón en el Pacífico Occidental y como ciclón en el Océano Indico. "

IMÁGENES DE SATÉLITE- Imágenes tomadas por el satélite meteorológico que revelan información como el flujo del vapor de agua, el movimiento de los sistemás frontales y el desarrollo de un sistema tropical. Las imágenes continuas en pantalla ayudan a los meteorólogos en sus pronósticos. Las imágenes pueden ser tomadas de manera "visible" en las horas de luz del día o también usando IR o rayos infrarrojos que revelan la temperatura de las nubes tanto de día o de noche.

INFILTRACIÓN - La entrada descendiente de agua en el suelo. Penetración de un líquido a través de los poros de un sólido.

ÍNDICE DEL CALOR- Es la combinación de la temperatura del aire y la humedad que proporciona una descripción de la manera en que se percibe la temperatura. Esta no es la temperatura real del aire sino un aumento aparente de la temperatura real.

ÍNDICE DEL ENFRIAMIENTO DEL AIRE- Cálculo de temperatura que toma en consideración los efectos que el viento y la temperatura tienen en el cuerpo humano. Describe la pérdida promedio del calor del cuerpo y como éste percibe la temperatura. Esta no es la temperatura real.

INVERSIÓN- Aumento con la altitud del valor de una varíable atmosférica. Casi siempre significa inversión de temperatura.

INVIERNO- En astronomía, es el período entre el solsticio de invierno y el equinoccio vernal. Se caracteriza por tener la temperatura más fría del año, cuando el sol está calentando el hemisferio opuesto. Esta época corresponde a los meses de diciembre, enero y febrero en el hemisferio norte y a los meses de junio, julio y agosto en el hemisferio sur.

LATITUD- Líneas imaginarias paralelas que circundan el globo tanto al norte como al sur del punto de referencia cero que se conoce como la linea ecuatorial.

LATITUDES ALTAS- Anillos de latitud ubicados entre los 60 y 90 grados norte y sur. Conocidas también como regiones polares.

LATITUDES BAJAS- Anillos de latitud ubicados entre los 30 y 0 grados norte y sur. Conocidas también como regiones tropicales o tórridas.

LATITUDES MEDÍAS- Es el cinturón de latitudes entre los 35 y 65 grados norte y sur. También conocida como región templada.

LEY BIOCLIMÁTICA DE HOPKIN - Ley que establece que hay un retraso en la floración según aumenta el número de grados de latitud o de altitud.

LISÍMETRO - Sección del suelo separada en bloque o en círculo, que se ubica dentro de un tanque o un cuadrado de dimensiones variables con el proposisto de medir la evapotranspiración, el suelo que lleva adentro es representativo del suelo que lo rodea. Los lisimetros son de dos tipos: de peso que miden los cambios de almacenamiento del agua por cambios de peso empleando celdas de peso de mucha presicion y los lisismtros de drenaje que miden los cambios de alamcenamiento del agua por cambios en la humedad volumetrica del suelo.

LIXIVIACIÓN - Lavado de las sales en el suelo por efecto del agua percolada

LLOVIZNA- Precipitación en forma de pequeñísimás gotas de agua con diámetros menores de 0.5 milímetros. Caen desde nubes estratos y se les asocia generalmente con la poca visibilidad y la neblina. Se reporta como "DZ" en el informe METAR.

LLUVÍA- Precipitación de partículas de agua líquida en forma de gotas de diámetro mayor de 0.5 mm. Si cae en una zona amplia, el tamaño de la gota puede ser menor. Se reporta como "R" en el informe METAR. La intensidad de la lluvía se basa en el porcentaje de su caída. "Muy livíana" [R--] significa que las gotas no mojan la superficie. "Livíana" [R-] denota que se acumula hasta un nivel de 0.10 pulgadas por hora. "Moderada" [R] significa que la cantidad de lluvía oscila entre 0.11 a 0.30 pulgadas por hora. "Pesada"[R+] indica que cae 0.30 pulgadas de lluvía por hora.

LONGITUD- Es la distancia hacia el esto o el oeste a partir del punto de referencia que es el meridiano de Greenwich, la unidad en que es comun mente conocidad la longitud al igual que la Latitud son los grados, minutos y segundos.

MASA DE AIRE ÁRTICO- Es una masa de aire que se origina alrededor del círculo polar Artico y se caracteriza por sus bajas temperaturas. El límite de esta masa de aire se define comunmente como el Frente Artico que, a diferencia de otros frentes, posee una característica semi-permanente y semi-contínua.

MASA DE AIRE- Extensa porción de aire con características de temperatura y humedad similares en toda su extensión horizontal.

METEOROLOGÍA/ METEORÓLOGO- Ciencia y estudio de los fenómenos atmosféricos. Varías de las áreas que abarca la meteorología son por ejemplo: la agricultura, la astrometeorología, la avíación, la hidrometeorología y las meteorologías física, dinámica, operacional y sinóptica. Un meteorólogo es un científico que estudía la atmósfera y los fenómenos atmosféricos.

MICROBARÓGRAFO- Barómetro registrador muy sensible que inscribe sobre un díagrama con escala agrandada las varíaciones de presión.

MILIBAR [Mb]- Unidad de medida estándar para la presión atmosférica utilizada por el Servicio Nacional de Meteorología. Un milibar es equivalente a 100 newtons por metro cuadrado. La presión estándar es de 1,013.25 milibares.

MAREA DE TORMENTA- Es el aumento repentino en el nivel del mar a causa de una tormenta. Si bien en la mayoría de los casos son los huracanes los principales responsables de motivar alzas repentinas del nivel del mar y oleaje, también los sistemás menores de baja presión pueden originar un leve aumento en el nivel del mar a consecuencia del incremento en la fuerza y recorrido de las corrientes de aire o viento. El incremento del nivel se estima restando el nivel normal de marea del nivel originado por la tormenta en observación.

MASA DE AIRE ÁRTICO- Es una masa de aire que se origina alrededor del círculo polar Artico y se caracteriza por sus bajas temperaturas. El límite de esta masa de aire se define comunmente como el Frente Artico que, a diferencia de otros frentes, posee una característica semi-permanente y semi-contínua.

MASA DE AIRE- Extensa porción de aire con características de temperatura y humedad similares en toda su extensión horizontal.

PARCIALMENTE NUBOSO O CIELO POCO NUBOSO- Estado del tiempo cuando la presencia de unas cuantas nubes no oscurece completamente el cielo o el día en ningún momento. El Servicio Nacional de Meteorología no tiene un criterio específico de cobertura del cielo para esta condición.

PASO FRONTAL- Paso de un frente sobre un área específica de la superficie. Se refleja con el cambio en el punto de rocío, la temperatura, la dirección del viento o la presión atmosférica. El paso frontal suele estar acompañado de precipitaciones y nubes. En el argot meteorológico se le conoce como "fropa".

PATRÓN DE COSECHA - Secuencia de diferentes cultivos en cuál quier predio particular sembrados en un orden regular.

PERIODO DE CRECIMIENTO - El tiempo entre el día de siembra o trasplante y cosecha para un cultivo dado.

PERTURBACIÓN TROPICAL- Área de convección organizada originada en los trópicos y ocasionalmente en los subtrópicos que se registra por más de 24 horas. Es casi siempre el primer paso en el desarrollo de una depresión tropical, tormenta tropical o un huracán.

PERTURBACIÓN- Este término puede tener varios usos. Puede aplicarse a una baja presión o a un ciclón pequeño de poca influencia. También puede aplicarse para designar un área que muestra señales de actividad ciclónica. También se usa para señalar una etapa en el desarrollo de un ciclón tropical y se le conoce como perturbación tropical para diferenciarlo de otras situaciones sinópticas.

PLUVIÓMETRO- Instrumento que mide la cantidad de lluvía que ha caído. La unidad de medida es en milímetros.

POLVO- Pequeñas partículas de tierra u otra materia suspendidas en el aire. Se reporta como "DU" en el informe METAR.

POROSIDAD - Es la fracción del espacio de suelo que no es ocupado por las partículas del suelo.

POTENCIAL DE AGUA - Esto se refiere a la cantidad de trabajó que hay que aplicar por unidad o cantidad de agua pura de manera que se transporte reversible a isotermalmente una cantidad infinitensial de agua desde un estanque de agua pura a una elevación específica y a una presión atmosférica al agua del suelo (a un punto bajo consideración).

POTENCIAL MATRIZ (M) - Se usa para estimar las fuerzas que causan imbición o que mantienen el agua en una matriz de cuál quier tipo.

POTENCIAL MATRIZ DE AGUA DEL SUELO - Es el resultado de dos tipos de fuerzas: absorción y capilaridad. El efecto neto de estas dos fuerzas es reducir la energía libre del agua del suelo en comparación con la del agua pura o no absorbida. Por consecuencia, los potenciales matrices siempre son negativos. El potencial matriz ejerce su efecto tanto en la retención de humedad del suelo como en el movimiento de la masa de agua del suelo.

POTENCIAL OSMÓTICO (PLANTA) - Potencial por el cuál el agua pura se difunde hacia una solución. El potencial osmótico es negativo debido a que el agua se difunde de un potencial alto (cero en agua pura) a un potencial bajo. Es una medida de la presión real que puede ser generada por difusión de agua causada por osmosis en una célula.

POTENCIAL OSMÓTICO (SUELO) - Se atribuye a la presencia de sólidos disueltos en otras palabras, a la solución del suelo. Las sustancias disueltas pueden ser iónicas o no, pero su efecto neto es el de reducir la energía libre del agua. Esto se debe a la atracción de los iones o moléculas de agua. El potencial osmótico tiene poco efecto en el movimiento de la masa de agua de los suelos. Su mayor efecto es en la obtención de agua por las raíces de las plantas. La membrana de las raíces, la cuál transmite agua más libremente que las sustancias disueltas, permite que se activen los efectos osmóticos. El potencial osmótico también afecta el movimiento de vapor de agua debido a que la presión de vapor de agua disminuye la presencia de sustancias disueltas.

POTENCIAL DE PRESIÓN - Esto incluye el efecto que tiene un aumento o disminución de presión en la energía libre del agua del suelo.

