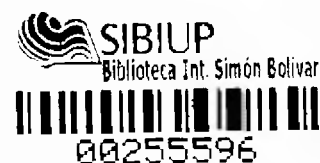


UNIVERSIDAD DE PANAMÁ



VICERRECTORÍA DE INVESTIGACIÓN Y POSTGRADO

FACULTAD DE CIENCIAS AGROPECUARIA

**PROGRAMA DE MAESTRÍA EN CIENCIAS AGROPECUARIAS CON
ESPECIALIZACIÓN EN MANEJO DE RECURSOS NATURALES**

**EVALUACIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS HIDROEDÁFICAS DE LOS
SUELOS DE GUARARÉ, PROVINCIA DE LOS SANTOS, DE REFERENCIA
REGIONAL EN EL ARCO SECO DE PANAMÁ**

JOSÉ NAZARIO RIVERA ROBLES

PANAMÁ, REPÚBLICA DE PANAMÁ

2004

UNIVERSIDAD DE PANAMÁ
VICERRECTORÍA DE INVESTIGACIÓN Y POSTGRADO
FACULTAD DE CIENCIAS AGROPECUARIA
PROGRAMA DE MAESTRÍA EN CIENCIAS AGROPECUARIAS CON
ESPECIALIZACIÓN EN MANEJO DE RECURSOS NATURALES

EVALUACIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS HIDROEDÁFICAS DE LOS
SUELOS DE GUARARÉ, PROVINCIA DE LOS SANTOS, DE REFERENCIA
REGIONAL EN EL ARCO SECO DE PANAMÁ

JOSÉ NAZARIO RIVERA ROBLES

TESIS PRESENTADA COMO UNO DE LOS REQUISITOS PARA OPTAR
AL GRADO DE MAESTRO EN CIENCIAS AGRÍCOLAS CON
ESPECIALIZACIÓN EN MANEJO DE RECURSOS NATURALES

PANAMÁ, REPÚBLICA DE PANAMÁ

2004

HOJA DE APROBACIÓN

**EVALUACIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS HIDROEDAFICAS DE LOS
SUELOS DE GUARARÉ, PROVINCIA DE LOS SANTOS, DE REFERENCIA
REGIONAL EN EL ARCO SECO DE PANAMÁ.**

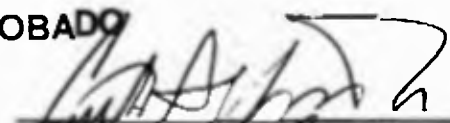
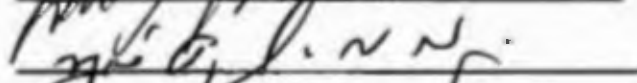
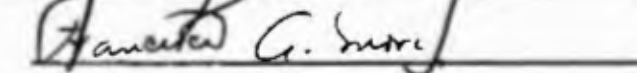
TESIS

Sometida para optar al título de Maestro en Ciencias Agrícolas con
Especialización en Manejo de Recursos Naturales

VICERRECTORÍA DE INVESTIGACIÓN Y POSTGRADO

Permiso para su publicación y reproducción total y parcial, debe ser
obtenido en la Vicerrectoría de Investigación y Postgrado

APROBADO

	Asesor
	Jurado
	Jurado

DEDICATORIA

Dedico éste trabajo a mi madre Elida Robles Nuñez, quien me ha demostrado su amor, preocupación y apoyo en todos los momentos de mi vida. A mi esposa e hijos, quienes han sido un ejemplo de esfuerzo y responsabilidad para mí, y con esto me ha enseñado a defender lo que creo y lo que pienso.

AGRADECIMIENTO

Agradezco ante todo a Dios, todo poderoso, por concederme la salud para poder culminar este trabajo de investigación.

A mi madre, por su apoyo incondicional, y la colaboración de mi hermano en los momentos más difíciles de este trabajo.

A mis hijos: José De Jesús y Alexis Nazario, por tenerme paciencia en las horas que realizaba mis estudios y muchas veces no les dediqué el tiempo que merecen.

Al Dr. Carlos Him González, por su valioso aporte como asesor de esta tesis y en los programas computacionales para el análisis del balance hídrico, como también en los equipos e instrumentos de medición de las variables climáticas utilizadas.

Al Dr. Francisco Mora, que como coordinador del Programa de Maestría nos brindó todo el apoyo y muchas herramientas de forma incondicional de la Facultad de Ciencias Agropecuarias para la realización de la investigación.

Al Ing. Noé Aguilar, quién brindó grandes aportaciones para concluir esta investigación.

Al Ing. Virgilio Ureña, por parte de la Autoridad Nacional del Ambiente región de Los Santos, quién me brindó toda su colaboración y experiencia en el ramo de meteorología.

Agradeceré por siempre a la Facultad de Ciencias Agropecuarias por permitir realizar la investigación en sus tierras en el distrito de Guararé, Provincia de Los Santos. A todos mis compañeros de estudios, por su apoyo moral y espiritual durante los estudios realizados.

INDICE GENERAL

	Pág.
HOJA DE APROBACIÓN.....	I
DEDICATORIA.....	III
AGRADECIMIENTO.....	V
ÍNDICE GENERAL.....	VII
ÍNDICE DE CUADROS.....	XII
ÍNDICE DE FIGURAS.....	XVI
RESUMEN.....	1
INTRODUCCIÓN.....	2
REVISIÓN DE LITERATURA.....	3
1. Caracterización de los suelos.....	6
2. Propiedades físicas de los suelos que afectan al almacenamiento de agua.....	7
2.1. Textura.....	8
2.2. Densidad aparente.....	9
3. Contenido de humedad del suelo.....	10
3.1. Análisis gravimétrico.....	10
3.2. Emisores de neutrones.....	11
3.3. Tensiómetros.....	12
3.4. Bloques de resistencia “BRE”.....	13
3.5. Clasificación – Retención de la humedad del suelo.....	14
3.5.1. Capacidad de campo.....	15
3.5.2. Punto de marchitez permanente.....	16
3.5.3. Agua aprovechable.....	17

3.5.4. Capacidad de almacenamiento de agua.....	17
3.5.5. Velocidad de infiltración.....	19
4. Concepto generales de evapotranspiración.....	21
4.1. Definición.....	21
4.2. Evapotranspiración potencial y real.....	22
4.3. Características hidrometereológicas.....	23
4.3.1. Temperatura.....	23
4.3.2. Humedad relativa.....	24
4.3.3. Radiación solar.....	24
4.3.4. Velocidad del viento.....	25
4.3.5. Precipitación pluvial.....	26
5. Métodos para estimar la evapotranspiración.....	27
5.1. Balance hídrico.....	27
5.2. Métodos empíricos.....	30
5.2.1. Formula Thornthwaite.....	30
5.2.2. Formula García – López.....	31
5.2.3. Formula de Jensen – Haise.....	31
5.3. Método directo.....	32
5.3.1. Lisímetros.....	32
5.3.2. Tanque de evaporación.....	33
MATERIALES Y MÉTODOS.....	37
1. Localización general.....	37
2. Caracterización de los suelos.....	37

2.1. Definición de diferentes horizontes del suelo.....	38
2.1.1. Determinación del color.....	39
2.1.2. Determinación de la textura.....	40
2.1.3. Determinación de la materia orgánica.....	41
2.1.4. Determinación de la acidez del suelo.....	41
2.1.5. Determinación de la capacidad de intercambio catiónico.....	41
2.1.6. Determinación del K, Na, Ca y Mg y el Al extraíble.....	42
2.1.7. Determinación de la densidad aparente.....	42
2.1.8. Medición de la velocidad de infiltración en el suelo.....	43
3. Caracterización hidrológica.....	45
3.1. Precipitación y otros factores climáticos.....	45
3.2. Evaporación y evapotranspiración.....	46
3.3. Disponibilidad de agua en la zona no saturada.....	47
3.3.1. Determinación de la capacidad de campo.....	47
3.3.2. Determinación del punto de marchitez permanente.....	48
3.3.3. Capacidad de almacenamiento de agua.....	50
3.4. Balance hídrico.....	51
4. Establecimiento de estructura de observación directa del perfil del suelo.....	51
5. Determinación del avance del frente de humedad en campo.....	54
5.1. Tensiómetros.....	54
5.2. Bloques de resistencia eléctrica.....	55

5.3. Pluviómetro.....	55
6. Pruebas Estadísticas.....	56
RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	58
1. Caracterización de los suelos.....	58
1.2. Clasificación taxonómica del perfil del suelo.....	65
1.3. Determinación de la Velocidad de infiltración.....	66
2. Caracterización hidrológica.....	68
2.1. Régimen de precipitación.....	68
2.2. Otros factores climáticos: Temperatura, radiación solar, humedad relativa y velocidad del viento.....	71
2.3. Evaporación.....	71
2.4. Evapotranspiración potencial.....	75
2.5. Disponibilidad de agua en el suelo.....	81
3. Balance hidrológico.....	82
3.1. Determinación del balance hidrológico años críticos (1985 y 1997).....	86
4. Monitoreo del frente de humedad en campo.....	87
5. Homogenización y estandarización del impacto del monitoreo hidro edáfico detallado en otras regiones del Arco Seco.....	93
CONCLUSIONES.....	95
RECOMENDACIONES.....	97
BIBLIOGRAFÍA.....	98

INDICE DE CUADROS

	Pág.
Cuadro I Rangos en la velocidad de infiltración en suelos de Puerto Rico, grupos por orden de suelos (rango de 57 tipos de suelos y 740 testigos).....	21
Cuadro II Coeficiente de corrección para tanque de evaporación tipo A, según cobertura, velocidad del viento y humedad relativa.....	36
Cuadro III Descripción general de los horizontes del suelo.....	59
Cuadro IV Características químicas del pedón, Guararé.....	61
Cuadro V Características físicas del pedón, Guararé.....	62
Cuadro VI Resultados del análisis de fertilización del pedón, Guararé.....	63
Cuadro VII Resultado de análisis químico del material rocoso del pedón, Guararé.....	64
Cuadro VIII Determinación de la velocidad de infiltración en el suelo.....	67
Cuadro IX Registros de precipitación pluvial en la Estación Experimental, Guararé, provincia de Los Santos.....	70

Cuadro X	
Registros de temperatura, humedad relativa, radiación solar y velocidad del viento en la Estación Experimental, Guararé.....	73
 Cuadro XI	
Resumen mensual de la evaporación (milímetros por día).....	74
 Cuadro XII	
Evapotranspiración potencial mensual para el sitio en estudio, época lluviosa (milímetros).....	76
 Cuadro XIII	
Evapotranspiración potencial mensual para el sitio en estudio, época seca (milímetros).....	76
 Cuadro XIV	
Análisis de varianza, época lluviosa. Evapotranspiración del sitio de estudio.....	77
 Cuadro XV	
Comparación de medias al cinco y uno por ciento de probabilidad, época lluviosa.....	78
 Cuadro XVI	
Análisis de varianza, época seca. Evapotranspiración del sitio de estudio.....	78
 Cuadro XVII	
Comparación de medias al cinco y uno por ciento de Probabilidad, época seca.....	58

Cuadro XVIII	
Evaluación de las diferentes ecuaciones de estimación de la evapotranspiración potencial para el sitio de referencia, con respecto a ET, según Duncan.....	80
Cuadro XIX	
Determinación de la lámina de agua acumulable en los diferentes estratos del Perfil del suelo.....	82
Cuadro XX	
Balance hídrico, años promedios del sitio de estudio.....	83
Cuadro XXI	
Balance hídrico, años críticos (1985 y 1997) del sitio de estudio.....	84
Cuadro XXII	
Avance del frente de humedad en el suelo, año 2002.....	88
Cuadro XXIII	
Avance del frente de humedad en el suelo, año 2003.....	92
Cuadro XXIV	
Fluctuación del nivel freático en el sitio de estudio.....	93

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Fig. 1 Perfil de donde se determinó Color, Densidad, Textura y Fertilidad.....	39
Fig. 2 Toma de muestras para densidad del suelo.....	43
Fig. 3 Medición de la velocidad de Infiltración de agua en el Suelo.....	44
Fig. 4a Vista de planta de la estructura de observación directa.....	53
Fig. 4b Vista frontal de la estructura de observación directa.....	53
Fig. 5 Tensiómetros a diferentes profundidades y pluviómetro.....	54
Fig. 6 Bloques de Resistencia eléctrica a diferentes profundidades de la estructura en el perfil del suelo.....	55
Fig. 7 Gráfica de la velocidad de infiltración del agua en el suelo del sitio de referencia.....	68
Fig. 8 Balance hídrico – almacenamiento de agua en el suelo, en el sitio de estudio.....	85

RESUMEN

La existencia de marcados déficits de agua en el Arco Seco de Panamá, hacen prioritaria la definición de la disponibilidad del agua en el suelo y su monitoreo, de manera de poder planificar y manejar eficientemente los escasos recursos hídricos del área. Por primera vez en Panamá se realiza una investigación que permite definir, exactamente, la disponibilidad de agua en el suelo en cualquier momento. Se determinó la capacidad de almacenamiento de agua de cada horizonte del perfil del suelo y los requerimientos de agua (ETP). Se estableció una estructura de observación directa, de manera de monitorear "in situ" el avance del frente de humedad en el perfil del suelo. Adicionalmente se instalaron tensiómetros y bloques de resistencia eléctrica para complementar el monitoreo. El nivel freático se monitoreo con un pozo, de observación ubicado en el sitio de estudio. Se caracterizaron los factores hidroedáficos que definen el flujo y la disponibilidad de agua en los suelos de la Estación Experimental de Guararé, ubicada en el Arco Seco de Panamá. La capacidad de almacenamiento de agua, determinada a partir de la capacidad de campo, el punto de Marchitez permanente y la densidad del suelo, es de 333.3 milímetros en todo el perfil. La precipitación pluvial promedio anual es de 928.6 milímetros y en años secos se reduce a 424.8 milímetros. El consumo de agua es de 1639.9 milímetros anuales, definiendo un déficit de precipitación de hasta 62.7 por ciento. Integrando todas las propiedades edáficas que afectan la capacidad de almacenamiento de agua y los procesos hidrológicos que afectan la disponibilidad de agua, se completa el balance hídrico que evidencia un déficit para los años críticos del 74 por ciento. El monitoreo en el frente de humedad confirma la correspondencia de las observaciones directas de la profundidad del frente humedad en el suelo, con las mediciones realizadas con los Tensiómetros y los Bloques de Resistencia Eléctrica y el balance a nivel de horizontes con las propiedades hidroedáficas. El monitoreo del nivel freático sugiere que en el período de observaciones no se dio recarga de las aguas subterráneas.