POTENCIAL GRAVITACIONAL - Se refiere al efecto que tiene la fuerza de gravedad sobre el agua libre del suelo.

POTENCIAL TOTAL DEL AGUA DEL SUELO - Es la suma de la contribución de las, fuerzas que actúan en el agua del suelo: $P_t = P_g + P_o + \ldots$
Se define como: la cantidad de trabajó que debe hacerse por unidad agua para transportar reversible e isotermalmente una cantidad infinitésima de agua a partir de un estanque de agua pura hacia el agua del suelo, a una elevación especifica a presión atmosférica (dentro de un punto en consideración).

PRECIPITACIÓN- Cuál quier y todas las formás del agua, en estado líquido o sólido, que cae de las nubes hasta llegar a la tierra. Esto incluye la lluvía, llovizna, llovizna helada, lluvía helada, granizo, hielo granulado, nieve, granizo menudo y bolillas de nieve.

PRESIÓN A NIVEL DE LA ESTACIÓN- Es la presión atmosférica en referencia a la elevación de la estación.

PRESIÓN A NIVEL DEL MAR- Es la presión atmosférica a nivel del mar, usualmente determinada por la presión de la estación en observación.

PRESIÓN ATMOSFÉRICA- Es la presión o el peso que ejerce la atmósfera en un punto determinado. La medición puede expresarse en varías unidades de medidas: hectopascales, en milibares, pulgadas o milímetros de mercurio [Hg]. También se conoce como presión barométrica.

PRESIÓN BAROMÉTRICA- Es la presión o el peso que ejerce la atmósfera en un punto determinado. La medición puede expresarse en varías unidades de medidas: hectopascales, milibares, pulgadas o milímetros de mercurio [Hg]. También se conoce como presión atmosférica.

PRESIÓN ESTÁNDAR DE LA SUPERFICIE- La medida de una atmósfera de presión bajo condiciones estándar. Equivale a 1,013.25 milibares, 29.92 pulgadas de mercurio, 760 milímetros de mercurio, 14.7 libras por pulgadas cuadradas ó 1.033 gramos por centímetro cuadrado.

PRESIÓN DE VAPOR A SATURACIÓN - Limite superior de la presión de vapor en o cuando el aire esta saturado a una temperatura dada (milibar).

PRESIÓN- Es la fuerza ejercida por el peso de la atmósfera en cada unidad de área en un punto sobre o por encima de la superficie de la tierra. También se le conoce como presión atmosférica o presión barométrica.

PRIMAVERÁ- Temporada del año cuando el sol se acerca al solsticio del veráno que se caracteriza por el aumento de temperaturas en las latitudes medías. Incluye los meses de marzo, abril, y mayo en el hemisferio norte y los meses de septiembre, octubre y noviembre en el hemisferio sur. En términos astronómicos es el período entre el equinoccio vernal y el solsticio de veráno.

PROMEDIO DÍARIO- Temperatura promedio para un día que se obtiene haciendo un promedio de las lecturas de cada hora o, también, de las temperaturas máximás y mínimás.

PRONÓSTICO- Pronunciamiento sobre sucesos futuros. El pronóstico del tiempo incluye el uso de modelos objetivos basados en algunos parámetros atmosféricos, unidos a la habilidad y experiencia del meteorólogo. También se le conoce como predicción.

PSICRÓMETRO- Instrumento usado para medir el vapor del agua contenida en la atmósfera. Consiste en dos termómetros, un bulbo mojado y otro seco. También se le conoce como psicrómetro oscilador.

PULGADAS DE MERCURIO [Hg]- Este nombre se deriva del uso del barómetro de mercurio que compara la altura de una columna de mercurio con la presión del aire. Una pulgada de mercurio equivale a 33.86 milibares ó 25.40 milímetros. Esta medida fue inventada en 1644 por Evangelista Torricelli [1608-1647], fisico y matemático italiano, para explicar los principios fundamentales de la hidromecánica.

PUNTO DE CONGELAMIENTO- Proceso de cambio de estado líquido a estado sólido, opuesto a la fusión. La temperatura a la que se solidifica un líquido en cuál quier situación. El agua pura bajo presión atmosférica se congela a 0 grados Celsius o 32 grados Fahrenheit. En oceanografía, el punto de congelación del agua desciende con el aumento de la salinidad.

PUNTO DE EBULLICIÓN- Temperatura en la que un líquido cambia a estado de vapor. El punto de ebullición o de hervor del agua pura se obtiene a una temperatura de 100 grados Celsius o 212 grados Fahrenheit.

PUNTO DE ROCÍO- Temperatura a la que debe enfriarse el aire [a una presión constante] para saturarse, es decir, para formar gotitas de agua.

RADAR DOPPLER- Radar meteorológico que mide la dirección y la velocidad de un objeto en movimiento, por ejemplo, una gota de lluvía, determinando si el movimiento atmosférico horizontal es en dirección hacia o fuera del radar. El efecto Doppler mide la velocidad de las partículas. Toma el nombre de J. Christian Doppler, un físico austríaco, quien en 1842 explicó porqué el pitido de un tren que se acerca tiene un sonido más agudo que cuando el tren se aleja.

RADAR- Su nombre proviene de las siglas en inglés de: Radio, Detección y Rango. Es un instrumento radioeléctrico usado para detectar objetos lejanos y medir el rango de su ubicación a partir del registro de un eco de energía radioeléctrica. Ejemplos: el radar Doppler y el NEXRAD en EE.UU.

RADIACIÓN EXTRATERRESTRE - Cantidad de radíación solar recibida horizontal-mente en el tope de la atmósfera.

RADIACIÓN NETA - Balance entre toda la radíación de onda larga que entra y sale (Rn = Rns + Rn 1.0)- Es la medida de la energía disponible en la superficie de la tierra.

RADIACIÓN NETA DE ONDA LARGA - Balance entre la radíación de onda larga que sale *y* entra; casi siempre es un valor negativo.

RADIACIÓN SOLAR NETA - Diferencia entre la radíación de onda corta recibida en la superficie de la tierra *y* la reflejada por el suelo, superficie del agua o cultivo.

RADIACIÓN SOLAR - Cantidad de radíación de onda corta recibida en un plano horizontal en la superficie de la tierra.

RÁFAGA- Es un aumento repentino y significativo en las fluctuaciones de la velocidad del viento. La velocidad punta del viento debe alcanzar por lo menos 16 nudos [30 km/h] y la varíación entre los picos y la calma es de por lo menos 10 nudos [18 km/h]. Generalmente la duración es menor de 20 segundos.

RELÁMPAGO- Manifestación luminoso que acompaña una descarga brusca de electricidad atmosférica. Esta descarga puede saltar de una nube al suelo o producirse en el seno de una nube, entre dos o más nubes, o entre una nube y el aire circundante.

REQUISITO DE AGUA POR EL CULTIVO - Profundidad de agua para la evapotranspiración (ET cultivo) requerida por un cultivo o un patrón diversificado de cultivos durante un período dado (mm/día).

RIEGO - Aplicación artificial de humedad al suelo con el propósito de suplir humedad adecuada, esencial para el crecimiento de las plantas. Se utiliza para suplementar la lluvía cuando esta es insuficiente.

RIEGO AEREO - Se refiere a riego a presión por tuberías perforadas, o el que se realiza con aspersores que riegan el agua sobre la siembra.

RIEGO POR ASPERSIÓN - Está basado en el principio de que el agua se libera a presión a través de líneas de riego de presión regular, hacia un sistema portátil, de peso livíano, líneas de riego de rápido acoplamiento o unidas con aspersores montados a intervalos regulares. Una amplia gama de aspersores esta diseñada para operar bajo varíadas Presiónes, espacios y tamaños y de varías distribuciones y características de flujo, haciendo de este sistema de riego uno parecido a la lluvía, adaptable a varías condiciones agrícolas.

RIEGO POR GOTEO - Es un método de riego altamente controlado en donde el agua se deposita directamente en el sistema de raíces de las plantas. El agua se recibe lentamente y a presión, para mantener la humedad del suelo dentro de los niveles necesarios para que las plantas crezcan bien. También se le conoce por "Tricle", "Tensión", "Capillary", "Daily". "High frecuency", "Continuous mositure", “Irrigation”. La distribución del líquido es medíante el uso de líneas secundarias y emisores.

RIEGO POR INFILTRACION - Se refiere al sistema que obliga al agua de río a fluir por los surcos.

RIEGO POR INUNDACION - Se refiere al riego de un campo rodeado por dique que contiene el agua y cubre un área determinada.

ROCÍO- Condensación en forma de pequeñas gotas de agua que se forman en el césped y en otros objetos pequeños cercanos a la tierra cuando la temperatura ha caído al punto del rocío. Esto ocurre generalmente durante las horas de la noche.

SATELITE ÓRBITAL POLAR- Satélite cuya órbita pasa sobre los dos polos de la tierra.

SATÉLITE - Cuál quier objeto que recorre una órbita alrededor de un cuerpo celeste como la luna. El término se usa comúnmente para designar objetos fabricados para órbitar la tierra, ya sea de manera geoestaciónaria o polar. Entre la información que se obtiene de los satélites del tiempo, como GOES9, se incluye: la temperatura y humedad del aire a grandes alturas; registros de la temperatura de las cúpulas de las nubes, de la tierra y del océano; monitoreo de los movimientos de las nubes para determinar la velocidad de los vientos a grandes alturas; trazado del movimiento del vapor del agua; monitoreo del sol y la actividad solar y compilación de datos de instrumentos meteorológicos en diferentes partes del mundo.

SEQUÍA- Condición climática anormalmente seca en un área específica que se prolonga debido a la falta de agua y causa un serio desbalance hidrológico.

SISTEMA DE ALTA PRESIÓN- Área de presión relativa máxima con vientos divergentes rotando en sentido opuesto a la rotación de la tierra. Se desplaza en sentido del reloj en el hemisferio norte y viceversa en el hemisferio sur. Conocido también como anticiclón, es lo opuesto a un área de baja presión o ciclón.