SUMMARY

Significant water deficit in the "Dry Arch of Panama" defines a priority to characterize and monitor water availability in the soil profile as a requirement for planning and management of the scarce water resources in the Dry Arch. The objective of this research was to establish a bench mark site for detailed soil water characterization in the Guarare research station. Water holding capacity of every soil horizon was established together with water requirements through the potential evapotranspiration rate. An "in situ" observation structure with a transparent flexiglass wall was established to monitor the advance of the wetting front in the soil profile. Tensiometers and electrical resistivity blocks "BRE" were installed at 3 depths to complement the observations. Water table fluctuations were monitored in an observation well contiguous to the research site. A soil pedon was described using the Soil Conservation Service standard methodology. For each horizon, soil properties affecting water flow, were determined including bulk density, field capacity, permanent wilting point and water holding capacity. Water holding capacity for the soil profile is 333.3 millimeters. Average yearly precipitation from historical records was 928.6 millimeters dropping to 424.8 millimeters in dry "El Niño Southern Oscillation" years. Evapotranspiration demand amounts to 1,639.9 millimeters yearly, depicting a significant water deficit of up to 62.7 percent. A typical soil water balance was completed integrating hydrological and soil properties of the site yielding a water deficit of 74 percent in dry years. "In situ" wetting front advance monitoring including tensiometers and BRE measurements corresponded with the water budget balance by horizons based on soil and hydrological characteristics of the site. Monitoring of Water table Fluctuations suggested that water table was not recharged during the research time 2002-2003.

INTRODUCCIÓN

El agua es un recurso finito y limitado en el mundo y con el pasar de los años tiende a convertirse en el recurso más valioso de este siglo. En este contexto existe la necesidad de que regiones geográficas específicas, dependiendo de las condiciones climáticas y edáficas propias y con información detallada de los recursos hidroedáficos puedan elaborar planes estratégicos para el óptimo aprovechamiento de los recursos hídricos.

La disponibilidad de agua es esencial para el bienestar y el desarrollo de ciudades y centros poblados. Su desabastecimiento desmejora la calidad de vida. También provoca que la producción sea escasa, lo que trae como secuelas, desempleo, desnutrición, insalubridad y migración de las zonas rurales, hacia las ciudades.

El agua constituye la base indispensable para el mantenimiento de una producción agropecuaria que sirva de sustento económico a las comunidades de una determinada región. En áreas de producción de secano los déficit de lluvia ponen en riesgo no sólo la producción agropecuaria, sino la misma seguridad alimentaria de las comunidades rurales. El desarrollo agrícola sostenible requiere del el abastecimiento de los déficits hídricos a través de los sistemas de riego.

En la República de Panamá se han documentado eventos de significativos déficits de agua asociados a una variabilidad climática creciente como la relacionada a la ocurrencia del fenómeno El Niño Oscilación del Sur "ENOS". Los eventos de 1978, 82, 86 y el más reciente y de mayor impacto en 1997 – 1998 pueden manifestar evidencia de la gran magnitud del impacto causado por el déficit de agua no sólo en el sector agropecuario, sino también en los aspectos de alimentación, nutrición y salud.

En el Arco Seco de Panamá los impactos de estos fenómenos son mucho más críticos debido a la existencia de déficits hídricos históricos que hace la

región más vulnerable a los cambios en el régimen de precipitación. Las sequías estacionales, tornan cada vez más difícil el abastecimiento de agua, sus impactos agravan la producción y la calidad de vida de la gente que se desenvuelven en el medio rural, en especial los habitantes del Arco Seco del país: Coclé, Herrera y Los Santos, en donde hay una marcada escasez del recurso y severa competencia por el uso del agua.

La falta de caracterización sistemática sobre variabilidad espacial y temporal de las precipitaciones en áreas típicas del arco seco que permitan establecer balances hídricos detallados, para poder definir las condiciones de infiltración, almacenamiento y movimiento de agua en los suelos, evidencian la necesidad de caracterización detallada de las propiedades hidro-edáficas de los suelos que afectan estos procesos. Tomando en cuenta esta realidad se diseñó el presente trabajo de investigación, que tiene como objetivo principal la “Evaluación de las Características Hidroedáficas de la Estación de Guararé, como sitio de referencia en el Arco Seco de Panamá”. Por primera vez en Panamá se realiza una investigación que permite definir exactamente la disponibilidad de agua en el suelo en cualquier momento.

Estas características hidro-edáficas se requieren para poder establecer un sitio de referencia regional que permita conocer con mayor precisión la posible cantidad de agua, su profundidad y disponibilidad en un momento determinado, permitiendo la planificación científica y sistemática de los recursos hídricos de la región.

REVISIÓN DE LITERATURA

Aunque Panamá es considerada como un país con abundantes recursos hídricos a nivel global (EOLSS, 2002) existen áreas con marcado déficit de agua localizados en el Arco Seco de Panamá que corresponden a las zonas de vida del bosque seco tropical y premontano bs-T, bs-P (Tosi, 1971).

La repetición cíclica y entronización del fenómeno El Niño, la agudización de las sequías estacionales y el creciente déficit estacional palpable en el Arco Seco y otros puntos del país, aunado al incremento incesante y vertiginoso de la demanda de agua, hacen que en la actualidad se explore la posibilidad de mayor explotación de los recursos de aguas subterráneas. Him (1995) reporta que, el impacto de las sequías en el Arco Seco del país demuestra que se necesita con urgencia principalmente en la región de Azuero, una evaluación de las capacidades de almacenamiento de agua en el suelo y los acuíferos subterráneos. La baja tasa de precipitación, superpuesta sobre una alta tasa de evapotranspiración, se combina para crear un déficit hídrico de almacenamiento de agua en el suelo y aguas subterráneas, especialmente para el abastecimiento de aguas municipales y de riego, (ANAM, 1972, 78, 80, 82, 86, 97).

En 1997 por efecto de la sequía del fenómeno del Niño, se afectaron 53,683 familias en 1926 comunidades rurales. Entre las afectaciones se produjo disminución del volumen de la producción y cuantiosas pérdidas económicas en el sector agropecuario, debido a la pérdida de peso y muerte del ganado vacuno, mermas y pérdidas de cosechas agrícolas. En el período 1997-98 se estimó una merma de 7,000 toneladas de caña en la Central Azucarera de Alanje y de 16,000 toneladas en la Central Azucarera "La Victoria".

1. CARACTERIZACIÓN DE LOS SUELOS

El suelo es definido como un cuerpo natural sintetizado en su perfil, a partir de una mezcla variable de minerales desmenuzados y modificados atmosféricamente, junto con materia orgánica en desintegración, que cubren la tierra en una capa delgada y que proporciona, cuando contiene cantidades adecuadas de aire y agua, el soporte mecánico y en parte el sustento de las plantas (Buckman y Brady, 1969).

En general los suelos en el área de Guararé son clasificados como alfisoles, del gran grupo Haplustalf (Jaramillo, 1985). Se han desarrollado a partir de sedimentos integrados por areniscas, silitas, lutitas, y conglomerados, bajo un régimen de humedad ústico. Los alfisoles se encuentran en las áreas planas y onduladas, ubicadas sobre geoformas estables, formadas en el terciario, oligoceno a mioceno. En general los alfisoles se han desarrollado sobre una amplia gama de materiales parentales sedimentarios y bajo climas con precipitaciones que oscilan entre 986 y 2974 mm anual, (Buol, 1973). Las características químicas de estos suelos alfisoles son el reflejo del contenido de bases del material parental, así como el efecto del clima que sobre ellos ha actuado. Su morfología refleja como principal proceso formador a la iluviación de arcilla, que se muestra de manera intensa en los horizontes B de estos suelos.

Según Jaramillo et al (1985), los alfisoles del área presentan un perfil que tiene epipedón ócrico, sobre un horizonte argílico, saturación de bases mayor de 80 por ciento y alta capacidad de intercambio de cationes.

Se observa alto contenido de arcilla, aunque la mineralogía es mezclada, existe apreciable cantidad de arcilla del tipo 2:1 que da propiedades expandibles al suelo donde se presentan grietas profundas y un alto coeficiente de extensibilidad lineal, características diagnósticas que lo ubican dentro del subgrupo vertic-Haplustalf. El alto contenido de arcilla, la poca retención de humedad disponible y el régimen climático con muy poca precipitación, limitan en gran medida la producción agrícola y pecuaria. Para mejorar esta situación es necesario la introducción del riego en la producción agropecuaria.

2. PROPIEDADES FÍSICAS DE LOS SUELOS QUE AFECTAN EL ALMACENAMIENTO DE AGUA.

El estudio de un perfil del suelo debe incluir de cada horizonte de suelo información de la textura, estructura, ph, (tanto del suelo como del agua), capacidad de retención del agua, infiltración, compactación y densidad aparente por unidad de volumen (Taylor y Aschroft, 1972; Vomocil, 1965; Black, 1982; Black, 1968).

2.1. TEXTURA.

La textura se refiere a la proporción relativa de los diversos tamaños de las partículas minerales del suelo (arena, limo y arcilla). La clase textural está determinada por el contenido de estas partículas minerales fundamentales del suelo (Box y Taylor, 1962; Day, 1965; Black, 1982 Foth, 1978 y SCSA, 1978).

La textura de un suelo ayuda a determinar, no sólo la disponibilidad de nutrientes, sino también la facilidad con la que el suelo puede abastecer de aire y de agua a la planta (Fina y Ravelo, 1979).

Existe un método formal para analizar y clasificar los suelos, de acuerdo con su composición textural. Este método es exacto y científico, se denomina análisis mecánico o granulométrico, el cual consiste en el análisis de la distribución de los distintos tamaños de partículas de un suelo dado (Day, 1965; Blake, 1965; Black, 1982).

La distribución del tamaño de las partículas minerales en el suelo influyen en las propiedades de retención y transmisión de humedad de los suelos. Los suelos de textura gruesa tienen baja capacidad de retención de agua y una elevada permeabilidad. La presencia de partículas de arcilla (de 0.02 a 0.002 milímetros de diámetro) alrededor de 35 por ciento o más es causa frecuente de que suelos tengan una permeabilidad relativamente baja (Taylor y Aschroft, 1972; Hans y Aschroft, 1976). Warren (1990) y Holmes, et al. (1967), indican que la textura del suelo tiene gran influencia en el movimiento del agua en el

suelo, la aireación y la velocidad de transformaciones, que son de vital importancia para la vida vegetal.

2.2. DENSIDAD APARENTE.

La densidad aparente se define como la densidad del suelo, incluyendo el volumen ocupado por los espacios porosos. La densidad aparente de los suelos minerales típicos se encuentra entre los rangos de los valores de 1.00 y 1.80 gramos por centímetro cúbico. A medida que profundizamos en el perfil de un suelo, los valores de la densidad aparente tienden a aumentar, debido a la mayor compactación de los estratos en el perfil del suelo. Los suelos de alto contenido de materia orgánica y los andisoles presentan valores de densidad aparente entre 0.6 y 0.95 gramos por centímetro cúbico (Sanchez, 1976).

El conocimiento adecuado de la densidad aparente, densidad real y porosidad total de un suelo facilita el manejo eficiente del sistema Suelo-Planta-Agua, al planificar y diseñar sistema de irrigación, conservación y drenaje de suelos.

Densidad Real, es un término que se conoce de manera más apropiada como Densidad de Partícula (Buckman y Brandy, 1969). Usualmente se define como la masa de una unidad volumétrica de las partículas sólidas de un suelo, esto es, sin considerar el espacio poroso del mismo (Box y Taylor, 1962; Warren, 1990).

La densidad de partícula de la mayoría de los suelos minerales varía en un rango comprendido entre 2.60 y 2.75 gramos por centímetro cúbico y su media

común es de 2.65 gramos por centímetro cúbico, para suelos minerales. Sin embargo, la presencia de materia orgánica en un suelo puede variar su densidad de partícula. Esto obedece al menor peso por unidad de volumen de la materia orgánica en relación con la partícula mineral del suelo (Black, 1982; Day, 1965; Vomocil, 1965).

A medida que aumenta la compactación del suelo aumenta la densidad aparente, por ende disminuye la porosidad del suelo. Esto es de gran importancia para la capacidad de almacenamiento del agua en el suelo y la aplicación de la lámina de riego (Warren, 1990 y Withers, 1978).

3. CONTENIDO DE HUMEDAD DEL SUELO.

3.1. ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO.

La técnica usual para la determinación gravimétrica de la humedad del suelo consiste en secar las muestras tomadas del campo en un horno a 105°C hasta peso constante, previamente se debe pesar el suelo húmedo. Un sistema arbitrario de clasificación para poseer términos convenientes en su estudio usual; es utilizando el grado relativo de retención de humedad, el agua del suelo que se clasifica físicamente en tres grupos:

- Agua libre o gravitacional: Es el agua en el suelo, por encima de la capacidad de retención del terreno, menos de 0.1 a 0.3 atmósferas. Representa el agua que drena por gravedad dentro del perfil del suelo.

- Agua capilar: Agua adherida a las partículas minerales del suelo, entre la capacidad de campo y por punto de marchitez permanente con una energía entre -0.1 a 0.3 y -15 atmósfera. Representa el agua útil para las plantas.
- Agua Higroscópica: Comprende el agua retenida con más energía por los coloides del suelo, entre -15 y -10,000 atmósfera (Wither y Vipons, 1978). Esta agua no es disponible para las plantas y se considera agua de composición.

Sin embargo, el contenido de agua así determinado usualmente no es el contenido total de agua del suelo. Algunos suelos, particularmente los arcillosos, a mayor temperatura pierden algo más de agua (Holmes et al., 1967; Withers, 1978; Nielsen, 1972; Peters, 1965; Richards, 1965).

Los programas de riego requieren datos de cada suelo individual en relación con el déficit permisible de agua y que los programas establecidos de acuerdo con el método gravimétrico estén limitados al tipo de suelo estudiado y a áreas con condiciones agroclimáticas similares (Holmes, et al., 1967).

3.2. EMISOR DE NEUTRONES.

El método de emisor de neutrones es el más usado en la actualidad en los países desarrollados para medir el contenido de humedad en el campo. El método consiste en introducir en el suelo una fuente emisora de neutrones a

gran velocidad y un contador para detectar el flujo de neutrones de baja velocidad. Se perfora un hoyo en el suelo que permita introducir un tubo de acceso para el aparato que puede ser de aluminio o de acero debidamente protegido para evitar los peligros de la irradiación. Existe una correlación lineal significativa entre la tasa de neutrones de baja velocidad y el contenido de agua en los alrededores del detector (Nielsen, 1972; Taylor, 1972; Holmes, et al. 1967; Ratliff, et al. 1983; Richards, 1965; Ritchie, 1981).

3.3. TENSÍOMETROS.

El tensiómetro (entre 0 a 0.75 atmósferas de tensión) es un instrumento que indica el estado energético del agua en el suelo. Mide la cantidad de energía o potencial que está en relación directa con la disponibilidad de agua para las plantas (Richards, 1965; Ritchie, 1981). Un tensiómetro consiste en un tubo lleno de agua con cápsula de cerámica porosa en su extremo inferior. Una tapa hermética y removible que sella su parte superior. En esta parte el instrumento tiene acoplado un manómetro, el cual puede ser de vacío o de mercurio, dependiendo del tipo de tensiómetro de que se trate. Cuando el tensiómetro está en uso, el extremo poroso y el tubo, están llenos de agua libre de aire. La cápsula de cerámica se coloca en íntimo contacto con la fase líquida en el suelo, del cual se desea obtener información. El flujo de agua hacia fuera o hacia dentro de las paredes de la cápsula, tiende a colocar el agua dentro de ésta en equilibrio hidráulico y dinámico con el agua del suelo. Los cambios de contenido

de agua en el suelo son registrados en el manómetro. Estos cambios son producidos por procesos hidrológicos tales como la evaporación, transpiración, absorción, precipitación, infiltración y percolación (Holmes et al. 1967; Ratliff, 1983; Richards, 1965).

El manómetro indica un vacío parcial en relación con la atmósfera; por lo tanto, la máxima lectura teórica posible es la presión atmosférica. Si embargo, el límite práctico es de 0.75 atmósfera. Esto corresponde a valores de potencial mátrico comprendidos entre 0 y –800 centímetros (milibares).

La correlación de datos entre los valores de potencial mátrico y la disponibilidad de agua, indican que dentro de los rangos utilizables de los tensiómetros, se puede medir entre el 25 y el 75 % el déficit de agua útil del suelo, dependiendo de la clase textural del mismo.

Los tensiómetros tienen como limitación de ser exactos para valores menores de una atmósfera de presión, generalmente 0.75 atmósferas propiedad en que se aprovecha para utilizarlos en suelos arenosos, donde llegan bajo esa característica a cubrir hasta el 85% del agua útil del suelo; en cambio en suelos arcillosos apenas si cubren el 30% de ésta, sin embargo si se coloca a una profundidad adecuada puede servir como indicadores aun en suelos arcillosos.

3.4. BLOQUES DE RESISTENCIA ELÉCTRICA “BRE”.

Los bloques de Resistencia Eléctrica se confeccionan con bloques de yeso, fibras de vidrio o nylon, en su interior tienen un par de electrodos conectados a

cables eléctricos. Al saturarse de humedad reducen su resistencia eléctrica a un mínimo; se colocan al menos con una cara en contacto con el suelo intacto. La succión de humedad de los bloques gradualmente se equilibra con la del suelo circundante y por lo mismo varía su resistencia en función de la humedad y esto se mide con un ohmímetro (Dela Peña, 1979).

De La Peña (1979), al hacer la calibración de los bloques de yeso, se ha encontrado que la resistencia eléctrica varía según una función de tipo exponencial con la humedad, donde la Capacidad de Campo corresponde a una resistencia de 600 ohms, y el porcentaje de Marchitez Permanente a los 100,000 ohms. El valor diario de la resistencia indica el índice de agotamiento de la humedad del suelo. El rango útil de los bloques de resistencia va de 1 a 15 bares, y por ende, en algunas circunstancias son más útiles que los tensiómetros. Unas de las desventajas consisten en que la resistencia eléctrica depende de la humedad y la concentración de sales que haya en el suelo, la calibración se puede desviar con el tiempo y los bloques pueden ser solubles a la humedad del suelo.

3.5. CLASIFICACIÓN – RETENCIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO.

Bresler et al., (1969), describieron el contenido de humedad del perfil del suelo durante la infiltración en suelos secos inicialmente uniformes bajo condiciones de saturación de agua estancada. En la parte superficial hay una zona pequeña, la cual está casi saturada, seguida por un contenido de agua casi

constante en la zona de transmisión y, finalmente, el contenido de agua disminuye rápidamente con la profundidad.

Los datos de entrada necesarios para conocer los límites entre los cuales el agua puede aumentar o disminuir es el límite inferior y superior de drenaje y el contenido de humedad a saturación, determinado en el campo. Estos valores son equivalentes a los valores de punto de marchitez, capacidad de campo y punto de saturación que se determinan en el laboratorio, pero se recomienda el uso de las medidas de campo en lugar de las medidas de laboratorio para mayor precisión (Ratliff et. Al, 1983).

3.5.1. CAPACIDAD DE CAMPO

La Capacidad de Campo (CC) se define como el contenido de agua de un suelo inicialmente saturado luego que el agua gravitacional ha drenado. Este parámetro puede determinarse en el laboratorio por el método de olla de presión sometiendo muestras de suelo previamente saturadas hasta presiones de 1/10 a 1/3 de atmósfera. En campo puede determinarse humedecimiento natural o inferirse a través de otras propiedades del suelo como la granulometría y la materia orgánica.

La cantidad de agua retenida en el suelo después de que el exceso de agua gravitacional haya drenado estabilizándose el contenido hídrico, se denomina capacidad de campo. En el laboratorio la capacidad de campo representa la cantidad de agua remanente en una muestra de suelo a una presión de 1/10 a

1/3 atmósfera durante un tiempo suficiente para alcanzar el equilibrio dentro de una olla de presión estándar (Nielsen, 1972).

Para determinar la capacidad de retener agua de los suelos de Uruguay, Silva et. al, (1988) han estimado este parámetro físico para diferentes suelos: Para horizontes A, de textura media a pesada, estos autores encontraron que la ecuación (1):

$$(1) \quad CC = 21.977 - 0.681 * (\% \text{ arena}) + 2.601 * (\% \text{ Materia orgánica}) + 0.127 * (\% \text{ arcilla}).$$

y para el caso de los suelos arenosos la ecuación (2):

$$(2) \quad CC = 8.658 + 2.571 * (\% \text{ Materia orgánica}) + 0.296 * (\% \text{ Limo}).$$

3.5.2. PUNTO DE MARCHITEZ PERMANENTE.

El contenido de humedad de los suelos, cuando las plantas se marchitan permanentemente, debido a que éste no puede suministrar humedad lo suficientemente rápido para que las plantas mantengan su turgencia, se conoce como punto de marchitez permanente, este corresponde al límite inferior de la humedad aprovechable por las plantas (Nielsen, 1972). El Punto de Marchitez Permanente se puede determinar con métodos de laboratorio similares a la CC, o mediante ecuaciones que utilizan otras propiedades del suelo (Silva et al, 1988).

3.5.3. AGUA APROVECHABLE.

Se refiere generalmente a la disponibilidad de agua en el suelo para el crecimiento de las plantas, es considerada como la cantidad de agua retenida en el suelo entre la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente. En el laboratorio corresponde a la diferencia en el contenido de humedad de un suelo sometido a presiones diferenciales comprendidas entre $-1/3$ y -15 atmósfera (Soil Science Society of America, 1973).

3.5.4. CAPACIDAD DE ALMACENAMIENTO DE AGUA.

La capacidad de almacenamiento de agua no se puede evaluar fácilmente en el laboratorio (como la textura y la materia orgánica), se requiere tener una información más precisa para establecer la capacidad de almacenaje de un suelo.

Para los suelos del Uruguay, Álvarez et Al. (1989), estimaron la capacidad de almacenaje de agua para las Unidades a escala de 1:1.000.000 teniendo en cuenta la morfología de los suelos y la probable profundidad de arraigamiento. Para otros tipos de suelos, Burgos y Corsi (1967), estimaron una capacidad de almacenaje de 115 mm para 60 cm de profundidad.

El agua no está en las mismas condiciones de disponibilidad para la planta en el intervalo que definimos entre 0 y 100 % de Agua Disponible (AD). La curva de retención de agua de un suelo es la relación entre el contenido de agua y el potencial mátrico (que es generado por diferentes mecanismos de retención).

Cuanto más seco está el suelo, el potencial mátrico es más negativo, el agua está retenida con más fuerza. Así por ejemplo, en un suelo arcilloso la capacidad de campo (CC) se determina a un potencial de 0.1 bar, mientras que en el Punto de Marchitez Permanente (PMP) la determinación se realiza a 15 bar de presión. Esta curva de retención de agua varía para suelos de diferente textura y está además afectada por la estructura de los suelos.

En Brasil el monitoreo del contenido de humedad del suelo, realizado hasta 1 m de profundidad en distintos estadios de crecimiento del cultivo del maíz, indicó la necesidad del riego suplementario (PAPAROTTI, 2000). Muestreos hasta 1.80 m de profundidad comprobaron que hubo consumo de agua hasta dicha profundidad. La estimación del consumo de agua del cultivo se realizó mediante un balance hídrico a partir de la variación de almacenaje del agua del suelo entre fechas y la precipitación total, sin considerar las pérdidas por percolación profunda y escurrimiento. Durante el ciclo del cultivo las precipitaciones fueron de 509 mm.

En general no se puede establecer una relación entre las precipitaciones y los rendimientos, porque el rendimiento está más afectado por la variación de almacenaje de agua en períodos previos a la siembra de un cultivo, un factor limitante muy importante, (QUIROGA, 2000). Existe un rango de agua acumulada en el cual, con manejo, se puede independizar de las precipitaciones. Lo conveniente es tener una reserva de agua útil de 200 milímetros para asegurar que la falta de lluvias por los primeros dos meses no afecte al desarrollo del área foliar de un cultivo. Con menores reservas de agua,

en el caso de una falta de precipitaciones se va a generar un menor desarrollo foliar y por lo tanto un menor rendimiento. Hay que almacenar la mayor cantidad de agua posible para lograr que no exista un estrés hídrico. El manejo depende de la elección del lote, y el barbecho previo a la siembra. La cantidad de agua útil que pueden acumular los suelos varía según la zona, donde hay suelos profundos y muy buenos, en los primeros 2 metros se pueden acumular hasta 300 milímetros de agua útil, QUIROGA (2001). Sin embargo, existen otros suelos más arenosos ó con problemas de tosca donde se pueden acumular sólo 140, 120 y hasta incluso 60 milímetros de agua útil. En suelos con menor acumulación de agua útil, no se puede utilizar tecnología de calidad de semilla ó de fertilización, ya que el rendimiento va a estar limitado por las precipitaciones. Por esto es muy importante saber en qué condiciones de sitio se obtiene una determinada respuesta del cultivo al establecer.

3.5.5. VELOCIDAD DE INFILTRACIÓN.

Las variables principales de los cuales depende el proceso de infiltración son: contenido de humedad inicial del suelo, profundidad del sistema radical y del nivel freático, textura del suelo (arenoso, limoso y arcilloso). En caso de riego, las diferentes intensidades de aplicación afectan la infiltración (Ortiz et. al, 1999).

De acuerdo con la Ley de Darcy para una infiltración no saturada, la velocidad del movimiento vertical del agua es directamente proporcional a la

conductividad hidráulica en condiciones no saturadas y al gradiente del potencial de mátrico.

Nikolski (1970), estudió el carácter de formación de los frentes de humedad del suelo hasta 20 m de profundidad durante y después de los riegos por gravedad, y encontró que en algunos estratos la humedad inicial no cambia en el tiempo, mientras que en otras partes del frente se observa el cambio de la humedad, lo que comprueba la existencia de la percolación profunda con pérdidas de agua sin cambio de la humedad debajo de la zona radical.

De acuerdo con la teoría de infiltración, la forma del frente de humedad depende de la humedad inicial, de la intensidad de lluvia durante la precipitación, el riego por aspersión, de la altura de la lámina de agua sobre la superficie del suelo cuando se aplican los riegos por gravedad, de la profundidad del manto freático y de las propiedades hidro-físicas del suelo.

La medición de la velocidad de infiltración en el campo integra muchas variables físicas del suelo y utiliza un volumen de suelo lo suficientemente grande para reducir cualquiera variabilidad espacial.

Según Lugo-López et al., (1968) pruebas en 740 muestras de suelo en Puerto Rico encontraron que la velocidad de infiltración en las primeras dos horas es afectada por el contenido de humedad antecedente del suelo luego de lo cual se hacen constantes aproximándose a la conductividad hidráulica saturada del suelo.

CUADRO I RANGOS EN LA VELOCIDAD DE INFILTRACIÓN EN SUELOS DE PUERTO RICO, GRUPOS POR ORDEN DE SUELOS (RANGO DE 57 TIPOS DE SUELOS Y 740 TESTIGO)

ORDEN DE SUELOS	VELOCIDAD DE INFILTRACIÓN (cm/hora)	
	MÍNIMO	MAXIMO
OXISOLES	8.4	15.4
ULTISOLES	7.4	23.6
MOLISOLES	8.2	19.5
ALFISOLES	2.7	11.5
INCEPTISOLES	2.7	13.2
ENTISOLES	2.3	27.5
VERTISOLES	0.1	9.5

Fuente: Lugo-López et al. (1968).

Los límites de la velocidad de infiltración para los suelos alfisoles se encuentran entre 2.7 centímetros por hora como mínima y 13.2 centímetros por hora como máxima (Sánchez, 1976).

4. CONCEPTOS GENERALES EVAPOTRANSPIRACIÓN.

4.1. DEFINICIÓN.

La evapotranspiración, representa la suma de la pérdida de agua por evaporación y transpiración de manera conjunta. Debido a la dificultad en

diferenciar con precisión estos valores, para fines prácticos están siempre asociados al consumo de agua por los cultivos (Iturri, 1979).

Según Doorenbos y Pruitt (1975), la evapotranspiración potencial se define como "La tasa de evaporación de una extensa superficie de pasto verde de 8 a 15 centímetros en crecimiento activo, sin déficit de agua y cobertura completa del suelo".

Mediante correlaciones entre las observaciones de evapotranspiración potencial y registros de las variables climáticas de estaciones meteorológicas y otras, tales como latitud y altitud, ha sido posible desarrollar fórmulas para estimar evapotranspiración potencial con diversos grados de precisión, según la información climática disponible (Hargreaves, 1977).

Según Avidan (1994), la evaporación representa el agua evaporada de la superficie del suelo y del follaje (las gotas de rocío y las que la lluvia deposita sobre las hojas de las plantas). Transpiración es la pérdida de vapor de agua en una superficie libre, regulada por órganos especializados (estomas en hojas y lenticelas en tallos herbáceos) que permiten libre comunicación con la atmósfera.

4.2. EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL Y REAL.

La evaporación es limitada por el grado de cobertura de la superficie, el tipo de vegetación, la diferencia en la presión de vapor según la temperatura, el viento, presión atmosférica y la disponibilidad de agua. Es por esto y por

razones de investigación que se usan los términos de evapotranspiración potencial y evapotranspiración real (Hanks et al., 1967; Hatfield, 1985; Jensen, 1983).

La evapotranspiración potencial se define como la cantidad de vapor de agua, que en una unidad de tiempo, se perderá por evaporación y transpiración en una superficie enteramente cubierta de vegetación; si el suelo contiene un contenido óptimo de humedad (capacidad de campo), para consumo de la vegetación (Hanks et al., 1967; Jensen, 1983; Pennan et al., 1967).

Ritchie (1972), define la evapotranspiración real como la cantidad de vapor de agua que se perderá del suelo y de las plantas, en cualquier tiempo, bajo condiciones de clima, cultivo y humedad existente. El valor de evapotranspiración real puede ser menor o igual, pero nunca mayor que la evapotranspiración potencial.