SISTEMA DE BAJA PRESIÓN- Área de presión relativa mínima con vientos convergentes. Se desplaza en sentido contrario a las manecillas del reloj en el hemisferio norte y viceversa en el hemisferio sur. Conocido también como ciclón, es lo opuesto a un área de alta presión o anticiclón.

SISTEMA SEMIPERMANENTE DE PRESIÓN- Sistema relativamente estable y estaciónario de presión y viento donde la presión es predominantemente alta o baja según los cambios de estación. No es de naturaleza transitoria como las bajas migratorias que se desarrollan por las diferencias entre la temperatura y la densidad. Ejemplos: la Baja de Islandía y el Alta de Bermuda en el Atlántico Norte.

SUBSIDENCIA- Hundimiento o movimiento hacia abajo del aire observado casi siempre en anticiclones. El término se usa para indicar una situación opuesta a la convección atmosférica.

TANQUE CLASE A- Es un envase de agua o evaporímetro utilizado para determinar el uso de agua por los cultivos en general, y para indicar la evapotranspiración potencial.

TECHO DE NUBES- Es la capa más baja de nubes que se reporta como partida o encapotada. Si el cielo está totalmente oscurecido, el techo es el límite de la visibilidad vertical.

TEMPERATURA MEDÍA- Promedio de lecturas de temperatura tomadas durante un período de tiempo determinado. Por lo general es el promedio entre las temperaturas máxima y mínima.

TEMPERATURA- Medida del movimiento molecular o el grado de calor de una sustancia. Se mide usando una escala arbitraria a partir del cero absoluto, donde las moléculas teoricamente dejan de moverse. Es también el grado de calor y de frío. En observaciones de la superficie, se refiere principalmente al aire libre o temperatura ambiental cerca a la superficie de la tierra.

TENSIÓN SUPERFICIAL - Este fenómeno se evidencia comúnmente en las interfases de líquido-aire y es resultado de la gran atracción de una molécula con otra. El efecto neto es una fuerza interior en la superficie, la cuál causa que el líquido se comporte como si su superficie estuviera cubierta con una membrana plástica dilatada.

TERMÓGRAFO - Es esencialmente un termómetro que se autoregistra. Es un termómetro que registra continuamente la temperatura en una cartilla.

TERMÓMETRO DE BULBO SECO- Termómetro usado para medir la temperatura ambiental. La temperatura registrada es considerada idéntica a la temperatura del aire. Es uno de los dos termómetros que conforman el psicrómetro.

TERMÓMETRO- Instrumento que sirve para medir la temperatura. Las diferentes escalas usadas en meteorología son: Celsius, Fahrenheit y Kelvin o Absoluta.

TIEMPO SEVERO- Cuál quier evento destructivo del tiempo. Término que caracteriza a eventos como las tormentas de nieve, tormentas muy intensas o tornados.

TIEMPO UNIVERSAL COORDINADO - Uno entre varios nombres usados por científicos y militares para determinar el período de 24 horas. Otro nombre que se usa para esta medida de tiempo es: Zulu [Z] o Hora del Meridíano de Greenwich [GMT].

TIEMPO- Es el estado de la atmósfera en un momento específico respectro a su efecto en la vida y las actividades humanas. Los cambios de la atmósfera en el corto plazo y no en el largo plazo, como ocurre con los grandes cambios climáticos. Para definirlo se utilizan términos que tienen que ver con claridad, nubosidad, humedad, precipitación, temperatura, visibilidad y viento.

TIFÓN- Es el nombre de un ciclón tropical con vientos sostenidos de 118 km/h [65 nudos] ó más que se presenta en el Pacífico Norte. Este fenómeno recibe el nombre de huracán en el Pacífico nororiental y el Atlántico Norte y se le llama ciclón en el Océano Indico.

TORMENTA TROPICAL- Ciclón tropical con vientos máximos sostenidos entre 62 km/h [34 nudos] y 117km/h [63 nudos]. Cuando llega a este punto el sistema recibe un nombre para poder identificarlo y seguirlo.

TRUENO- Sonido emitido por los gases mientras se expanden rápidamente a través del canal de descarga de un relámpago. Casi tres cuartos de la descarga eléctrica del relámpago es utilizada para calentar los gases de la atmósfera dentro y alrededor del canal visible. Las temperaturas pueden elevarse a más de 10,000 grados Celsius en microsegundos, ocasionando una violenta onda de presión, compuesta por compresión y ondas de succión. El tronar se crea cuando el oído capta partes separadas de la descarga, registrando primero la parte más cercana de la luz del rayo y, después, la parte más lejana.

TURBULENCIA EN AIRE CLARO- Nombre que se le da a la turbulencia que puede ocurrir en un cielo perfectamente claro sin presentarse aviso visual alguno, como por ejemplo, la formación de nubes. Entre los lugares donde este fenómeno puede ocurrir figuran: entre las laderas de montañas vecinas, en zonas bajas cerradas y en regiones de gradiente transversal del viento. También es conocido por sus siglas en inglés CAT [Clear Air Turbulence].

TURBULENCIA- Movimientos desordenados del aire compuestos por pequeños remolinos que se trasladan en las corrientes de aire. La turbulencia atmosférica es producida por aire en un estado de cambio contínuo. Puede ser causada por las corrientes termales o convectivas, por diferencias en el terreno y en la velocidad del viento, a lo largo de una zona frontal o por una varíación de la temperatura y la presión.

VAGUADA O ZONA DE BAJA PRESIÓN - Es un área alargada de baja presión atmosférica que se asocia con un área de circulación ciclónica mínima.

VAPOR DE AGUA [H_2O]- Se denomina al agua en estado gaseoso. Es uno de los componentes más importantes de la atmósfera. Debido a su contenido molecular, el aire que contiene vapor de agua es más livíano que el aire seco. Esto contribuye a que el aire húmedo tenga la tendencia a elevarse.

VELOCIDAD DEL VIENTO- Es el promedio del movimiento del aire durante un período de tiempo preestablecido. Puede medirse de varías maneras. La unidad de medida utilizada en Estados Unidos de Norteamérica es la milla por hora.

VENTISCA O TORMENTA DE NIEVE- Es una condición de tiempo severo caracterizada por temperaturas muy bajas, vientos de 55 km/h o más, junto con la caída de nieve lo que reduce la visibilidad a 300 metros o menos por un período de por lo menos 3 horas. Una ventisca severá tiene temperaturas cercanas o inferiores a los 12 grados Celsius bajo cero, vientos superiores a 72 km/h y visibilidad reducida por la nieve a casi cero.

VERÁNO- En astronomía es el período entre el solsticio de veráno y el equinoccio de otoño. Se caracteriza por tener las temperaturas más altas del año, excepto en algunas regiones tropicales. Por lo general, el veráno ocurre en los meses de junio, julio y agosto en el hemisferio norte y los meses de diciembre, enero y febrero en el hemisferio sur.

VIENTO- Es el aire que fluye en relación a la superficie de la tierra , generalmente de manera horizontal. Hay cuatro aspectos del viento que se miden: dirección, velocidad, tipo [ráfagas y rachas] y cambios. Los cambios superficiales se miden con veletas y anemómetros mientras que los de gran altitud se detectan con globos piloto, radioviento o reportes de la aereonaútica civil.

VIENTOS ALISIOS- Son dos cinturones de viento que soplan desde los centros de alta presión subtropicales moviéndose hacia la zona de baja presión ecuatorial. Son vientos de poca altitud caracterizados por su consistencia en su dirección. En el hemisferio norte, los vientos alisios soplan desde el noreste y en el hemisferio sur los vientos alisios soplan desde el sureste.

VIENTOS DEL ESTE- Término usualmente empleado para designar vientos con un componente persistente desde la dirección este. Ejemplo: los vientos alisios.

VIENTOS DEL OESTE- Cinturones amplios de vientos persistentes con un componente occidental. Es el movimiento atmosférico predominante centrado alrededor de las latitudes medías de cada hemisferio. Cerca de la superficie de la tierra los vientos del oeste se extienden aproximadamente entre los 35 y 65 grados de latitud, mientras en los niveles altos se extienden en dirección más ampliamente hacia los polos y el ecuador.

VISIBILIDAD - Medida de la opacidad de la atmósfera, y por lo tanto, es la distancia mayor desde la que uno puede observar objetos prominentes con el uso de la visión normal. El Servicio Nacional de Meterología la califica con diferentes términos. La visibilidad excepcional es la visibilidad determinada desde un punto cuál quiera de observación. La visibilidad preponderante es representativa de la condiciones de visibilidad de la estación de observación. La visibilidad sectorial es visibilidad hacia una dirección específica que representa un arco de por lo menos 45 grados en el horizonte. La visibilidad de torre es la visibilidad detectada por la torre de control de trafico aéreo [siglas en inglés, ATCT].

ZONA DE BAJA PRESIÓN ECUATORIAL- Es un área de baja presión semi-continua que se ubica entre las áreas subtropicales de alta presión de los hemisferios norte y sur.

ZONA DE CONVERGENCIA INTERTROPICAL [ITCZ o ZCTI]- Área en los hemisferios norte y sur donde convergen los vientos alisios, generalmente localizada entre los 10 grados al norte y sur del ecuador. Es una amplia área de baja presión donde tanto la fuerza de coriolis como la baja presión gradual son débiles, permitiendo la formación ocasional de perturbaciones tropicales. Durante el veráno en el hemisferio norte, cambia de lugar siguiendo los rayos solares más perpediculares, por ejemplo, avanzando hacia el norte sobre el sur de Asia y el Atlántico Norte.