4.3. CARACTERÍSTICAS HIDROMETEREOLÓGICAS.

4.3.1. TEMPERATURA.

La temperatura del aire es muy importante por ser ésta, y sus variaciones, la causa inicial de un gran número de fenómenos meteorológicos. Además, se puede decir que todos los fenómenos fisiológicos de los vegetales son fuertemente influenciados por la temperatura (Delvin, 1980; Iturri, 1979).

La temperatura es la medida sensible del grado de calor; juega un papel importante físico, químico y biológico. En la práctica se evalúa como promedio

diario, mensual, anual y también se determina temperatura máxima y mínima. A mayor temperatura mayor actividad físico-química en general y por lo tanto en el consumo de agua. Thornthwaite (1957), estableció una relación directa entre la temperatura media y el consumo de agua por las plantas.

Se estima que el hecho de que en los días claros y radiantes, las plantas y sobre todo, los suelos, puedan estar más calientes que la atmósfera, demuestra la importancia de la temperatura en el control de la evapotranspiración (Taylor et al., 1972; Haltfield, 1985).

4.3.2. HUMEDAD RELATIVA.

Legarda et al., (1972), establece que el vapor de agua absorbe muy fácilmente las radiaciones térmicas, por lo tanto, el aire húmedo se calienta más que el aire seco, bajo la acción directa de los rayos solares. El vapor de agua, ya sea al formarse o al condensarse, produce variaciones considerables de la temperatura del aire. La transferencia del vapor de agua a la atmósfera, desde el suelo y plantas, es afectada directamente por la velocidad del viento, por lo tanto debe tenerse en cuenta ambos factores de manera integrada.

4.3.3. RADIACIÓN SOLAR.

Según Delvin (1980), no toda la radiación solar incidente en el límite de la atmósfera llega a la superficie terrestre. Esto se debe a que la atmósfera y las

nubes actúan sobre ella y producen distintos fenómenos, como son: absorción, reflexión, dispersión, etc.

La energía radiante absorbida por los suelos y plantas varía grandemente de un área a otra, y un día a otro, dentro de la misma área. En un área dada hay notables variaciones diurnas en la energía solar, a causa de la presencia o ausencia de nubes (Hanks, 1967).

La radiación global abarca la suma de la radiación solar directa sobre una superficie horizontal y la radiación indirecta o difusa en un mismo plano. Parte de esta energía es utilizada para el calentamiento del aire y el suelo, otra parte para fotosíntesis y metabolismo y el resto se utiliza para evapotranspiración (Hargraeves, 1977; Dlevin, 1980).

4.3.4. VELOCIDAD DEL VIENTO.

El viento, es el aire en movimiento y es un factor que influye en varios procesos hidro-meteorológicos. La humedad y el calor se transmiten con facilidad al aire y desde el aire, el cual tiende a cambiar las condiciones de temperatura y humedad de la superficie con las cuales tiene contacto. El aire en reposo, en contacto con una superficie de agua, se satura adoptando finalmente la presión de vapor de la superficie, de modo que no se produce evapotranspiración. El viento es de gran importancia en la producción de precipitación, ya que sólo con la entrada continua de aire húmedo a una tormenta, se puede mantener la precipitación. Un viento seco barre

continuamente el vapor de agua de una superficie mojada. El aire húmedo que se separa, es reemplazado por aire con un contenido de humedad más bajo. Esto tiende a mantener el gradiente de presión de vapor, aumentando grandemente la evaporación (Hans et al., 1967; Jense, 1983).

4.3.5. PRECIPITACIÓN PLUVIAL

Se puede decir que la precipitación es el aporte más importante del agua al suelo. Al llegar a la superficie, parte es interceptada por la vegetación (hojas, troncos de los árboles), otra parte se infiltra y es almacenada en el suelo y el resto percola hacia capas profundas; la otra parte escurre por la superficie del suelo (escorrentía) (Staple et al., 1966; Zaidel et al., 1992).

Los requerimientos potenciales de humedad, serán alcanzados dependiendo de la cantidad y distribución de las precipitaciones a través del año. Los déficits y excesos de precipitación son determinados comparando el 75.0 por ciento de probabilidad de ocurrencia con la evapotranspiración potencial (Hargreaves, 1978).

McFARLANE (1949), encontró correlaciones negativas significativas entre las producciones de café y las precipitaciones anuales promedias. DEAN (1939), trabajando con información procedente del Distrito Kona, Hawai; encontró correlaciones positivas significativas entre las precipitaciones de los meses de febrero a junio con la producción del año siguiente.

SUÁREZ DE CASTRO (1961), analizó datos de una plantación del Departamento de Sonsonate en la República de El Salvador, encontrando correlaciones positivas significativas entre la precipitación de los meses de enero a marzo con la producción de café del mismo año. SILVA (1956), en el análisis de datos procedentes de Campinas, Sao Paulo, Brasil, no encontró correlaciones de ningún tipo entre la precipitación y la producción; encontrando solamente coeficientes de regresión altamente significativos entre la disminución o aumento de producción para cosechas precedentes, concluyendo que las producciones de café son dependientes de las cosechas de los años precedentes.

5. MÉTODOS PARA ESTIMAR LA EVAPOTRANSPIRACIÓN

5.1. BALANCE HÍDRICO

El balance hídrico permite establecer cuantitativamente el régimen de humedad de una región específica.

El balance hídrico o el balance del agua en un área específica es uno de los aspectos más importantes para la producción sostenible. Se genera una salida detallada del agua, utilizando parámetros relativos al suelo, clima, características del sistema y de éste se puede evaluar el posible efecto sobre los rendimientos causado por una limitada disponibilidad de agua para la planta, (Comerma et. Al, 1985). Realizando un monitoreo en el tiempo, de la cantidad de agua disponible en el suelo durante el desarrollo del cultivo y midiendo las condiciones de

humedad inicial en el suelo, así como las cantidades de agua añadidas por precipitación o por riego, es posible comparar los valores simulados por modelos de balance hídrico con los valores reales. El balance hídrico mediante modelos provee una salida del balance de agua en el suelo por capas, con los contenidos de humedad volumétricos para cada capa de suelo.

El agua en el suelo es distribuida en las diferentes capas de suelo. El contenido de agua en cada capa de suelo puede disminuir por evaporación, absorción por raíces o flujo ascendente o descendente a una capa adyacente.

Un balance hídrico diario que tome en cuenta tanto las características de las condiciones meteorológicas, las de retención y conductividad de cada capa en particular y del perfil total del suelo, y la evolución del cultivo durante su ciclo, en cuanto a su sistema radical y demanda de agua cambiante durante su crecimiento y desarrollo, puede ser utilizado en un gran número de posibles aplicaciones. El mismo debe ser verificado y validado para que sea realmente útil (Comerma et. Al, 1985). Entre las posibles aplicaciones ellas se pueden mencionar:

a) Evaluar la interacción clima-suelo para un conjunto de situaciones conocidas que existen en una región. Esto sirve de base para la selección de un paquete tecnológico bajo secano que informe para cada situación de suelo, dentro de una zona climática homogénea y aplicando el modelo a una serie histórica de años climáticos, cuál es el cultivo más adaptado al menos en cuanto a condiciones agroclimáticas se refiere y de a conocer cuál es la mejor época de siembra.

b) El conocimiento del balance hídrico en un clima y suelo dado da también base para ajustar otro grupo de prácticas de manejo de suelo y del cultivo como son: niveles, época y forma de aplicación de fertilizantes, sobre todo los nitrogenados, y la época óptima de preparación del suelo.

Los métodos basados en el estado hídrico del suelo requieren información puntual y real sobre los potenciales de agua en el suelo. Según esta metodología los aportes de agua se realizan cuando el potencial de agua del suelo alcanza en la zona de máxima actividad de las raíces (dependiente del cultivo) un valor, previamente fijado, en función del estado vegetativo y de la demanda de la evaporación prevista. Se pueden obtener valores de niveles de déficits del agua en el suelo tolerados por distintos cultivos para obtener rendimientos máximos (Doorenbos y Pruitt, 1990).

Existen algunas variantes en cuanto a la confección del balance hídrico, los cuales llegan a modificar su resultados, específicamente la deficiencia y exceso de agua, cuando se toman en cuenta la profundidad de las raíces y el agua disponible, en el caso de efectuarlos en periodos largos. Las estimaciones de exceso y déficit de agua se obtienen por la diferencia entre la evapotranspiración potencial y la precipitación efectiva, de acuerdo con la capacidad de almacenamiento de humedad del suelo (Taylor y Aschcroff, 1972).

El análisis del balance hídrico, o sea el empleo de las deficiencias y excesos hídricos para su correlación con datos de producción de cultivos tropicales han sido empleadas en varias oportunidades, dando buenos resultados como se

puede observar en recientes trabajos aplicados a los cultivos de ajonjolí, (García, 1971); cacao, (García, 1972) y yuca, (García, 1971).

5.2. MÉTODOS EMPÍRICOS.

5.2.1. FÓRMULA DE THORNTHWAITE.

Dado que la evapotranspiración depende principalmente de la energía Solar que llega a la superficie evaporante, Thornthwaite estimó que el elemento que mejor representa a la misma es la temperatura jerarquizada según su magnitud.

La fórmula de Thornthwaite fue experimentada, en su origen, en zonas de abundantes precipitaciones en verano (Idaho, E.U.A.), en cuyos climas da los mejores resultados; en cambio, en regiones áridas o semi áridas y en veranos secos, suelen obtenerse resultados inferiores a los verdaderos (Penman et al., 1967; Ritchie, 1972). La ecuación es la siguiente:

$$(3) \quad ETP = 1.6 (10T / I)^a$$

ETP = Evapotranspiración potencial mensual en centímetros, no ajustada.

T = Temperatura media mensual en grados centígrados.

i = Índice calórico mensual = $(T/5)^{1.514}$

I = Índice calórico anual = $\sum 12 i$

$$a = 6.751 \times 10^{-7} I^3 - 7.71 \times 10^{-5} I^2 + 1.792 \times 10^{-2} I + 0.49239$$

a = Constante obtenida en función del índice de calor anual.

* Debe multiplicarse por un factor de corrección según el mes y la latitud del lugar (Legarda, B. y Forsythe, W., 1972).

Esta Ecuación ha sido la más utilizada en todo el mundo por la facilidad en obtener registros de temperatura y realizar la estimación de la evapotranspiración. Sin embargo, en los trópicos la relación temperatura evapotranspiración, no es tan directa como en los climas templados. Debe tenerse en cuenta los otros factores que afectan la evapotranspiración.

5.2.2. FÓRMULA GARCÍA – LÓPEZ.

Es la única ecuación disponible para calcular evapotranspiración potencial, que ha sido desarrollada en el trópico americano. Ofrece los requerimientos potenciales en milímetros por día, tomando en cuenta la humedad media diaria y la temperatura media diaria en grados centígrados. La expresión matemática de la ecuación de García – López es la siguiente:

$$(4) \quad E = 1.21 \times 10^{7.45 \times T / 234.7 + T} \times (1.0 - 0.01 \text{ HR}) + 0.21 T - 2.30.$$

E = Evapotranspiración diaria en milímetros por día.

HR = Humedad relativa media diaria de la mañana y el medio día en porcentaje.

T = Temperatura media diaria en grados centígrados.

(García et al., 1970 ; Burman et al., 1983)

5.2.3. FÓRMULA DE JENSEN – HAISE

La ecuación de Jensen – Haise fue elaborada para uso diario, presenta más o menos una equivalencia de agua evaporada, dada ya sea en centímetros por día en función de los registros de temperatura media diaria en grados

centígrados y la radiación solar. Es una fórmula bastante usada que permite flexibilidad en el área de trabajo.

La ecuación es la siguiente:

$$(5) \quad ETP = (0.078 + 0.0252 T) (R_s / L).$$

ETP = Evapotranspiración potencial diaria en centímetros.

T = Temperatura media diaria en grados centígrados.

L = Constante de calor latente de evaporización (580 calorías por centímetro cúbico)

R_s = Radiación solar directa en calorías por centímetros cuadrados por día.

5.3. MÉTODOS DIRECTOS.

5.3.1. LISÍMETROS.

Los Lisímetros son aparatos o instrumentos utilizados para estudiar el grado, cantidad y composición del agua de percolación pudiendo evaluar directamente el consumo de agua por las plantas en un período de tiempo establecido. Según Douglas et al (1985) los lisímetros de peso son considerados como el método directo más preciso para evaluar evapotranspiración potencial porque son utilizados como estándares para comparar con otros métodos. Debido al alto costo de construcción y mantenimiento y el monitoreo especializado que requieren no son muy utilizados en estudios de campo. En Panamá se instaló un lisímetro de drenaje en el Centro de Enseñanza e Investigación de Chiriquí en 1986 para evaluar las diferentes ecuaciones empíricas de estimación de

Evapotranspiración con el cual se realizaron algunas evaluaciones preliminares de los diferentes métodos de estimar evapotranspiración potencial. (Díaz, 1986).

5.3.2 TANQUE DE EVAPORACIÓN.

La tarea de medir la evapotranspiración que ocurre directamente en un predio o campo, incidiendo todas las condiciones externas, representa un problema muy complejo y delicado. La velocidad de la evaporación varía según las horas del día y la época del año, mostrando variación diaria y anual (Rithie, 1972).

Los principales elementos meteorológicos que influyen sobre la velocidad de la evaporación son: radiación solar, la temperatura del aire, la tensión de vapor de agua y la velocidad del viento, etc. Debido a que la radiación solar es un factor importante, la evaporación varía con la altitud, época del año, horas del día y condiciones de nubosidad (Hatfield, 1985).

Para la medición de la evaporación de una superficie libre de agua, el tanque Standard clase A del "Weather Bureau" de los E.U.A., es la cubeta evaporímetro más usado.

Durante el año, la evaporación es máxima en los meses de verano y mínima en los meses de invierno. En zonas áridas y semiáridas, la medición y el control de la evaporación asume un papel importante en la economía del agua. El conocimiento de las pérdidas por evaporación resulta imprescindible en el planeamiento de sistemas de riego, diques, etc. (Hatfield, 1985).

Todos los métodos utilizados para determinación de la evapotranspiración potencial, incluyen observaciones meteorológicas, suposiciones y términos de corrección empírica. Por consiguiente, se ha sugerido que se mida la evaporación de tanques abiertos como estimación de la evapotranspiración potencial, y que se aplique un factor empírico de corrección para convertirla a evapotranspiración o uso consultivo (Jensen, 1983).

El consumo de agua por las plantas puede variar desde menos de 300 a más de 2,000 milímetros anuales. El extremo inferior se da en climas templados, en valles frescos entre montañas, donde las estaciones de cultivo son cortas, mientras que las cifras más altas se ha hallado en las áreas desérticas regadas. Las cifras halladas normalmente son de 380; hasta quizás 760 milímetros. En las áreas no regadas, húmedas y semiáridas, y de 500 a 1250 milímetros en las regiones cálidas y secas (Jensen, 1983).