APÉNDICE A

CONVERSIÓN PARA UNIDADES SI y NON – SI

Para convertir la columna 1 en la columna 2, Multiplique por	Columna 1 Unidad SI	Columna 2 Unidad Non-SI	Para convertir columna 2 en la Columna 1, Multiplique por
	LINEALES		
0.621	kilómetro, km [10^3m]	milla, mi	1.609
1.094	metro, m	yarda,yd	0.914
3.28	metro, m	pie	0.304
3.94×10^{-2}	milímetro, mm [10^{-3}]	pulgada, pul	25.4
	CUADRADAS		
2.47	hectárea, ha	acre	0.405
2.47	kilómetro cuadrado, km^2	acre	4.05×10^{-3}
0.386	kilómetro cuadrado, km^2	milla cuadrada, mi^2	2.590
2.47×10^{-4}	metro cuadrado, m^2	acre	4.05×10^{-3}
10.76	metro cuadrado, m^2	pie cuadrado, pie^2	9.29×10^{-2}
1.55×10^{-3}	mm^2	pulgada cuadrada, pul^2	645.00
	CÚBICAS		
9.73×10^{-3}	metro cúbico, m^3	acre-pulgada	102.8
35.3	metro cúbico, m^3	pie-cúbico, pie^3	2.83×10^{-2}
6.10×10^4	metro cúbico, m^3	pulgada cúbica, pul^3	1.64×10^{-5}
2.84×10^{-2}	litro, L [10^{-3} m^3]	fanega [buchel], bu	35.24
1.057	litro, L	cuartillo líquido, qt	0.946
3.53×10^{-2}	litro, L	pie cúbico, pie^3	28.3
0.265	litro, L	galón	3.78
33.78	litro, L	onza fluída, oz	2.96×10^{-2}
2.11	litro, L	pinta fluída, pt	0.473
	PESO		
2.20×10^{-3}	gramo, g [10^{-3} kg]	libra, lb	454
3.52×10^{-2}	gramo, g [10^{-3} kg]	onza, oz	28.4
2.205	kilogramo, kg	libra, lb	0.454
10^{-2}	kilogramo, kg	quintal [métrico], q	100
1.10×10^{-3}	kilogramo, kg	toneladas [2000 lbs], ton	907
1.102	mega gramo, mg	toneladas [US], ton	0.907
1.102	tonelada métrica, t	toneladas [US], ton	0.907
	RENDIMIENTO Y RAZÓN		
0.893	kilogramo por hectárea	libra por acre	1.12
7.77×10^{-2}	kilogramo por metro cúbico	libra por fanega	12.87
1.49×10^{-2}	kilogramo por hectárea	fanega por acre, 60 lb	67.19
1.59×10^{-2}	kilogramo por hectárea	fanega por acre, 56 lb	62.71
1.86×10^{-2}	kilogramo por hectárea	fanega por acre, 48 lb	53.75
0.107	litro por hectárea	galón por acre	9.35
893	tonelada por hectárea	libra por acre	1.12×10^{-3}
893	megagramo por hectárea	libra por acre	1.12×10^{-3}
0.446	tonelada por hectárea	tonelada [2000 lb] por acre	2.24

Para convertir la columna 1 en la columna 2, Multiplique por	Columna 1 Unidad SI	Columna 2 Unidad Non-SI	Para convertir columna 2 en la Columna 1, Multiplique por
	SUPERFICIE ESPECÍFICA		
10	metro cuadrado por Kilogramo	centímetro cuadrado por gramo	0.1
10^3	metro cuadrado por Kilogramo	milímetro cuadrado por gramo	10^{-3}
	PRESIÓN		
9.90	megapascal, MPa	atmósfera	0.101
10	megapascal	bar	0.1
1.0	megagramo por metro cúbico	gramo por centímetro cúbico	1.00
2.09×10^{-2}	pascal, Pa	libra por pie cuadrado	47.9
1.45×10^{-4}	pascal, Pa	libra por pulgada cuadrada	6.90×10^3
	TEMPERATURA		
1.00 [K-273]	Kelvin, K	centígrado, °C	1.00 [C+273]
[1.8 C + 32]	centígrado, °C	Fahrenheit, ° F	[F – 32] / 1.8
	ENERGÍA		
9.52×10^{-4}	Julio, J	BTU	1.05×10^3
0.239	Julio, J	caloría, cal	4.19
0.735	Julio, J	pie – libra	1.36
2.387×10^5	Julio por metro Cuadrado	caloría por centímetro cuadrado	4.19×10^4
10^5	Newton, N	dinas	10^{-5}
1.43×10^{-3}	vatio por metro cuadrado	centímetro cuadrado minuto	698
	REQUISITOS DE AGUA		
9.73×10^{-3}	metro cúbico	acre pulgada	102.8
9.81×10^{-3}	metro cúbico por hora	pie cúbico por segundo	101.9
4.40	metro cúbico por hora	galón [US] por minuto	0.227
8.11	hectárea-metro	acre-pie	0.123
97.28	hectárea-metro	acre-pulgada	1.03×10^{-2}
8.1×10^{-2}	hectárea centímetro	acre-pie	12.33
	CONCENTRACIÓN		
1	centinol por kilogramo	miliequivalentes por 100 gramos	1
0.1	gramo por kilogramo	porcentaje	10
1	miligramo por kilogramo	partes por millón	1

UNIDADES EQUIVALENTES

a. **Lineales**

1 pie = 12 pulgadas = 30.48 centímetros = 0.30 metros
1 pulgada = 2.54 centímetros = 25.4 milímetros
1 yarda = 3 pies = 91 centímetros = 0.91 metros
1 milla = 5,280 pies = 1,760 yardas = 1.61 kilómetros
1 metro = 100 centímetros = 1,000 milímetros = 3.281 pies = 39.37 pulgadas
1 cadena = 66 pies = 4 varas

b. **Cuadrados**

1 milla cuadrada = 640 acres
1 acre = 43,560 pies cuadrados = 4,047 metros cuadrados
1 cuerda = 42,306 pies cuadrados = 3,391.78 metros cuadrados = 0.9217 acre
1 pie cuadrado = 144 pulgadas cuadradas = 929.03 centímetros cuadrados
1 pulgada cuadrada = 6.45 centímetros cuadrados
1 hectárea = 2.471 acres
1 metro cuadrado = 10.76 pies cuadrados = 1,550 pulgadas cuadradas
1 centímetro cuadrado = 0.155 pulgadas cuadradas

c. **Volumen [cúbicos]**

1 galón [US] = 4 cuartillos = 3.785 litros = 8 pintas = 128 onzas fluídas
1 cuartillo = 2 pintas = 0.946 litros = 32 onzas fluídas = 926 mililitros
1 pinta = 16 onzas fluídas = 2 tazas = 32 cucharadas = 473 mililitros = 473 cc
1 taza = 8 onzas fluídas = ½ pinta = 16 cucharadas = 48 cucharaditas
1 onza fluída = 2 cucharadas = 6 cucharaditas = 29.57 mililitros
1 onza = 2 cucharadas
1 cucharada = 3 cucharaditas = 15 mililitros
1 cucharadita = 0.17 onzas fluídas = 60 gotas = 5 mililitros
1 litro = 1,000 mililitros = 2.133 pintas = 0.2645 galones
1 mililitro = 1 centímetro cúbico = 0.0338 onzas fluídas
1 pie cúbico = 7.48 galones = 28.32 litros
1 pie cúbico de agua = 62.43 libras
1 pie cúbico de suelo = 68 a 112 libras
1 galón americano = 231 pies cúbicos
1 acre-pie de agua = 2, 720,000 libras = 325,733 galones
1 acre-pie de suelo = 4, 000,000 libras
1 acre-pie = 1233.5 metros cúbicos
1 millón galones = 3.07 acre-pie
1 mm por día = 0.116 litros por hectárea-segundo = 10 m^3 /ha-día
1 litro por hectárea-segundo = 8.64 mm/ día = 86.4 m^3 /ha-día
1 pulgada de agua = 27,144.4 galones

d. **Peso**

1 libra = 16 onzas = 453.6 gramos
1 onza = 28.35 gramos
1 kilogramo = 1,000 gramos = 2.207 libras
1 gramo = 1,000 miligramos = 0.03527
1 tonelada = 2,000 libras = 0.97 tonelada métrica

e. **Presión**

1 atm = 76 centímetros de mercurio = 1.013 bares
= 1.033 kilogramos por centímetros cuadrados
1 pulgada mercurio = 0.0334 atmo
1 pulgada de agua = 2.49 milibares
1 milibar = 0.75 milímetro de mercurio
1 libra por pulgada cuadrada = 51.72 milímetro de mercurio = 6.900 pascales
1 bar = 1, 000,000 dinas-cm = 1.023 cm de una columna de agua

f. **Radíación**

1 cal/cm^2 = 1/59 mm
1 cal/cm^2 · min = 1 mm/hr
1 mW/cm^2 = 1/70 mm/hr
1 mW/cm^2 [24 hr] = 0.344 mm/día
1 cal/cm^2 · min [24 hr] = 24 mm/día
1 J/cm^2 · min [24 hr] = 5.73 mm/día

g. **Velocidad**

1 pie/seg = 0.305 m/seg = 1.095 km/hr
1 pie/min = 0.51 cm/seg = 0.018 km/hr
1 milla/min = 2682 cm/seg = 1.61 km/min
1 m/seg [24 hr] = 86.4 km/día
1 pie/seg [24 hr] = 26.33 km/día
1 milla/hr [24 hr] = 38.6 km/día

h. **Otros**

Conductividad a miliequivalentes por litro:
m.e./1. = 10 x CE x 103 para aguas de riego y extractores de suelos dentro del margen de 0.1 a 5.0 mmho/cm
Conductividad a presión osmótica en atmósferas:
PO = 0.36 x CE x 10^3 para extractos de suelos de un margen entre 3 y 30 mmho/cm
Conductividad a partes por millón:
p.p.m. = 0.64 x CE x 10^6 para agua de riego en el margen entre 100 y 5,000 mmho/cm
Granos por galón a partes por millón:
p.p.m. = 17.1 x granos por gal.
Galones por min. a pies cúbicos por seg.:
0.002228 x [gal. / min.]
Miliequivalentes por litro a partes por millón:
Multiplique m.e./I. de cada ión por su peso equivalente y sume los productos.
Partes de sal por millón de partes de agua de riego a toneladas de sal por acre pie de agua:
Ton. por acrepie = 0.00136 x p.p.m.
Peso equivalente de yeso [$CaSO_4 \cdot 2\ H_2O$] = 86.09 gm.
Una solución saturada de yeso a 25° C contiene:
30.5 m.e./1; 2.63 gm/1; 2,630 p.p.m.; 3.5 tons de yeso por acre pie de agua.
Un m.e. de yeso por 100 gm. de suelo corresponde a 1.72 ton de yeso por
Acre-pie de suelo [4 millones de libras]. Ton de yeso por acrepie de suelo:
1.72 x [m.e. de yeso por 100 gm. de suelo]. CE x 10^3 = 2.205 a 25° C.

i. **Temperatura**

Centígrado [°C] a Fahrenheit [°F]

°F = [1.8 x °C + 32]

°C	°F	°C	°F	°C	°F	°C	°F
0	032.0	25	077.0	50	122.0	75	167.0
1	033.8	26	078.8	51	123.8	76	168.8
2	035.6	27	080.6	52	125.6	77	170.6
3	037.4	28	082.4	53	127.4	78	172.4
4	039.2	29	084.2	54	129.2	79	174.2
5	041.0	30	086.0	55	131.0	80	176.0
6	042.8	31	087.8	56	132.8	81	177.8
7	044.6	32	089.6	57	134.6	82	179.6
8	046.4	33	091.4	58	136.4	83	181.4
9	048.2	34	093.2	59	138.2	84	183.2
10	050.0	35	095.0	60	140.0	85	185.0
11	051.8	36	096.8	61	141.8	86	186.8
12	053.6	37	098.6	62	143.6	87	188.6
13	055.4	38	100.4	63	145.4	88	190.4
14	057.2	39	102.2	64	147.2	89	192.2
15	059.0	40	104.0	65	149.0	90	194.0
16	060.8	41	105.8	66	150.8	91	195.8
17	062.6	42	107.6	67	152.6	92	197.6
18	064.4	43	109.4	68	154.4	93	199.4
19	066.2	44	111.2	69	156.2	94	201.2
20	068.0	45	113.0	70	158.0	95	203.0
21	069.8	46	114.8	71	159.8	96	204.8
22	071.6	47	116.6	72	161.6	97	206.6
23	073.4	48	118.4	73	163.4	98	208.4
24	075.2	49	120.2	74	165.2	99	210.2
						100	212.0

Fahrenheit [°F] a Centígrado [°C]

C = [F – 32] / 1.8

	°C									
°F	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	-12.22	-11.67	-11.11	-10.56	-10	-9.44	-8.89	-8.33	-7.78	-7.22
20	-6.67	-6.11	-5.56	-5.00	-4.44	-3.89	-3.33	-2.78	-2.22	-1.67
30	-1.11	-0.56	0.00	0.56	1.11	1.67	2.22	2.78	3.33	3.89
40	4.44	5.00	5.56	6.11	6.67	7.22	7.78	8.33	8.89	9.44
50	10.00	10.55	11.11	11.67	12.22	12.78	13.33	13.89	14.44	15.00
60	15.56	16.11	16.67	17.22	17.78	18.33	18.89	19.44	20.00	20.56
70	21.11	21.67	22.22	22.78	23.33	23.89	24.44	25.00	25.56	26.11
80	26.67	27.22	27.78	28.33	28.89	29.44	30.00	30.56	31.11	31.67
90	32.22	32.78	33.33	33.89	34.44	35.00	35.56	36.11	36.67	37.22
100	37.78	38.33	38.89	39.44	40.00	40.56	41.11	41.67	42.22	42.78
110	43.33	43.89	44.44	45.00	45.56	46.11	46.67	47.22	47.78	48.33
120	48.89	49.44	50.00	50.56	51.11	51.67	52.22	52.78	53.33	53.89
130	54.44	55.00	55.56	56.11	56.67	57.22	57.78	58.33	58.89	59.44

°F		°C		°F		°C		°F		°C
140		60		160		71.1		180		82.2
150		65.6		170		76.7		190		87.8

APÉNDICE B
NUTRIMENTOS

Columna A	Columna B	Conversión A a B	Equivalente B a A
N	NH_3	1.216	0.822
	NO_3	4.429	0.226
	KNO_3	7.221	0.1385
	$Ca[NO_3]_2$	5.861	0.171
	$[NH_4]_2SO_4$	4.721	0.212
	NH_4NO_3	5.718	0.175
	$[NH_4]_2 HPO_4$	4.718	0.212
P	P_2O_5	2.292	0.436
	PO_4	3.066	0.326
	KH_2PO_4	4.394	0.228
	$[NH_4]_2 HPO_4$	4.255	0.235
	H_3PO_4	3.164	0.316
K	K_2O	1.205	0.83
	KNO_3	2.586	0.387
	KH_2PO_4	3.481	0.287
	Kcl	1.907	0.524
	K_2SO4	2.229	0.449
Ca	CaO	1.399	0.715
	$Ca[NO_3]_2$	4.094	0.244
	$CaCl_2 \cdot 6H_2O$	5.467	0.183
	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	4.296	0.233
Mg	MgO	1.658	0.603
	$MgSO_4 \cdot 7H_2O$	1.014	0.0986
S	H_2SO_4	3.059	0.327
	$[NH_4]_2 SO_4$	4.124	0.2425
	K_2SO_4	5.437	0.184
	$MgSO_4 \cdot 7H_2O$	7.689	0.13
	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	5.371	0.186

APÉNDICE C

PROFUNDIDAD CARACTERISTICA DE RAICES DE ALGUNAS HORTALIZAS

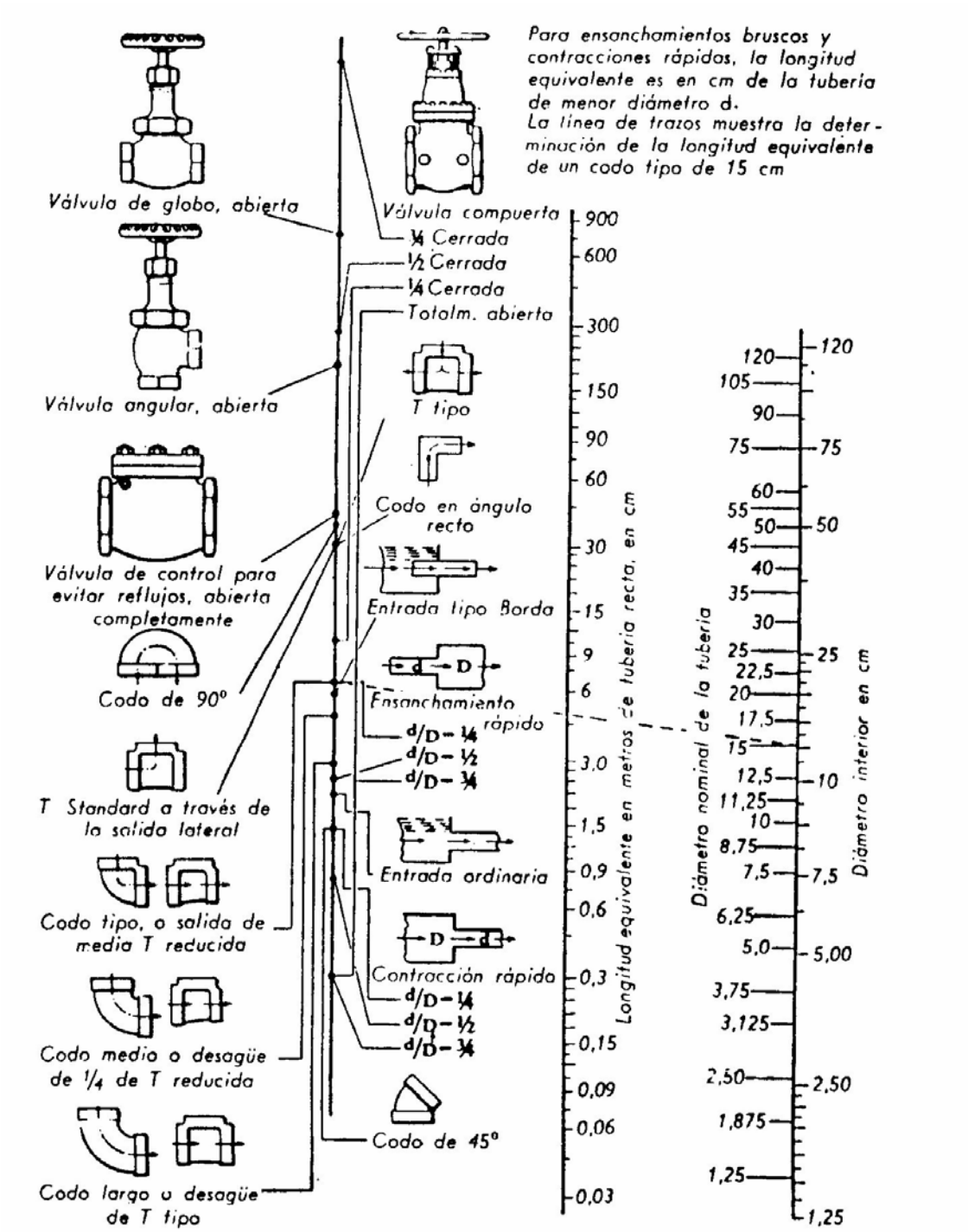
Superficial [45 a 60 cm]	**Moderamente hondo [90 a 120 cm]**	**Hondo [a más de 120 cm]**
Cebolla	Berenjena	Calabaza
Maíz	Habichuela	Sandía
Repollo	Melón	Tomate
	Pepinillo	
	Pimiento	

Según J. E. Knott, 1966. *Vegetables Growers Handbook*. John Wiley & Sons, New York.

APÉNDICE D

Pérdidas por rozamiento debidas a causas menores tales como recodos, válvulas y otros accesorios

[Del *Oregon Agr. Exp. Sta. Bul.* 181, de Wolfe, 1950] .