Desde un punto de vista práctico, las cifras diarias de consumo de agua por plantas son más significativas, en algunos casos, que las que corresponden a la estación de cultivos. Durante los períodos cálidos y secos, y en verano; el uso de consumo diario puede alcanzar para el maíz una cantidad tan alta como de 10 a 12 milímetros. Aún en los suelos profundos, teniendo capacidades altas para almacenar agua aprovechable, esta tasa rápida de remoción de humedad vacía pronto y fácilmente la zona de las raíces de las plantas de la humedad absorbida. Los suelos arenosos pueden perder la mayor parte de su humedad aprovechable en el término de unos cuantos días bajo estas condiciones, siendo

evidente la importancia de la intensidad de las pérdidas por Evapotranspiración (Jensen, 1983).

Los valores de las mediciones de evaporación obtenidas en Tanque Tipo A en una estación meteorológica deben ser ajustados para representar la evapotranspiración potencial de la región que representa la estación. El Cuadro II presenta el coeficiente de corrección para diferentes condiciones de cobertura, humedad relativa y velocidad del viento imperantes en el área de la estación meteorológica (Jensen, 1983; Haltfield, 1985).

Cuadro II. COEFICIENTE DE CORRECCIÓN PARA TANQUE DE EVAPORACIÓN TIPO A, SEGÚN COBERTURA, VELOCIDAD DE VIENTO Y HUMEDAD RELATIVA.

COBERTURA							
Tanque Rodeado de Grama					Tanque rodeado de Suelo Descubierto		
Hum. Relat. (%)		Baja < 40	Mediana 40 - 70	Alta > 70	Baja < 40	Mediana 40 - 70	Alta > 70
U (Km/día)	X (m)						
Suave < 175	0	0.55	0.65	0.75	0.70	0.80	0.85
	10	0.65	0.75	0.85	0.60	0.70	0.80
	100	0.70	0.80	0.85	0.55	0.65	0.75
	1000	0.75	0.85	0.85	0.50	0.60	0.70
Moderado 175 - 425							0.80
	0	0.50	0.60	0.65	0.65	0.75	0.70
	10	0.60	0.70	0.75	0.55	0.65	0.65
	100	0.65	0.75	0.80	0.50	0.60	0.60
	1000	0.70	0.80	0.80	0.45	0.55	
Fuerte 425 - 700	0	0.45	0.50	0.60	0.60	0.65	0.70
	10	0.55	0.60	0.65	0.50	0.55	0.65
	100	0.60	0.65	0.70	0.45	0.45	0.60
	1000	0.65	0.70	0.75	0.40	0.45	0.55
Muy Fuerte > 700	0	0.40	0.45	0.50	0.50	0.60	0.65
	10	0.45	0.55	0.60	0.45	0.50	0.55
	100	0.50	0.60	0.65	0.40	0.45	0.50
	1000	0.55	0.60	0.65	0.35	0.40	0.45

X : Distancia a barlovento a la cual cambia la cobertura en Dirección del viento.

U: Velocidad del Viento en Kilómetros por Día

Fuente: Jensen, M.E. (1983).

MATERIALES Y MÉTODOS

1. LOCALIZACIÓN GENERAL.

La investigación se realizó utilizando las ventajas que ofrece un centro de investigación a nivel superior con terrenos propios, personal permanente e infraestructura. La misma se realizó desde agosto de 2002 hasta agosto de 2003, con una duración de 12 meses, en la Estación Experimental perteneciente a la Facultad de Ciencias Agropecuarias de la Universidad de Panamá, localizada en La Huaca corregimiento cabecera del distrito de Guararé, provincia de Los Santos.

La finca experimental La Huaca está localizada a los 7° 48' 00" de Latitud Norte y 80° 16' 12" Longitud Oeste, con una elevación de 24.2 metros sobre el nivel del mar. La precipitación media anual es de 928.6 mm (1982 – 2003), la cual es típico del Arco Seco de Panamá y la zona de vida correspondiente al bosque seco premontano (Tosi, 1972) La temperatura media anual es de 28.5 grados centígrados.

2. CARACTERIZACIÓN DE LOS SUELOS.

Para la caracterización de los suelos del área de investigación se excavó una calicata a una profundidad de 1.75 metros en condiciones naturales, de donde

se obtuvieron muestras del pedón del suelo para la clasificación taxonómica. Estas muestras fueron llevadas al laboratorio de suelo de la Universidad de Panamá donde se colocaron en bandejas limpias, secadas al aire, trituradas, homogenizadas y pasadas por un tamiz de malla #10 (2 mm), quedando preparadas para las determinaciones de laboratorio.

2.1. DEFINICIÓN DE LOS DIFERENTES HORIZONTES DEL SUELO.

Para establecer los límites de los diferentes horizontes del suelo se realizó observación directa sobre la pared inalterada de la calicata excavada en el sitio. En el mismo se caracterizó la profundidad, el color, la densidad, la textura y fertilidad (Figura 1).



Fig. 1., Perfil de donde se determinó Color, Densidad, Textura y Fertilidad del suelo.

2.1.1. DETERMINACIÓN DEL COLOR.

Para la determinación del color de los diferentes horizontes del suelo se utilizó el Método estándar utilizando la Tabla de Munsell, para el cual se toma una muestra pequeña de suelo y por comparación con la escala de Munsell la cual contiene 169 colores diferentes provenientes de 9 clases que varían desde el rojo hasta el amarillo pasando por el verde y el azul, hasta el gris (Soil Survey Staff, 1975).

La escala de colores comienza con la mayor intensidad de color rojo 10R, disminuyendo a 7.5R y 5R. Después, continúan las combinaciones de amarillo y

rojo, indicándose la proporción que hay de uno u otro correspondiendo el número a la intensidad del primer color, dando las siguientes combinaciones: 2.5YR, 5YR, 10YR. Por último la escala agrupa suelos de color amarillo con las intensidades siguientes: 2.5Y y 5Y.

La determinación del color se realizó en condiciones de campo con las muestras húmedas, y en el laboratorio con la muestra seca, para cada uno de los horizontes establecidos.

2.1.2. DETERMINACIÓN DE LA TEXTURA.

Para la determinación de la textura se utilizó el Método de Bouyoucus. Según Forsythe (1980), el método requiere lograr la separación de cada una de las partículas del conglomerado del suelo, basándose en su sedimentación por efecto de la gravedad según la Ley de Stokes. Las clasificaciones aceptadas conforme al sistema de clasificación del Departamento de Agricultura de USA, las arenas se clasifican en cinco clases a saber: arena muy gruesa de 2.0 a 1.0 mm de diámetro; arena gruesa de 1.0 a 0.50 mm de diámetro, arena media de 0.50 a 0.25 mm de diámetro, arena fina de 0.25 a 0.10 mm de diámetro, arena muy fina de 0.10 a 0.05 mm de diámetro, limo de 0.05 a 0.002 mm de diámetro y arcilla menos de 0.002 mm, (Briggs, 1904). Se determinó la textura en cada uno de los horizontes encontrados en los muestreos.

2.1.3. DETERMINACIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA.

La determinación de la materia orgánica se realizó por el Método de Walkley-Black que consiste en la determinación del carbono orgánico total de suelo (después de eliminar los carbonatos) por medio de la combustión seca mediante la oxidación con ácido crómico seguida de la medida del bióxido de carbono desprendido. El contenido de materia orgánica fue determinado para cada uno de los horizontes encontrados (Black, 1965 y Allison, 1965).

2.1.4. DETERMINACIÓN DE LA ACIDEZ DEL SUELO.

Para la determinación de la acidez del suelo se midió el pH de las muestras con un potenciómetro digital, CRISON GLP22, empleando una relación de suelo: suelo y agua de 1: 2.5, 1N Cloruro de Calcio, (Black, 1965).

2.1.5. DETERMINACIÓN DE LA CAPACIDAD DE INTERCAMBIO CATIÓNICO.

Para la determinación de la capacidad de intercambio catiónico se utilizó el Método de Acetato de Amonio siguiendo la metodología descrita por Black (1965) y Buol, (1973).

2.1.6. DETERMINACIÓN DEL K, Na, Ca, Mg Y EL AL EXTRAIBLE.

Para la determinación de los principales cationes del suelo por esta determinación se utilizó el Método de absorción atómica (Black, 1982). Usando como solución extractora la solución de Molehdo o Carolina del Norte de ácidos diluidos.

2.1.7. DETERMINACIÓN DE LA DENSIDAD APARENTE.

Para realizar esta determinación se utilizó el método de cilindros (USDA, 1972; Forsythe, 1980) con volumen conocido de suelo, mediante la fórmula:

$$(6) \quad D.A = P_{ss} / V_T$$

Donde:

D.A = Densidad Aparente.

P_{ss} = Peso seco al horno 105° a 110° grados centígrados hasta peso constante.

$$V_T = \pi r^2 h$$

V_T = Volumen Total en centímetros cúbicos.

r = Radio del cilindro en centímetros.

h = Altura del cilindro.

π = Constante (3.1416)

Se utilizó un cilindro biselado de PVC para la toma de muestras no disturbadas. Los cilindros bien afilados fueron introducidos perpendiculares en el suelo con presión uniforme, una vez el anillo estuvo lleno de suelo se extrajo y

fue cortado al ras por cada extremo, con una espátula y llevado al laboratorio, colocado en un horno a 105° grados centígrados por 24 horas para obtener peso seco. Para el cálculo de la densidad aparente, se divide el peso del suelo seco a 105° grados centígrados, entre el volumen del anillo. Esta determinación se realizó para los diferentes horizontes en el perfil del suelo (ver Figura 2).



Fig. 2. Toma de muestras para Densidad de Suelo.

2.1.8. MEDICIÓN DE LA VELOCIDAD DE INFILTRACIÓN DEL SUELO.

La medición de la velocidad de infiltración del suelo fue efectuada cerca de la estructura de observación directa mediante el método del “Doble Anillo Infiltrómetro”. En este método, se utilizaron dos anillos concéntricos de hierro: el más pequeño de diámetro interno de 26 cm y de 37 cm de altura. El cilindro externo con 50 cm de diámetro y 25 cm de altura. Además, se utilizó un plástico,

martillo para introducir los cilindros en el suelo, tiza, regla, reloj y 25 galones de agua. Para este procedimiento se colocó primero el anillo externo, el cual debe introducirse en el suelo al menos 5 cm y el cilindro interno hasta 10 cm. Se cubrió la superficie del suelo con plástico al añadir el agua para aplicar la lámina inicial de agua de forma instantánea. El nivel de agua se mantuvo a 7.5 cm en el anillo interior y 5 cm en el anillo exterior, del borde superior (ver figura 3). Se midió la altura del agua dentro del anillo a intervalos fijos de 5 a 10 minutos. Para medir la velocidad de infiltración del agua al suelo y en función de sus características, se requirieron 340 minutos para la prueba, a la cual se llegó a una velocidad de infiltración constante, denominada "Infiltración básica".



Fig. 3. Medición de la Velocidad de Infiltración de agua en el suelo.

3. CARACTERIZACIÓN HIDROLÓGICA.

Una parte esencial del presente estudio comprende la caracterización hidrológica del área de estudio incluyendo el régimen de precipitación, la evapotranspiración, la disponibilidad del agua en la zona saturada y finalmente balance hidrológico.

3.1. PRECIPITACIÓN Y OTROS FACTORES CLIMÁTICOS.

La información metereológica empleada para caracterizar la región procede de la estación meteorológica tipo A de la Autoridad Nacional del Ambiente ubicada en Guararé, con las siguientes coordenadas: Latitud 07° 49' Norte y longitud 80° 17' Oeste con una elevación de diez metros sobre el nivel del mar e instalada en mayo de 1980.

Se utilizó registro de precipitación media mensual de 1982 a 2003, lo cual representa unos veintitrés (22) años de registros. Para los otros factores climáticos (temperatura media mensual, velocidad del viento de 2 metros, radiación solar) se tomaron los datos existentes al momento de culminar la investigación de campo en agosto del 2003.

3.2. EVAPOPRACIÓN Y EVAPOTRANSPIRACIÓN.

Los datos de evaporación se obtuvieron de la estación meteorológica de la ANAM en Guararé, que consiste de un tanque evaporímetro Tipo "A", circular, con un diámetros de 120.5 centímetros y 25.4 centímetros de profundidad, de hierro galvanizado y pintado con pintura de aluminio, que va montado sobre una base. La base del tanque queda 15 centímetros sobre el nivel del suelo. El tanque está rodeado de pasto corto (segado) en un radio de 50 metros. El tanque de evaporación se llena con agua hasta 5 centímetros por debajo del borde y se evita que el nivel del agua baje más allá de 7.5 centímetros. El nivel del agua se lee con un micrómetro, el cual permite determinar los cambios en el nivel del agua. Dicha lectura se realiza diariamente y a una hora fija, resultando en milímetros por día de lámina evaporada.

La evapotranspiración se determinó utilizando tres métodos empíricos de estimación:

1. Fórmula de Thornthwaite

Este método estima la evapotranspiración potencial mensual en centímetros, mediante la temperatura media mensual en grados centígrados, a través de la ecuación (3). $ETP = 1.6 (10T / I)^a$ descrita en la revisión de literatura.

2. Formula de García – López.

Ofrece los requerimientos de evapotranspiración potencial diaria en milímetros por día; tomando en consideración la humedad relativa media diaria y la temperatura media diaria en grados centígrados mediante la ecuación (4).

ETP= $1.21 \times 10^{7.45 \times T / 234.7 + T} \times (1.0 - 0.01 \text{ HR}) + 0.21 T - 2.30$ descrita en la revisión de literatura.

3. Fórmula de Jensen – Haise.

Determina la evapotranspiración potencial diaria en centímetros, mediante la ecuación (5), considerando la temperatura media diaria en grados centígrados y la radiación solar directa en calorías por centímetros cuadrado por día y una constante de calor latente (580 calorías por centímetros cúbicos).

ETP = $(0.078 + 0.0252 T) (R_s / L)$ descrita en la revisión de literatura.

Las ecuaciones empíricas son evaluadas en base a la evaporación del tanque “Tipo A” corregida según Burman et Al. (1983).

3.3. DISPONIBILIDAD DE AGUA EN LA ZONA NO SATURADA.

3.3.1. DETERMINACIÓN DE LA CAPACIDAD DE CAMPO.

La determinación de la capacidad de campo se realizó directamente en campo por el método gravimétrico. Las muestras de suelo fueron obtenidas después de una lluvia que saturó el suelo y luego que el exceso de agua drenara libremente, de cada horizonte se extrajo del centro cuatro muestras de suelo para determinar contenido de humedad. Las muestras húmedas se pesaron y luego se pusieron a secar en el horno a una temperatura constante de 105°C por 24 horas. Al sacarlas del horno se pesan las muestras secas y se determinó el porcentaje de humedad en base al peso seco de la muestra de suelo, mediante la siguiente fórmula:

$$(7) \quad \% \text{ hum} = [(Ph - Ps) / Ps] \times 100$$

% hum = % de humedad a capacidad de campo.

Ph = Peso del suelo húmedo.

Ps = Peso del suelo seco

Adicionalmente se utilizó el método de la olla de presión (Iturri,1978). En este método las muestras fueron secadas al aire y tamizadas por malla de 2mm de apertura, luego colocadas sobre bandejas en anillos de 1centímetros de espesor y 4 centímetros de diámetro, con capacidad para 10gramos de suelo. Las muestras se empacan en los anillos y se humedecieron por capilaridad hasta quedar saturadas. El proceso de humedecimiento se realizó en 20 horas; después fueron sometidas a presión constante a 1/3 de atmósfera durante 24 horas y después se pesan previamente. Luego se llevaron al horno a una temperatura constante de 105°C durante 48 horas, transcurrido este tiempo se pesan nuevamente. Por diferencia de peso se determina el contenido de agua, expresado en porcentaje.

3.3.2. DETERMINACIÓN DEL PUNTO DE MARCHITEZ PERMANENTE.

El Punto de Marchitez Permanente se determinó por el método de la olla de presión (Peters, 1965) exponiendo las muestras de suelo a una presión de 15 atmósferas y luego se determina la cantidad remanente de agua en la muestra de suelo. En este método las muestras fueron secadas al aire y tamizadas por malla de 2 milímetros de apertura, luego colocadas sobre bandejas en anillos de

caucho con 2 milímetros de espesor, 5.5centímetros de diámetro y 1centímetro de altura. Las muestras se humedecieron por capilaridad por espacio de 20 horas hasta quedar saturadas. Después fueron sometidas a presión constante a 15 atmósferas durante 20 horas hasta conseguir el equilibrio, se pesan las muestras y se les determina el contenido de humedad, secándolas en un horno a 105° centígrados, hasta peso constante. El contenido de humedad se expresa como porcentaje con respecto al peso seco, mediante la ecuación (7).

Adicionalmente se determinó el Punto de Marchitez Permanente por el método fisiológico, el cual consiste en determinar la cantidad de agua remanente en una maceta cuando una planta de girasol llega a marchitez permanente (Iturri, 1979). Se usaron pots con peso estándar de 110g, se uso semillas de girasol enano (*Helianthus annuus* L.). Se regó el pote hasta capacidad de campo, una vez germinadas las plantas se dejaron crecer hasta que tuvieron 4 pares de hojas, en ese instante se dejó de regar. Se selló el recipiente se dejó que se marchitaran las plantas, durante este período se observó las plantas dos veces al día con el fin de evitar una marchitez excesiva. Tan pronto como la planta se marchitó permanentemente se procedió a pesar los pots + suelo sin la planta, después llevados al horno a temperatura constante de 105°C por 24 horas; obteniéndose en esa forma el peso seco de las muestras de suelo. Por diferencia de peso se determina la cantidad de agua a punto marchitez permanente.

3.3.3. CAPACIDAD DE ALMACENAMIENTO DE AGUA.

La disponibilidad de agua en el suelo está considerada como la cantidad de agua retenida en el suelo entre la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente calculada sobre una profundidad de 1.75 metros de profundidad de la calicata. Representa el agua que puede ser almacenada en el suelo para su subsiguiente utilización. La determinación de la capacidad de campo y punto de marchitez permanente se realizó por dos métodos: Método de la Olla de Presión y el Método Gravimétrico, aplicando la ecuación (7); y aplicando la media aritmética de ambos resultados, (Ver Cuadro XVII).

La capacidad de almacenamiento de agua del perfil, depende de las propiedades de transmisión de todo el perfil y de los gradientes hidráulicos más que del estado energético del agua en un punto particular del perfil. La capacidad de almacenamiento del suelo es dada por la expresión matemática:

$$(8) \quad C.A. = (\theta_{C.C} - \theta_{PMP}) D.A. \times Pr$$

C.A. = Capacidad de Almacenamiento.

$\theta_{C.C}$ = Contenido de humedad gravimétrico a Capacidad de Campo.

θ_{PMP} = Contenido de humedad gravimétrico a punto de Marchitez Permanente.

D.A. = Densidad Aparente del suelo.

Pr. = Profundidad.

3.4. BALANCE HÍDRICO.

Para completar el balance hídrico del área de estudio se utilizó el método de Thornthwaite y Mather (1957). El método utiliza la suma algebraica de las entradas y salidas de agua del suelo; es decir el balance hídrico se procede así: la diferencia entre la precipitación y la evapotranspiración potencial representa el cambio en el contenido de agua del suelo. El agua almacenada será la suma de esta diferencia con el saldo de agua dejado en el suelo en el mes anterior. En ningún caso el agua almacenada será superior a la máxima capacidad de almacenamiento de agua de un suelo. La evapotranspiración real en el mes será igual a la precipitación efectiva ocurrida en dicho mes, más el agua disponible en el suelo en el mes anterior. La evapotranspiración potencial es el límite máximo de la evapotranspiración real. El exceso de agua ocurrirá cuando, habiéndose satisfecho la evapotranspiración potencial y luego la capacidad de almacenamiento del suelo y queda aún un remanente de agua, y se obtiene restando a la precipitación efectiva del mes el cambio de agua ocurrido en el suelo, y la evapotranspiración potencial de dicho mes.

4. ESTABLECIMIENTO DE ESTRUCTURA DE OBSERVACIÓN DIRECTA DEL PERFIL DEL SUELO.

Como base fundamental del estudio se excavó una estructura de observación directa en un sitio no disturbado, manteniendo una de las paredes inalterada para hacer observaciones directas del avance del frente de humedad a través

del perfil del suelo. Las dimensiones utilizadas fueron: 2 metros de ancho por 1.0 metro de largo y 1.75 metro de profundidad (Ver Figuras 4a y 4b).

Para evitar flujo de agua en la interfase entre la estructura de observación y el suelo durante la construcción, se aplicó al mortero (mezcla de concreto) el impermeabilizante Sika 1, en proporción de 1:2 para la impermeabilización e instalación de los bloques y de la ventana.

En el centro de la estructura se ubicó una ventana de vidrio de 1 metro de largo por 16.5 centímetros de ancho con el objeto de monitorear directamente la posición del frente de humedad en el suelo (ver Figura 4b).

Para complementar el monitoreo del avance del frente de humedad en el perfil del suelo se instalaron tensiómetros y bloques de resistencia eléctrica a diferentes profundidades (Figura 5 y 6).

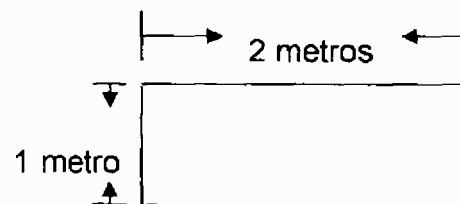


Fig. 4a. Vista de planta de la estructura de observación directa.

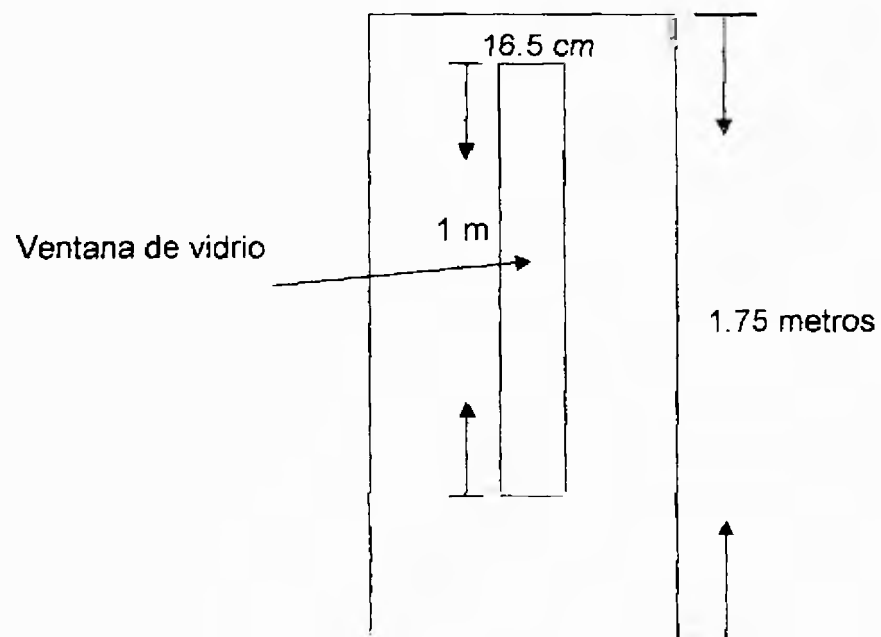


Fig. 4b. Vista frontal de la estructura de observación directa.

5. DETERMINACIÓN DEL AVANCE DEL FRENTE DE HUMEDAD EN CAMPO.

Para la determinación del avance del frente de humedad en campo se utilizó dos métodos, los tensiómetros y los bloques de resistencia eléctrica.

5.1. TENSÍOMETROS.

Para determinar la posición del frente de humedad en el perfil del suelo se colocaron tres tensiómetros a diferentes profundidades: 20, 30 y 65 centímetros respectivamente cerca de la estructura de observación directa para el monitoreo y validación del avance del frente de humedad y disponibilidad de agua del suelo durante el período de lluvias y la entrada de la época seca (Richards, 1965). La figura 5 muestra el uso de los tensiómetros.



Fig. 5. Tensiómetros a diferentes profundidades y Pluviómetro.

5.2. BLOQUES DE RESISTENCIA ELECTRICA.

Se colocaron cuatro bloques de resistencia eléctrica a diferentes profundidades: 25, 40 y 60 centímetros de profundidad a ambos lados de la estructura de observación directa (ver figura 6), para el monitoreo y validación del avance del frente de humedad en el perfil del suelo en períodos donde la humedad disminuye por debajo del rango de aplicabilidad de los tensiómetros, (Richards, 1965).



Fig. 6. Bloques de resistencia eléctrica a diferentes profundidades de la estructura en el perfil del suelo.

5.3. PLUVIOMETRO.

Se instaló un pluviómetro cerca de la estructura de observación directa. El mismo fue colocado al aire libre y en un poste 1.5 metro de altura sobre el suelo.

Para coleccionar la lluvia se uso un recipiente de un litro como mínimo, con el fin de evitar que se desborde durante precipitaciones intensas. Las lecturas se realizaron diariamente a una hora fija, desde mayo de 2002 hasta diciembre 2003 (ver figura 6). Esto permitió adecuar la información del sitio de estudio con la precipitación procedente de las estaciones agrometeorológicas de primer orden ubicada en Guararé del Servicio Nacional de Administración de Recursos Hídricos de la Autoridad Nacional del Ambiente.

6. MONITOREO DE LA FLUCTUACIÓN DEL NIVEL FREÁTICO.

Para el monitoreo de la fluctuación del nivel freático durante el período de investigación se utilizó el pozo de la Finca Experimental de Guararé, siguiendo el método utilizado para pozos de observación del nivel freático (Luthin, 1967). Para medir la posición del nivel freático se utilizó una varilla de 6 metros de largo con un cable eléctrico que al hacer contacto con el agua, da una lectura en el multímetro.

7. PRUEBAS ESTADÍSTICAS.

Para la evaluación de los parámetros del consumo de agua se aplicará la prueba de Fisher (Prueba de "F") y la Prueba de Dunncan, para establecer diferencias significativas entre los métodos utilizados en la determinación del consumo de agua para el sitio en estudio.

Para la evaluación de la significancia entre los años promedios y años secos se utilizará el Balance Hídrico de Thornthwhite.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

1. CARACTERIZACIÓN DE LOS SUELOS.

La descripción de los diferentes horizontes del perfil del suelo se presentan en los Cuadros del III al VI y son producto de la evaluación realizada en el campo y del análisis físicos y químicos de laboratorio correspondiente a cada horizonte del perfil del suelo.

1.1. DESCRIPCIÓN DE LOS HORIZONTES DEL PERFIL DEL SUELO.

El Cuadro III presenta la descripción general de los diferentes horizontes de los suelos encontrado en el perfil donde se instaló la estructura de observación directa donde se establece la profundidad, el color y la presencia de moteaduras. El Cuadro IV presenta las características físicas y el V las propiedades químicas de los suelos.

Como podemos observar, el horizonte superficial es un horizonte Antrópico Ap con una profundidad de 20 centímetros, y es de color chocolate rojizo típico de un horizonte ócrico. Presenta una saturación de bases mayor de 90% .

El Horizonte B_{1t} tiene 40 centímetros de profundidad con un incremento significativo en el contenido de arcilla de 21.4%, por lo que se clasifica como horizonte argílico. La saturación de bases se mantiene por encima del 90%.

CUADRO III DESCRIPCIÓN GENERAL DE LOS HORIZONTES DEL SUELO

HORIZONTE	PROFUNDIDAD (cm)	DESCRIPCIÓN
A _p	0 a 20	Rojo (2.5YR 4/6) en húmedo y chocolate rojizo (5YR 4/3) en seco; arcilloso. Densidad aparente 1.36 g cm ⁻³
B _{1t}	20 a 60	Rojo (2.5YR 4/6) en húmedo y chocolate rojizo (5YR 5/4) en seco; arcilloso; moteaduras en 10% del perfil.
B ₂	60 a 114	Gris oscuro (2.5YR 4/0) en húmedo y chocolate (7.5YR 5/4) en seco; franco arcilloso; moteaduras gris muy oscuras (2.5YR 3/0), aparecen arenas en agregados en pequeños cúmulos de 30 a 80% variable en algunos horizontes.
B ₃	114 a 175	Rojo amarillento (5YR 4/6) en húmedo y chocolate rojizo (5YR 4/4) en seco; franco.

El Horizonte B₂ con y 54 centímetros de profundidad de color chocolate presenta un incremento considerable en el contenido de arena de 77% lo que se refleja en una baja en la densidad aparente a pesar de estar a mayor profundidad, sin embargo se mantiene una alta saturación de bases por la existencia de rocas con alto contenido de fósforo, posiblemente con la presencia del mineral apatita (Cuadro VI; Cuadro VII).

El horizonte B3 de 61 centímetros de profundidad de color chocolate rojizo mantiene un incremento en el contenido de arena en relación al horizonte superficial y alta saturación de bases. A los 175 centímetros en el borde de este horizonte se encontró de manera intermitente la presencia de rocas redondeadas de alto contenido de fósforo.

CUADRO IV. CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS DEL PEDÓN, GUARARÉ.

HORIZONTE	pH	Bases cambiables				Suma de bases	Acidez Total	Al Extraible	C.I.C		Saturación de Bases		M.O
		Na	Ca	Mg	K				Suma de cationes	NH ₄ OAc	Suma de cationes	NH ₄ OAc	
Meq / 100 g de suelo									%				
Ap	6.35	3.82	12.9	9.0	0.72	26.44	0.8	0.0	27.24	40.85	97.06	64.72	2.83
B1t	6.98	3.75	7.2	5.3	0.23	16.48	0.7	0.0	17.18	47.20	95.93	34.89	0.93
B2	7.10	3.97	14.5	12.6	0.18	31.25	0.7	0.0	31.95	53.65	97.81	58.25	0.22
B3	7.00	3.67	14.1	10.0	0.30	28.07	0.9	0.0	28.97	56.00	96.89	50.12	0.22

Fuente: Laboratorio de Suelos y Nutrición, Departamento de Suelo y Aguas.
Facultad de Ciencias Agropecuarias, 2002.