APÉNDICE E

Pérdidas de carga en metros debidas a los rozamientos por 1000 metros de una tubería de acero de 15 años de edad. [Basada en datos originales de Williams y Hazen]

$$V = C.R.^{0.63}\ \delta^{0.54}\text{, donde } C = 100$$

Caudal de régimen, en m³/hora	Litros por segundo	Diámetro nominal de la tubería									
		1,90 cm	2,54 cm	5,08 cm	6,35 cm	7,62 cm	10,61 cm	12,70 cm	15,24 cm	20,32 cm	25,40 cm
0,25	0,069	10	2,4								
0,5	0,139	36	9								
0,75	0,208	82	18								
1,00	0,278	145	33	1,2	0,4						
1,5	0,417	300	68	2,5	0,8						
2	0,556		110	4,0	1,5	0,6	0,1				
3	0,834			8,9	3,0	1,2	0,3				
4	1,11			15	5,0	2,0	0,5	0,2			
5	1,39			22	7,5	3,0	0,7	0,3			
6	1,67			31	10	4,2	1,0	0,4			
8	1,95			54	18	7,3	1,8	0,6	0,3		
10	2,78			80	27	11	2,7	0,9	0,4		
12	3,34			110	32	15	3,8	1,1	0,5		
14	3,89			150	38	20	5,0	1,3	0,7	0,2	
16	4,45			190	65	26	6,5	2,2	0,9	0,2	
18	5,00			240	80	32	8,0	2,7	1,1	0,3	
20	5,56			265	95	38	9,0	3,2	1,3	0,3	
25	6,95			430	150	60	14	5,0	2,0	0,5	0,2
30	8,34					80	20	7,0	2,8	0,7	0,2
35	9,73					108	27	9,5	3,7	1,0	0,3
40	11,1						34	12	4,8	1,2	0,4
45	12,5						43	14	5,8	1,5	0,5
50	13,9						50	18	7,2	1,8	0,6
55	15,3						60	22	8,8	2,4	0,8
60	16,7						70	25	10	2,6	0,8
65	18,1						84	30	12	3,0	1,0
70	19,5						98	34	13	3,4	1,2
80	22,2							42	17	4,3	1,5
90	25,0							54	22	5,5	1,9
100	27,8							64	26	6,6	2,3
110	30,6							76	30	8,0	2,7
120	33,4							90	36	9,4	3,0
130	36,2							103	42	11	3,7
140	38,9							120	49	12	4,2
150	41,7							135	55	14	4,8
160	44,5								64	16	5,4
170	47,2								70	18	6,0
180	50,0								80	20	6,6
190	52,8								88	22	7,5
200	55,6								95	24	8,0
225	62,5									30	10
250	69,5									34	12
275	76,5									43	15
300	83,4									50	17
350	97,3									68	22
400	101									88	29
450	125									110	36
500	139									130	44
600	167										60
700	195										80
800	222										103
900	250										130

(Cortesía de Goulds Pumps, Inc.)

Coeficientes de la tubería. Los valores del rozamiento dados en esta tabla se refieren a tuberías de hierro forjado o de fundición de 15 años de utilización cuando operan con aguas claras y duras. Para utilizarla para otras clases de tubería hay que multiplicar los valores de la tabla por un coeficiente elegido de entre los de la lista consignada a continuación, que corresponda a las condiciones reales.

Tubería nueva y lisa de hojalata y acero (Durand)	0,6
Tubería nueva y lisa de hierro (Williams y Hanzen, C = 120)	0,7
Tubería ordinaria de 15 años (Williams y Hanzen, C = 100)	1,0
Tubería ordinaria de 25 años (Williams y Hanzen, C = 900)	1,2
Tubería transportable de aluminio con acoplamientos (Williams y Hanzen, C = 120)	1,7

(Bulletin 481, Oregon Agricultural Experiment Station.)

APÉNDICE F

Intensidad medía mensual de la radíación solar [R_a] que mide sobre una superficie horizontal, en milímetros de agua evaporada por día [según Criddle]

INTENSIDAD MEDIA MENSUAL DE LA RADIACIÓN SOLAR (R_a) QUE MIDE SOBRE UNA SUPERFICIE HORIZONTAL, EN MILÍMETROS DE AGUA EVAPORADA POR DÍA * (SEGÚN CRIDDLE)

	Hemisferio Norte																													
	90°	*80°*	*70°*	*60°*	*50°*	*40°*	*30°*	*20°*	*10°*	*0°*	*10°*	*20°*	*30°*	*40°*	*50°*	*60°*	*70*	*80°*	*90°*
Enero	—	—	—	1.3	3.6	6.0	8,5	10.8	12,8	14,5	15,8	16,8	17,3	17,3	17,1	16,6	16,5	17,3	17,6
Febrero	—	—	1,1	3.5	5.9	8.3	10,5	12.3	13,9	15,0	15,7	16,0	15,8	15,2	14,1	12,7	11,2	10,5	10,7
Marzo	—	1,8	4,3	6,8	9,1	11.0	12,7	13.9	14,8	15,2	15,1	14,6	13,6	12,2	10,5	8,4	6,1	3.6	1,9
Abril	7,9	7,8	9,1	11,1	12,7	13.9	14,8	15,2	15,2	14,7	13,8	12,5	10,8	8,8	6,6	4,3	1,9	—	—
Mayo	14,9	14,6	13,6	14,6	15,4	15,9	16,0	15,7	15,0	13,9	12,4	10,7	8,7	6,4	4,1	1,9	0,1	—	—
Junio	18,1	17,8	17.0	16,5	16,7	16,5	15,8	14,8	13,4	11,6	9,6	7,4	5,1	2,8	0,8	—	—	—	—
Julio	16,8	16,5	15,8	15,7	16,1	16,3	16,2	15,7	14,8	13,5	11,9	10,0	7,8	5,6	3,3	1,2	—	—	—
Agosto	11,2	10,6	11,4	12,7	13,9	14,8	15,3	15,3	15,0	14,2	13,0	11,5	9,6	7,5	5,2	2,9	0,8	—	—
Septbre.	2,6	4,0	6,8	8,5	10,5	12,2	13,5	14,4	14,9	14,9	14,4	13,5	12,1	10,5	8,5	6,2	3,8	1,3	—
Octubre	—	0,2	2,4	4,7	7,1	9,3	11,3	12,9	14,1	15,0	15,3	15,3	14,8	13,8	12,5	10,7	8,8	7,1	7,0
Novbre.	—	—	0,1	1,9	4,3	6,7	9,1	11,2	13,1	14,6	15,7	16,4	16,7	16,5	16,0	15,2	14,5	15,0	15,3
Dicbre.	—	—	—	0,9	3,0	5,5	7,9	10,3	12,4	14,3	15,8	16,9	17,6	17,8	17,8	17,5	18,1	18,9	19,3

Cálculos basados en el «*Manual of Meteorology*» de Napier Shaw., vol. II Comparative Meteorology, 2.ª edición, Cambridge University Press 1936, págs. 4 y 5.

Nota: Los valores de la tabla de Shaw han sido multiplicados por 0.86 y divididos por 59 para calcular la radíación en milímetros de agua por día.

APÉNDICE G

Tanto por ciento de horas de sol díarias
Latitud de 0º a 46° Sur; y 0º a 60º Norte

Latit. 0° N	*Enero*	*Febrero*	*Marzo*	*Abril*	*Mayo*	*Junio*	*Julio*	*Agosto*	*Sepbre.*	*Octubre*	*Novbre.*	*Dicbre.*
0	8,50	7,66	8,49	8,21	8,50	8,22	8,50	8,49	8,21	8,50	8,22	8,50
5	8,32	7,57	8,47	8,29	8,65	8,41	8,67	8,60	8,23	8,42	8,07	8,30
10	8,13	7,47	8,45	8,37	8,81	8,60	8,86	8,71	8,25	8,34	7,91	8,10
15	7,94	7,36	8,43	8,44	8,98	8,80	9,05	8,83	8,28	8,20	7,75	7,88
20	7,74	7,25	8,41	8,52	9,15	9,00	9,25	8,96	8,30	8,18	7,58	7,66
25	7,53	7,14	8,39	8,61	9,33	9,23	9,45	9,09	8,32	8,09	7,40	7,42
30	7,30	7,03	8,38	8,72	9,53	9,49	9,67	9,22	8,33	7,99	7,19	7,15
32	7,20	6,97	8,37	8,76	9,62	9,59	9,77	9,27	8,34	7,95	7,11	7,05
34	7,10	6,91	8,36	8,80	9,72	9,70	9,88	9,33	8,36	7,90	7,02	6,92
36	6,99	6,85	8,35	8,85	9,82	9,82	9,99	9,40	8,37	7,85	6,92	6,79
38	6,87	6,79	8,34	8,90	9,92	9,95	10,10	9,47	8,38	7,80	6,82	6,66
40	6,76	6,72	8,33	8,95	10,02	10,08	10,22	9,54	8,39	7,75	6,72	7,52
42	6,63	6,65	8,31	9,00	10,14	10,22	10,35	9,62	8,40	7,69	6,62	6,37
44	6,49	6,58	8,30	9,06	10,26	10,38	10,49	9,70	8,41	7,63	6,49	6,21
46	6,34	6,50	8,29	9,12	10,39	10,54	10,64	9,79	8,42	7,57	6,36	6,04
48	6,17	6,41	8,27	9,18	10,53	10,71	10,80	9,89	8,44	7,51	6,23	5,86
50	5,98	6,30	8,24	9,24	10,68	10,91	10,99	10,00	8,46	7,45	6,10	5,65
52	5,77	6,19	8,21	9,29	10,85	11,13	11,20	10,12	8,49	7,39	5,93	5,43
54	5,55	6,08	8,18	9,36	11,03	11,38	11,43	10,26	8,51	7,30	5,74	5,18
56	5,30	5,95	8,15	9,45	11,22	11,67	11,69	10,40	8,53	7,21	5,54	4,89
58	5,01	5,81	8,12	9,55	11,46	12,00	11,98	10,55	8,55	7,10	4,31	4,56
60	4,67	5,65	8,08	9,65	11,74	12,39	12,31	10,70	8,57	6,98	5,04	4,22
Sur												
0	8,50	7,66	8,49	8,21	8,50	8,22	8,50	8,49	8,21	8,50	8,22	8,50
5	8,68	7,76	8,51	8,15	8,34	8,05	8,33	8,38	8,19	8,56	8,37	8,68
10	8,86	7,87	8,53	8,09	8,18	7,86	8,14	8,27	8,17	8,62	8,53	8,88
15	9,05	7,98	8,55	8,02	8,02	7,65	7,95	8,15	8,15	8,68	8,70	9,10
20	9,24	8,09	8,57	7,94	7,85	7,43	7,76	8,03	8,13	8,76	8,87	9,33
25	9,46	8,21	8,60	7,84	7,66	7,20	7,54	7,90	8,11	8,86	9,04	9,58
30	9,70	8,33	8,62	7,73	7,45	6,96	7,31	7,76	8,07	8,97	9,24	9,85
32	9,81	8,39	8,63	7,69	7,36	6,85	7,21	7,70	8,06	9,01	9,33	9,96
34	9,92	8,45	8,64	7,64	7,27	6,74	7,10	7,63	8,05	9,06	9,42	10,08
36	10,03	8,51	8,65	7,59	7,18	6,62	6,99	7,56	8,04	9,11	9,51	10,21
38	10,15	8,57	8,66	7,54	7,08	6,50	6,87	7,49	8,03	9,16	9,61	10,34
40	10,27	8,63	8,67	7,49	6,97	6,37	6,76	7,41	8,02	9,21	9,71	10,49
42	10,40	8,70	8,68	7,44	6,85	6,23	6,64	7,33	8,01	9,26	9,82	10,64
44	10,54	8,78	8,69	7,38	6,73	6,08	6,51	7,25	7,99	9,31	9,94	10,80
46	10,69	8,86	8,70	7,32	6,61	5,92	6,37	7,16	7,96	9,37	10,07	10,97