CUADRO V. CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DEL PEDÓN, GUARARÉ.

HORIZONTE	PROFUNDIDAD (cm)	GRANULOMETRÍA %			DENSIDAD APARENTE g cm ⁻³	TEXTURA
		ARENA	LIMO	ARCILLA		
Ap	0 – 20	9	35	56	1.36	ARCILOSA
B1t	20 – 60	8	24	68	1.33	ARCILLOSA
B2	60 – 114	35	27	38	1.24	FRANCO ARCILLOSA
B3	114 – 175	48	30	22	1.17	FRANCA

Clasificación conforme al Sistema Americano, del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos.

CUADRO VI. RESULTADO DEL ANÁLISIS DE FERTILIZACIÓN DEL PEDÓN, GUARARÉ.

Horizonte	pH	Fósforo	Potasio	Hierro	Cobre	Manganeso	Zinc	Calcio	Magnesio	M.O
		ppm						MEQ / 100G		%
Ap	6.35	10	283	60	9	66	2	12.9	9.0	2.83
B1t	6.98	Trazas	90	37	6	34	1	7.2	5.3	0.93
B2	7.10	73	71	78	5	26	21	14.5	12.6	0.22
B3	7.0	215	118	62	2	27	2	14.1	10.0	0.22
INTERPRETACIÓN DEL ANÁLISIS										
Ap	Poco ácido	Bajo	Alto	Medio	Alto	Alto	Bajo	Alto	Alto	Bajo
B1t	Poco ácido	Bajo	Medio	Medio	Medio	Medio	Bajo	Alto	Alto	Bajo
B2	Alcalino	Alto	Medio	Alto	Medio	Medio	Alto	Alto	Alto	Bajo
B3	Neutro	Alto	Medio	Medio	Bajo	Medio	Bajo	Alto	Alto	Bajo

Fuente: Laboratorio de Suelos y Nutrición, Departamento de Suelo y Aguas.
Facultad de Ciencias Agropecuarias, 2002.

CUADRO VII. RESULTADOS DE ANÁLISIS QUÍMICO DEL MATERIAL ROCOSO DEL PEDÓN, GUARARÉ.

PARAMETRO	UNIDAD EXPRESADA	MINERAL ROCOSO	MINERAL SUELTO
Fósforo	ppm	250	500
Potasio	%	0.12	0.13
Sodio	ppm	965	442
Calcio	%	0.65	0.44
Magnesio	%	1.25	1.10
Hierro	%	2.81	2.95
Cobre	ppm	65	63
Manganeso	ppm	758	808
Zinc	ppm	60	75

Fuente: Laboratorio de Suelos y Nutrición, Departamento de Suelo y Aguas.
Facultad de Ciencias Agropecuarias, 2002.

1.2. CLASIFICACIÓN TAXONÓMICA DEL PERFIL DEL SUELO.

Para realizar la clasificación taxonómica del perfil se tomaron en cuenta los parámetros descritos en el análisis químico-físico y descripciones de campo. Esta información fue revisada y analizada de acuerdo con lo establecido en el Keys to Soil Taxonomy de la Soil Survey Staff, pudiendo así establecer la clasificación para el perfil estudiado:

ORDEN	Alfisol	Epipedón ócrico sobre un horizonte argílico, con aumento del porcentaje de arcilla en 24.4 por ciento y con más de 35 por ciento de saturación de base y alta capacidad de intercambio catiónico, mayor de 80 por ciento.
Suborden	Usttalfs	Alfisoles con régimen de humedad de suelo údico.
Gran Grupo	Haplustalfs	Simple.
Subgrupo	Típico Haplustalfs	No presenta subgrupos definidos.

El pedón estudiado posee un epipedón ócrico sobre un horizonte argílico, la saturación de bases mayor de 80% y alta capacidad de intercambio catiónico

1.3. DETERMINACIÓN DE LA VELOCIDAD DE INFILTRACIÓN.

En el Cuadro VIII, y en la figura 7, establece el comportamiento de la velocidad de infiltración del agua para el sitio en estudio. Al inicio la velocidad de infiltración es mayor (60 cm por hora), a medida que transcurre el tiempo y se satura el suelo se hace constante aproximadamente en 3.6 cm por hora para este tipo de suelo, encontrándose dentro de los límites citados por Lugo López (1968) para suelos alfisoles en Puerto Rico.

CUADRO VIII. DETERMINACIÓN DE LA VELOCIDAD DE INFILTRACIÓN EN EL SUELO.

Tiempo acumulado (min)	Lectura (cm)	Lámina infiltrada (cm)	Lámina Acumulada (cm)	Intervalo (min)	Tiempo Acumulado (min)	Velocidad de Infiltración (cm/hr.)
-	133.0	-	-	-	-	-
3	130.0	3.0	3.00	3	3	60
4	129.6	0.40	3.40	1	4	24
5	129.2	0.40	3.80	1	5	24
6	128.9	0.30	4.10	1	6	18
7	128.6	0.20	4.30	1	7	12
8	128.4	0.19	4.49	1	8	12
9	128.2	0.30	4.79	1	9	11.4
10	128.0	0.19	4.98	1	10	11
12	127.6	0.35	5.33	2	12	10.5
15	127.1	0.50	5.83	3	15	10
25	125.6/133.0**	1.50	7.33	10	25	9
30	132.2	0.72	8.05	5	30	8.6
45	130.6	1.60	9.65	15	45	6.6
60	128.9	1.70	11.35	15	60	6.6
80	126.9/133.0**	2.00	13.35	20	80	6
140	127.5	5.50	18.85	60	140	5.4
200	122.7	4.80	23.65	60	200	4.8
260	119.1	3.60	27.25	60	260	3.6
320	115.8	3.30	30.55	60	320	3.6

** Cambio de escala: Se llena nuevamente el cilindro y se comienza con otra referencia.

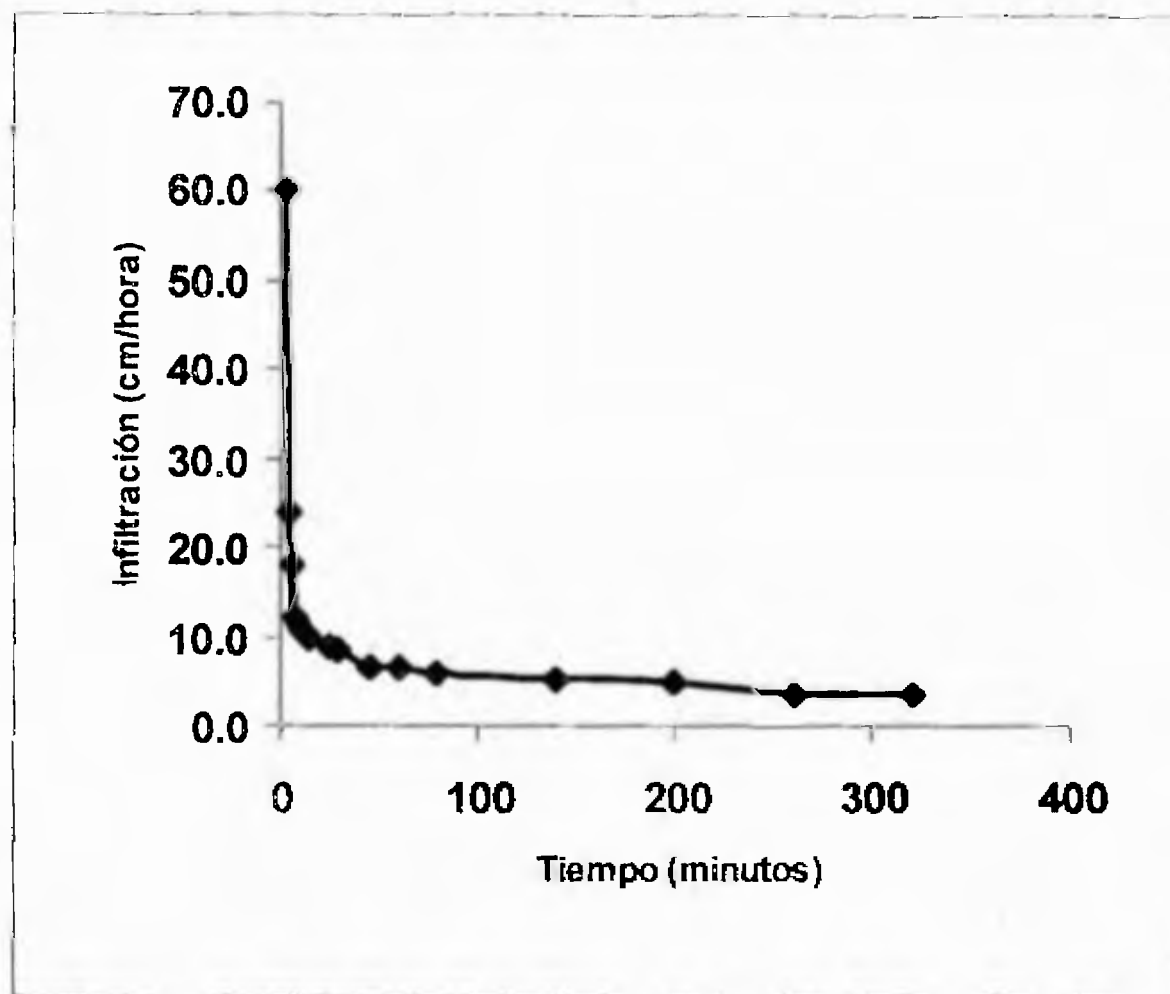


Fig. 7. Gráfica de la velocidad de infiltración del agua en el suelo del sitio de referencia.

2. CARACTERIZACIÓN HIDROLÓGICA.

2.1. RÉGIMEN DE PRECIPITACIÓN.

En el Cuadro IX se presentan los registros de precipitación de los últimos 22 años del área de estudio, donde podemos notar que los años secos y de mayor criticidad han sido 1985 y 1997, con una precipitación anual de -45.9% y -62.7% lo que representa una desviación de 46% y 63% del promedio respectivamente,

lo que manifiesta un déficit grave de precipitación durante todo el año. El promedio histórico es de 928.6 milímetros de los cuales 865.1 milímetros representan alrededor del 93 por ciento de la estación lluviosa que va desde mayo a mediados de noviembre. Además se observa siete años (1982, 1983, 1985, 1992, 1997, 2001, 2002) con déficit de 50% y más, asociados a fenómenos de variabilidad climática extrema, ($ETP = 1639.9$ milímetros, $50\% = 819$ milímetros, Cuadro XVIII). La Estación Seca normalmente inicia a mediados de noviembre y se extiende hasta inicios de mayo.

En los 5.5 meses de la Estación Seca caen aproximadamente un 7 por ciento del total anual. El déficit hídrico histórico y el veranillo de San Juan son propios de la representatividad de los suelos del arco seco, y esto se agrava aún más en los años secos. El régimen de precipitación para años secos presenta criticidad de déficit de agua, como se observa en el mes de julio con cero lluvias en la estación lluviosa (Cuadro IX).

Al ser los requerimientos de agua anuales de 1,639 milímetros (Cuadro XVIII), podemos apreciar que en los 21 años de registro de precipitación, sólo en 1998 con 1,627 milímetros, se pudieron satisfacer los requerimientos de agua y sólo en tres años de los registros se satisfizo al menos el 75 por ciento de la evapotranspiración potencial.

**CUADRO IX. REGISTROS DE PRECIPITACIÓN PLUVIAL EN LA ESTACIÓN EXPERIMENTAL, GUARARE.
PROVINCIA DE LOS SANTOS.**

Fuente: Servicio Nacional de Administración de Recursos Hídricos, ANAM

AÑO	MESES												Total
	Ene	Feb	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	
1982	0.0	0.0	0.0	61.8	135.7	38.6	95.9	117.6	91.0	161.1	6.9	0.0	708.6
1983	0.0	0.0	16.0	2.6	105.0	88.9	58.5	71.4	149.9	100.1	107.9	54.9	755.2
1984	15.0	1.0	0.0	0.0	108.5	152.7	78.4	129.4	124.4	143.5	101.6	6.4	860.9
1985	0.0	0.0	0.0	62.4	96.1	113.3	0.0	52.8	47.5	86.2	27.0	17.4	502.7
1986	0.0	0.0	0.0	4.3	98.1	126.8	47.3	93.7	225.3	504.7	33.7	9.9	1143.8
1987	0.0	0.0	0.0	0.0	77.2	162.9	185.9	129.7	107.6	177.2	42.4	23.6	906.5
1988	0.0	0.0	0.0	0.0	51.9	243.4	135.0	146.8	294.0	263.9	137.6	96.0	1368.6
1989	3.2	0.0	0.0	0.0	59.6	144.3	91.8	168.1	60.1	94.9	188.6	67.2	877.8
1990	0.0	0.0	0.0	0.0	46.1	111.5	30.9	249.6	66.6	174.1	57.8	100.5	837.1
1991	0.0	0.0	14.4	0.0	176.7	87.9	226.3	39.0	162.0	183.4	19.1	40.2	949.0
1992	0.0	0.0	0.0	0.6	53.7	133.1	184.3	62.9	157.8	77.0	60.5	44.0	773.9
1993	67.1	0.0	0.0	63.6	127.0	20.7	86.2	169.0	215.3	63.1	87.2	12.5	911.7
1994	0.0	0.0	0.0	0.0	104.6	78.0	101.3	172.0	174.8	328.7	31.2	7.0	997.6
1995	0.0	0.0	0.0	48.8	75.8	92.2	119.6	72.1	89.6	283.0	75.9	24.5	881.5
1996	6.4	0.0	0.0	0.0	198.2	174.6	111.6	69.2	182.4	120.0	155.1	41.0	1058.5
1997	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	8.0	59.0	104.2	175.0	0.0	346.2
1998	0.0	11.3	0.0	1.5	80.5	1046.0	54.8	112.6	62.4	124.2	70.0	63.8	1627.1
1999	27.9	4.7	0.0	0.0	120.2	114.4	80.4	199.0	183.5	162.2	233.1	72.6	1198.0
2000	20.2	0.0	0.0	0.0	178.0	149.5	75.2	120.5	153.8	11.7	164.5	32.7	906.1
2001	0.0	0.0	0.0	0.0	69.0	141.0	199.9	54.7	67.4	134.9	30.0	33.5	730.4
2002	5.0	0.0	0.0	44.8	42.4	24.0	140.9	210.0	135.3	76.1	30.9	31.0	740.4
2003	0.0	0.0	0.0	0.0	229.8	194.6	149.5	219.6	63.6	274.2	80.9	135.1	1347.3
Promedio	6.6	0.8	1.4	13.2	101.6	156.3	102.4	121.3	130.6	165.8	87.1	41.5	928.6

2.2. OTROS FACTORES CLIMÁTICOS: TEMPERATURA, RADIACIÓN SOLAR, HUMEDAD REALTIVA Y VELOCIDAD DEL VIENTO.

En el Cuadro X se presenta el promedio de temperatura, radiación solar, velocidad del viento y humedad relativa obtenida de la estación meteorológica de la Autoridad Nacional del Ambiente ubicada en Guararé.