Anexo 1

Radíación y brillo solar Astronómica, de acuerdo a la latitud: Aplicación de la ecuación /18/ y /22b/ respectivamente. [Valores promedios de cálculos díarios]

Latitud Norte																	
		0		2		4		6		8		10		12		14	
Mes	Dia	Ra	N	Ra	N	Ra	N	Ra	N	Ra	N	Ra	N	Ra	N	Ra	N
		MJm^2dia^{-1}	horas	MJm^2dia^{-1}	horas	MJm^2dia^{-1}	horas	MJm^2dia^{-1}	horas	MJm^2dia^{-1}	horas	MJm^2dia^{-1}	horas	MJm^2dia^{-1}	horas	MJm^2dia^{-1}	horas
E	31.00	34.60	12.00	33.86	11.90	33.09	11.80	32.28	11.69	31.44	11.59	30.57	11.49	29.66	11.38	28.73	11.28
F	60.00	35.95	12.00	35.46	11.94	34.93	11.87	34.35	11.81	33.74	11.74	33.09	11.68	32.40	11.61	31.68	11.54
M	91.00	36.93	12.00	36.84	11.99	36.71	11.98	36.53	11.97	36.31	11.96	36.04	11.96	35.73	11.95	35.38	11.94
A	121.00	36.43	12.00	36.74	12.05	37.02	12.09	37.24	12.14	37.43	12.18	37.57	12.23	37.66	12.27	37.71	12.32
M	152.00	34.97	12.00	35.61	12.09	36.22	12.19	36.78	12.28	37.31	12.37	37.80	12.47	38.25	12.56	38.65	12.66
J	182.00	34.08	12.00	34.86	12.11	35.60	12.23	36.30	12.34	36.97	12.46	37.60	12.57	38.19	12.69	38.75	12.81
Ju	213.00	34.58	12.00	35.28	12.10	35.95	12.20	36.58	12.31	37.17	12.41	37.73	12.51	38.24	12.62	38.72	12.73
A	244.00	36.04	12.00	36.47	12.06	36.86	12.12	37.21	12.18	37.51	12.25	37.77	12.31	37.99	12.37	38.16	12.44
S	274.00	36.91	12.00	36.96	12.01	36.95	12.02	36.91	12.03	36.82	12.04	36.68	12.04	36.50	12.05	36.28	12.06
O	305.00	35.69	12.00	35.13	11.93	34.53	11.85	33.89	11.78	33.21	11.70	32.50	11.63	31.75	11.55	30.97	11.47
N	335.00	34.96	12.00	34.28	11.91	33.57	11.82	32.82	11.72	32.03	11.63	31.21	11.53	30.36	11.44	29.47	11.34
D	365.00	34.08	12.00	33.27	11.89	32.43	11.77	31.55	11.66	30.65	11.54	29.71	11.43	28.75	11.31	27.76	11.19

Latitud Sur																	
		0		2		4		6		8		10		12		14	
Mes	Dia	Ra	N	Ra	N	Ra	N	Ra	N	Ra	N	Ra	N	Ra	N	Ra	N
		MJm^2dia^{-1}	horas	MJm^2dia^{-1}	horas	MJm^2dia^{-1}	horas	MJm^2dia^{-1}	horas	MJm^2dia^{-1}	horas	MJm^2dia^{-1}	horas	MJm^2dia^{-1}	horas	MJm^2dia^{-1}	horas
E	31.00	34.60	12.00	35.30	12.10	35.97	12.20	36.59	12.31	37.18	12.41	37.73	12.51	38.24	12.62	38.71	12.72
F	60.00	35.95	12.00	36.40	12.06	36.81	12.13	37.18	12.19	37.50	12.26	37.79	12.32	38.02	12.39	38.22	12.46
M	91.00	36.93	12.00	36.97	12.01	36.97	12.02	36.93	12.03	36.84	12.04	36.70	12.04	36.53	12.05	36.30	12.06
A	121.00	36.43	12.00	36.07	11.95	35.67	11.91	35.23	11.86	34.74	11.82	34.22	11.77	33.65	11.73	33.05	11.68
M	152.00	34.97	12.00	34.28	11.91	33.57	11.81	32.81	11.72	32.02	11.63	31.20	11.53	30.35	11.44	29.46	11.34
J	182.00	34.08	12.00	33.27	11.89	32.43	11.77	31.56	11.66	30.65	11.54	29.72	11.43	28.75	11.31	27.76	11.19
Ju	213.00	34.58	12.00	33.84	11.90	33.06	11.80	32.25	11.69	31.41	11.59	30.53	11.49	29.63	11.38	28.69	11.27
A	244.00	36.04	12.00	35.57	11.94	35.06	11.88	34.50	11.82	33.91	11.75	33.28	11.69	32.61	11.63	31.90	11.56
S	274.00	36.91	12.00	36.83	11.99	36.69	11.98	36.52	11.97	36.29	11.96	36.03	11.96	35.72	11.95	35.37	11.94
O	305.00	35.69	12.00	36.71	12.05	37.01	12.10	37.26	12.15	37.47	12.20	37.64	12.25	37.76	12.30	37.84	12.35
N	335.00	34.96	12.00	35.61	12.09	36.21	12.18	36.78	12.28	37.30	12.37	37.79	12.47	38.23	12.56	38.64	12.66
D	365.00	34.08	12.00	34.85	12.11	35.59	12.23	36.30	12.34	36.97	12.46	37.60	12.57	38.19	12.69	38.74	12.81

Índice Alfabético

Absorbitividad, 36
Absorción, 39
Absorción de calor, 50
Adhesión, 158
Advección, 51
Aerosoles, 22
Agroclimatología, 13
Agua capilar, 174
Agua disponible, 174
Agua gravitacional, 173, 176
Agua higroscópica, 174
Albedo, 39,40,51,58
Alisios, 43,243,244,249
Almacenamiento de agua en el suelo, 215
Almacenamineto de agua en el dosel, 163
Altocúmulos, 89
Altostratos, 89
Amoniaco, 21
Amplitud Térmica, 74
Análisis probabilistico, 91
Atmósfera, 15

Balance de agua, 128,139
Balance de Energía, 56, 60
Balance de Radíación, 51
Balance Hídrico, 211,225,212,223
Balance hídrico agrícola, 213
Balance hídrico climático, 212
Balance hídrico para drenaje, 213
Balance hídrico para riego potencial, 213
Bandeja de Evaporación, 133
Barreras rompevientos, 120
Blaney- Criddle, 130,139,138,126,139
Blaney y Criddle modificado por Shih, 131,139
Blaney-Criddle modificado por FAO, 130,139
Bloques de yeso, 194, 196,194
Bowen, 61,62
Brillo Solar, 28, 30,42
Brillo solar astronómico, 44,53,31
Brillo solar observado, 44

Calentadores, 69
Calentamiento de la atmósfera, 72
Calor de fusión, 157
Calor de sublimación, 157
Calor de vaporización, 63
Calor De Vaporización, 157
Calor de vaporización del agua, 61
Calor específico, 63
Calor específico del aire, 61
Calor latente, 51,62
Calor sensible, 58
Capacidad de almacenamiento, 162,211,223
Capacidad de almacenamiento de agua por el docel, 162
Capacidad de almacenamiento del suelo, 215
Capacidad de campo, 173,191,215
Capacidad volumétrica del aire, 59
Capas de la atmósfera, 17
Ciclones, 28
Cilotérmicos, 80
Cinturones de abrigo, 120
Cirrocúmulos, 89
Cirrostratos, 89
Cirrus, 89
Clasificación de las lluvías, 90
Clima, 13
Coeficiente de bandeja (K_P), 134
Coeficiente de extinción, 49
Coeficiente psicrométrico, 112,113
Coeficientes de cosecha o de cultivo (Kc), 146,150
Cohesión, 158
Composición del suelo, 165
Condensación, 88
Conducción, 50
Constante de Stefan Bolztman, 58
Constante de Van Karman, 59,119
Constante psicrométrica, 62
Constante solar, 38
Constante térmica, 80
Contaminación atmosférica, 19
Convección, 51
Convectivas, 84
Conversión fotosintética, 42

Conversión fotovoltaica, 42
Conversión térmica, 41
Copos de nieve, 83
Cristales, 109
Cubierta térmica, 15
Cuboides, 170
Cuerpo Negro, 35
Cultivo de referencia, 146
Cúmulos,89
Curvas de retención de agua, 182,184

Déficit, 219,221,230,156,213
Densidad de flujo radíante, 35
Densidad del aire, 119
Difusión, 39, 180
Difusión turbulenta, 72
Dióxido de azufre, 20
Dióxido de carbono, 16,19,32
Dióxido de nitrógeno, 20
Dispersador de neutrones, 195
Disponibilidad de agua, 182
Dosel, 45,46
Duración, 100

Ecuaciones, 124
Efecto foehn, 86, 117
Efecto orográfico, 102
Efecto térmico, 33, 73
Efectos fotomorfogénicos, 33
Efectos fotosintéticos, 33
Eficiencia fotosintética, 47
El agua del suelo, 170
El grado de humedad, 67
El Niño, 149,244,249, 250, 251
El tanque de evaporación, 124
El vapor de agua, 72
El viento, 67,115
Emisividad, 36,58
Energía eólica, 42
Energía hidráulica, 42
Equinoccio, 29,30

Escorrentía, 159,164,210
Esferoidal, 170
Espectro Solar, 33
Estado estándar, 178
Estimación de datos faltantes, 102
Estratos, 89
Estratosfera, 17
Estructura del suelo, 170,171
Evaporación, 122,123,124,211
Evapotranspiración, 119,122,143,159,209
Evapotranspiración de cultivo, 140
Evapotranspiración de referencia, 144,145
Evapotranspiración potencial, 125,144
Evapotranspiración potencial, 144
Evapotranspiración real, 140,214,221
Evento del Cálido del Pacífico, 246
Exceso, 213, 156, 221
Exosfera, 18

Factores astronómicos, 28
Factores geográfico, 28
Factores que favorecen las heladas, 67
Factores topográficos, 28
Fase gaseosa, 166
Flujo caulinar, 161
Flujo de calor en el suelo, 56,63
Flujo de calor latente, 56
Flujo de calor sensible, 56
Flujo del aire, 25
Formación de la lluvía, 84
Formula de la ORSTOM, 125
Fórmula de Rohwer, 124
Fotoperiodismo, 47
Fotoperíodo, 47,48
Fotosíntesis, 46
Fototemperatura, 79
Frecuencia, 101
Frecuencia de lluvías, 96,98
Frequency Domain Reflectometry, 199
Fuerzas de Van der Waals, 157

García y López modificada por Jaramillo, 137,141
Gases de efecto invernadero, 24
Gases inertes, 16
Gotas de agua, 109
Gradiente de humedad, 61,64
Gradiente de temperatura, 61, 63, 74
Gradientes térmicos, 75
Grados día de desarrollo, 78
Granizo, 83
Gravimétrico, 189

Hargreaves, 126,133,139
Hargreaves – Samani, 138,126,130,139,142
Hargreaves modificado, 134
Heladas por advección, 66
Heladas por evaporación, 66
Heladas por radíación, 66
Heladas por radíación blancas, 66
Heladas por radíación negras, 67
Heliógrafo, 43
Heliotérmicos, 80
Hidrocarburos, 22
Hidrófilas, 208
Hidrógeno, 17
Humedad, 25
Humedad absoluta, 111
Humedad almacenada, 220
Humedad atmosférica, 109
Humedad del suelo, 186
Humedad disponible, 219
Humedad específica, 64,110
Humedad relativa, 110,123
Humedad volumétrica, 207

Índice de área foliar, 60
Índice de aridez, 232
Índice de humedad, 232
índice de humedad de un suelo, 215,233
Índice de Oscilación del Sur, 245
Índices Hídricos, 231
Intensidad, 89,100

Intensidad de la lluvía, 99
Intensidad máxima, 103
Interceptación, 158, 162
Inversión térmica, 75
Ionosfera, 18
Isoyetas, 105

Jensen- Haise, 131, 139

La atmósfera, 72,109
La atmósfera, 109
La longitud de onda, 36
La Niña, 149,244,245, 250, 251
La radíación difusa, 38
La radíación directa, 38
La radíación neta, 56
La radíación solar, 242
La rotación de la tierra, 25
La Zona de Confluencia Intertropical, 244
Laminar, 170
Las nubes, 67,73
Laso adaptada por Jaramillo, 138, 143
Ley de Kirchoff, 37
Ley de Stefan Boltzman, 37
Ley del coseno de Lambert, 37
Leyes de la Radíación, 37
Linacre, 135
Linacre para Colombia, 137,142
Lisímetro, 124, 143,144
Llovizna, 83
Lluvía, 83
Lluvía efectiva, 159,161,210
Lluvía interceptada, 160
Lluvías ciclónicas, 84
Lluvías de convergencia, 85
Lluvías frontales, 86
Lluvías orográficas, 84,85
Logarítmico Normal, 94
Longitud de onda, 16
Luz ultra violeta, 15
Luz visible, 16,32

Macroclimática, 13
Makkink, 135
Marchitéz incipiente, 174
Marchitéz permanente, 174
Materia orgánica, 165
Medida Directa, 143
Membranas de presión, 185
Mesoclimática, 13
Mesófilas, 208
Mesosfera, 17
Metano, 21, 22
Método de pulsos de Calor, 203
Método de radíación, 136
Método de regresión, 136
Métodos díalécticos, 197
Mineral, 165
Monóxido de carbono, 19,20
Movimiento de Humedad, 220

Negativo Acumulado, 219
Nevisca, 83
Nieblas artificiales, 69
Nimbos, 89
Nimbostratos, 89
Nitrógeno, 15,24
Normal, 94
Nubes, 28, 87
Núcleos de condensación, 87

Ondas electromagnéticas, 28,31
Oxido nítrico, 20
Oxido nitroso, 20
Oxígeno, 15
Ozono, 16,23,24

Palmer, 221
Partícula de Planck, 37
Pastillas de nieve, 83
Penman, 126,128,139
Penman modificado por Doorenbos y Pruitt, 129,139

Penman modificado por Monteith, 126,129,139
Precolación, 159
Perfil del viento, 118, 119
Periodo de retorno, 101, 103
Piranómetro, 43
Planeación agrícola, 13
Plantas de días cortos, 47
Plantas de días largos, 47
Plantas neutrales, 47
Pluviógrafo, 100
Polígono de Thiessen, 104, 105
Porcentaje de humedad del suelo, 192
Potencial, 177
Potencial capilar, 177
Potencial de agua, 177, 178
Potencial de presión, 177
Potencial de presión inducida, 178
Potencial gravitacional, 177
Potencial hídrico, 180
Potencial hídrico de la planta, 183
Potencial hídrico del suelo, 180
Potencial matriz o mátrico, 178
Potencial osmótico, 178
Potencial suelo-agua, 176
Potencial Total de la Atmósfera, 183
Potencial total del agua del suelo, 179
Precipitación, 83,162
Presión atmosférica, 25, 64,108,113, 123
Presión de agua inducida por flujo, 178
Presión de aire, 107
Presión de vapor actual, 64
Presión hidrostática, 178
Priestly-Taylor, 136
Prismás de hielo, 83
Prismática, 170
Probabilidad empírica, 95
Probabilidades condicionales, 96
Probabilidades iniciales, 96
Promedio aritmético, 104
Protección contra vientos, 120
Pseudo-conducción, 72
Psicrómetro ventilado, 113
Punto de marchitéz permanente, 219

Punto de rocío, 110,113
Punto de saturación, 109

Quimiosfera, 17
Quimiotérmicos, 80

Radar de penetración en el suelo de reflectividad superficial, 206
Radíación, 25,28,45,51
Radíación de onda larga, 34,51,54
Radíación de onda corta, 51,53,58
Radíación difusa, 49
Radíación directa, 49
Radíación electromagnética, 16,33
Radíación fotosintéticamente activa, 47,49
Radíación global, 38, 44
Radíación infrarroja, 16
Radíación infrarroja cercana, 32
Radíación infrarroja lejana, 33
Radíación neta, 57,58
Radíación solar, 28,33,35, 38,72, 74,123
Radíación solar global, 38,52
Radíación ultravioleta, 16,28
Radíación visible, 28,33,34,52
Radicación astrómica, 52
Raíz cúbica, 94
Rayos infrarrojos, 33
Rayos ultravioleta, 33,34
Recubriendo, 69
Reflectividad, 40
Reflexión, 38,46,50
Regiones tropicales, 14
Relación suelo-agua, 164
Requerimientos hídricos, 226,227,228,229,231
Resistencia aerodinámica, 59
Resistencia del dosel , 59
Retención de humedad, 173
Riego, 122

Riego por aspersión, 69
Rugosidad, 119

Salinidad del agua, 123
Sensores de Capacidad Calórica, 204
Sensores de disipación de calor, 205
Solsticio, 29,30
Sondas de impedancia, 201
Stephens-Stewart, 131,139
Estratocúmulos, 89
Sulfuro de di-hidrógeno, 21

Tanque de evaporación clase A, 126
Temperatura, 25,28,58,72
Temperatura de base, 79
Temperatura del aire, 31, 74, 123
Temperatura del bulbo húmedo, 112
Temperatura del bulbo seco, 112
Temperatura del suelos, 31
Temperatura máxima, 74, 76
Temperatura medía, 74
Temperatura mínima, 74,76
Temperatura nocturna, 79
Temperatura óptima, 76
Temperaturas cardinales, 76
Tensiómetro, 181,193
Tensión de vapor a saturación, 111
Tensión de vapor actual, 112
Termoperíodo, 79
Termosfera, 18
Textura del suelo, 166
Thornthwaithe, 130,139,231
Thorthnwaite-Mather, 214, 219
Time Domain Reflectometry, 199
Topoclimática-Topoclima, 13
Transmisión, 46
Transpiración, 122
Trazas de gas de escala intermitente, 202
Trióxido de azufre, 20
Troposfera, 17
Turc, 137,141

Unidades calor, 77,78
Unidades de conversión, 81,109,181
Unidades térmicas, 77

Vapor de agua, 32,73, 109
Ventiladores, 69
Viento, 25,28,49,123
Vientos anabáticos, 117
Vientos catabaticos, 117
Vientos en superficie, 118
Viscosidad, 157

Xerófilas, 208

Zona de Confluencia Intertropical, 43,116,242