La temperatura media mensual oscila entre 30.1centígrados en abril y 27.6 grados centígrados en septiembre, se observa un aumento en la temperatura a medida que transcurre la estación seca, llegando a un máximo de 30.1 grados centígrados en abril.

Como es de esperarse la humedad relativa más alta se registra en los meses de la estación lluviosa, con un máximo de 83 por ciento en los meses de julio y octubre; y disminuye en la estación seca hasta un 72 por ciento en los meses de febrero y marzo.

La estación seca con déficit de agua presenta velocidad del viento promedio de 1.7 metros por hora con potencial de erosión eólica. En la estación lluviosa se da menor velocidad del viento, llegando a un promedio de 0.7 metros por hora. En la estación seca se dan ráfagas de mayor intensidad que en la estación lluviosa.

2.3. EVAPORACIÓN.

La velocidad de evaporación varía según las horas del día y la época del año, mostrando variación diaria y anual (Rithie, 1972). En el Cuadro XI se muestra que la evaporación es máxima en los meses de verano (diciembre, enero,

febrero, marzo y abril) que llega a valores por encima de 6 milímetros por día y mínima en los meses de invierno (mayo, junio, julio, agosto, septiembre, octubre y noviembre) a 3.4 y 3.7 milímetros por día.

En el Cuadro XI, se observa las mediciones de evaporación del Tanque tipo A como estándar de la evapotranspiración en milímetros por día, y se aplicó un factor empírico para convertirla a Evapotranspiración del Tanque corregida (Burman et. al., 1983).

CUADRO X. REGISTROS DE TEMPERATURA, HUMEDAD RELATIVA, RADIACIÓN SOLAR Y VELOCIDAD EL VIENTO, ESTACIÓN METEROROLÓGICA, ANAM - GUARARÉ.

MES	TEMPERATURA °C	HUMEDAD RELATIVA %	RADIACIÓN SOLAR Cal. / cm ² - día	VELOCIDAD DEL VIENTO m / seg
Enero	28.8	75	398.9	1.7
Febrero	29.1	72	413.3	1.9
Marzo	29.6	72	425.9	1.9
Abril	30.1	74	416.9	1.8
Mayo	28.8	75	371.4	1.0
Junio	28.6	81	342.3	0.7
Julio	27.8	83	386.0	0.7
Agosto	27.7	81	397.7	0.7
Septiembre	27.6	81	397.7	0.6
Octubre	28.0	83	363.4	0.5
Noviembre	27.7	78	352.6	0.7
Diciembre	28.3	75	371.1	1.3
Promedio	28.6	77.5	386.4	1.1

Fuente: Servicio Nacional de Administración de Recursos Hídricos, ANAM.

CUADRO XI. RESUMEN MENSUAL DE LA EVAPORACIÓN (milímetros por día)

AÑOS	ENE.	FEB.	MAR.	ABR.	MAY.	JUN.	JUL.	AGO.	SEP.	OCT.	NOV.	DIC.
1988	7.66	7.88	9.24	8.5	6.3	4.52	2.85	3.13	3.88	4.1	4.67	5.72
1989	6.92	8.45	8.05	9.23	6.15	2.81	3.92	3.24	3.64	3.77	4.73	6.06
1990	7.7	7.67	9.11	8.43	5.17	5.57	4.83	4.29	3.95	2.81	4.18	6.13
1991	6.92	8.09	8.86	7.82	5.54	3.95	4.43	4.62	3.96	4.59	4.37	5.5
1992	7.28	7.82	9.53	8.99	7.64	5.16	4.23	4.46	5.34	4.14	4.15	4.64
1993	6.18	8.5	7.05	8.02	5.48	6.54	4.22	4.47	4.4	5.1	5.1	7.3
1994	6.65	7.56	8.42	8.08	6.54	4.45	5.21	4.1	4.39	5.16	4.72	5.29
1995	6.72	7.44	7.59	6.79	5.33	4.24	2.58	3.95	2.98	3.85	4.27	4.63
1996	5.33	6.35	7.59	6.74	3.92	2.88	3.12	4.18	4.56	4	3.97	4.74
1997	6.09	7.05	8.15	6.97	5.89	4	5.61	5.91	5.25	3.93	2.67	5.67
1998	6.43	6.64	7.98	7.05	5.64	5.2	3.63	4.66	4.72	5.62	8.53	6.28
1999	4.67	6.2	8.2	5.89	4.43	3.05	3.23	3.39	2.66	4.3	3.46	3.54
2000	4.38	4.86	6.75	6.78	5.14	5.58	5.43	5.86	6.53	5.14	8.03	10.76
2001	9.62	5.76	5.35	7.34	5.33	3.97	3.41	4.37	4.87	4.41	4.77	3.63
Promedio	6.61	7.16	8.19	7.48	5.55	4.42	4.05	4.31	4.34	4.35	4.84	5.8
Kc	0.82	0.82	0.82	0.82	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.82
Ea	5.4	5.9	6.7	6.1	4.7	3.7	3.4	3.6	3.7	3.7	4.1	4.6

Kc: actor de Corrección (Fuente: Haltfied, 1985).

Ea: Evaporación del Tanque Corregida.

Fuente: Servicio Nacional de Administración de Recursos Hídricos. ANAM.

2.4. EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL.

La evapotranspiración potencial (ETP) es el límite máximo de la evapotranspiración que podemos esperar.

En los Cuadros XII y XIII, se presenta los parámetros meteorológicos, a través de la Evapotranspiración Potencial propia del área. En términos generales, se aprecia por los valores medios de la evapotranspiración potencial calculados a partir de las ecuaciones empíricas, la tendencia a sobre estimar los valores de evapotranspiración potencial estándar.

La información detallada de la Evapotranspiración Potencial para el sitio de estudio, presentada en los Cuadros XIV y XV, indica que para la época lluviosa, las ecuaciones tienden a sobre estimar aún más la evapotranspiración debido a las condiciones propia de esa época en la zona, lo que trae como consecuencia una baja correlación en los parámetros existentes.

Como es de esperar, la evapotranspiración presenta valores máximos en la época seca con relación a la lluviosa. Este fenómeno queda sostenido en el análisis estadístico completamente al azar, que en todo momento los valores medios de la evapotranspiración potencial, dado por las ecuaciones, presentan valores mucho mayores en la época seca; que en la lluviosa, para el sitio de referencia, donde las ecuaciones de Jensen-Haise y García-López muestran en la época lluviosa, el valor medio de 153.8 y 155.0 milímetros respectivamente, comparado con 172.0 y 178.0 milímetros de la época seca.

**CUADRO XII. EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL MENSUAL PARA EL
SITIO EN ESTUDIO, ÉPOCA LLUVIOSA (MILÍMETROS).**

ETP.	MAY.	JUN.	JUL.	AGO.	SEP.	OCT.	NOV.	ΣTotales	Promedio
Tw.	193.9	176.1	167.6	166.0	151.5	169.2	151.5	1175.4	168.0
G.L.	176.7	156.0	148.8	151.9	147.0	151.9	153.0	1085.3	155.0
J.H.	158.1	141.0	161.2	164.3	159.0	151.9	141.0	1076.5	153.8
E A	145.7	111.0	105.4	111.6	111.0	114.7	123.0	822.4	117.5

Tw. = Thornthwaite

G.L. = García – López

J.H. = Jensen - Haisen

EA. = Evapotranspiración Potencial (Cuadro IX)

**CUADRO XIII. EVPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL MENSUAL PARA EL
SITIO EN ESTUDIO, ÉPOCA SECA (MILÍMETROS).**

ETP.	DIC.	ENE.	FEB.	MAR.	ABR.	ΣTotales	Promedio
Tw.	173.9	186.5	158.8	207.5	211.1	937.8	187.6
G.L.	164.3	176.7	170.8	192.2	186.0	890.0	178.0
J.H.	158.1	170.5	162.4	189.1	180.0	860.1	172.0
E A	145.7	167.4	165.2	207.7	183.0	869.0	173.8

Tw. = Thornthwaite

G.L. = García – López

J.H. = Jensen - Haisen

EA. = Evapotranspiración Potencial (Cuadro IX).

Un análisis de la información anteriormente mencionada se puede observar en el Cuadro XIV, que corresponde al sumario realizado para el modelo estadístico completamente randomizado. Podemos concluir que existe una diferencia altamente significativamente entre los diferentes métodos utilizados para estimar la Evapotranspiración Potencial en la estación lluviosa.

**CUADRO XIV. ANÁLISIS DE VARIANZA, ÉPOCA LLUVIOSA.
EVAPOTRANSPIRACIÓN DEL SITIO DE ESTUDIO.**

F.V.	G.L.	S.C.	C.M.	F _c	F _{t(0.05)}	F _{t(0.01)}
Trat.	3	8550.32	2850.11	22.69**	3.40	5.61
Error	24	3015.28	125.64			
Total	27	11565.60				

** Diferencia altamente significativa entre los métodos empleados para estimar la evapotranspiración potencial.

Para definir la utilidad de los tres métodos de estimar la evapotranspiración potencial se hizo el análisis de la prueba de Duncan al cinco y uno por ciento de nivel de significancia dado en el Cuadro XV. La prueba de Duncan en el Cuadro XV, establece que existe una diferencia altamente significativa en la determinación de la Evapotranspiración Potencial entre el método del Tanque y los otros tres métodos escogidos para la época lluviosa.

La evaluación de la ecuación más apropiada para cada época del sitio en referencia, se realizó al cinco y uno por ciento de nivel de significancia.

CUADRO XV. COMPARACIÓN DE MEDIAS AL CINCO Y UNO POR CIENTO DE PROBABILIDAD, ÉPOCA LLUVIOSA.

ECUACIÓN	MEDIA	% DESVIACIÓN	DUNCAN
Evaporación Tanque	117.5		A
Jensen-Haisen	153.8	31%	B
García-López	155.0	32%	B
Thornthwaite	168.0	43%	B

Las medias de las ecuaciones que tiene diferente letra difieren entre sí.

La ecuación Thornthwaite es la menos adecuada para estimar la evapotranspiración potencial para la época lluviosa, donde sobre estima en un 43 por ciento a la evaporación tanque.

**CUADRO XVI. ANÁLISIS DE VARIANZA, ÉPOCA SECA.
EVAPOTRANSPIRACIÓN DEL SITIO DE ESTUDIO.**

F.V.	G.L.	S.C.	C.M.	F_c	$F_{\alpha(0.05)}$	$F_{\alpha(0.01)}$
Trat.	3	628.29	209.43	0.753 ^{N.S.}	3.24	5.29
Error	16	4449.96	278.12			
Total	19	5078.26				

N.S. No existe diferencia significativa entre las medias de los métodos.

El Cuadro XVIII, resume la evaluación relativa de cada ecuación con respecto a la evaporación del Tanque Tipo A, según la prueba de Duncan. Para una

época dada, la ecuación que mejor estima la Evapotranspiración Potencial le corresponde el número uno. La numeración aumenta hasta tres, a medida que aumenta la diferencia entre las medias. Para cada valor se indica si este es igual estadísticamente (sólo en la de rango uno), mayor, o si sobre estima o subestima el valor de la evaporación del tanque tipo A (ETP), corregida.

CUADRO XVII. COMPARACIÓN DE MEDIAS AL CINCO Y UNO POR CIENTO DE PROBABILIDAD, ÉPOCA SECA.

ECUACIÓN	MEDIA	% DESVIACIÓN	DUNNCAN
Evaporación Tanque	173.8		A
Jensen-Haisen	172.0	1%*	A
García-López	178.0	2.0%	A
Tomthwaite	187.6	8.0%	A

*Uno por ciento de subestimación con respecto a la evaporación del tanque
Las medias de las ecuaciones que tiene la misma letra no difieren entre sí.

Las ecuaciones García-López y Thorthwaite sobre estiman la evapotranspiración potencial con respecto a la Evaporación del Tanque, a las condiciones climáticas del sitio en referencia en la época lluviosa. La ecuación de Jensen-Haisen subestima la evapotranspiración potencial para la época seca. La ecuación Thornthwaite es la menos adecuada para estimar la evapotranspiración potencial para la época seca, donde sobre estima en 8 por ciento a la evaporación del tanque.

CUADRO XVIII. EVALUACIÓN DE LAS DIFERENTES ECUACIONES DE EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL PARA EL SITIO DE REFERENCIA, CON RESPECTO A ET, SEGÚN LA PRUEBA DE DUNCAN.

ÉPOCA	ECUACIONES		
	Thornthwaite	García-López	Jensen-Haisen
Seca	3 =	2 =	1 =
Lluviosa	3 +	2 +	1 +

+ : Sobre Estima la ET.

- : Subestima la ET.

= : Valor estadísticamente igual a ET.

En el Cuadro XVIII, para la época seca a las condiciones climáticas del sitio en referencia, las ecuaciones tienen un valor estadísticamente igual a ETP a la Evaporación del Tanque.

El resultado favorable de la ecuación Jensen-Haisen para la época seca se explica, ya que es una ecuación que toma en cuenta dos parámetros tales como radiación solar incidente directa y la temperatura. La ecuación de Thornthwaite, a pesar que toma únicamente en cuenta la temperatura y un coeficiente que depende del número de días del mes y las horas de brillo solar (solo estiman la radiación solar incidente directa), resultó ser la menos apropiada en ambas época.

Las ecuaciones de García-López y Jensen-Haisen, demostraron utilidad variable dependiendo de la época considerada. La ecuación de García-López,

tiene una aplicación aceptable para la época lluviosa, probablemente debido a que toma en cuenta la humedad relativa del área.

2.5. DISPONIBILIDAD DE AGUA EN EL SUELO.

En base a la caracterización detallada de los suelos del área se determinó la profundidad, el contenido de humedad a la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente para cada horizonte del perfil del suelo. El Cuadro XVII presenta los valores de lámina de agua acumulable en centímetros para cada horizonte.

Como podemos observar la capacidad de almacenamiento es de cuatro centímetros en el horizonte superficial y llega a 33.45 centímetros de lámina de agua acumulada total en los 175 centímetros. Esta determinación es la base para completar el balance hidrológico y el monitoreo del frente de humedad en campo.

**CUADRO XIX. DETERMINACIÓN DE LA LÁMINA DE AGUA ACUMULABLE
EN LOS DIFERENTES ESTRATOS DEL PERFIL DEL SUELO.**

Horizonte	Profundidad P_s (cm)	$\theta_{VC.C.}$	$\theta_{VPMP.}$	$\theta_{VC.C.} - \theta_{VPMP.}$ Δ	$\Delta \times P_s$	L. Ac. (cm)
A _p	20	0.476	0.272	0.204	4.08	4.08
B ₁	40	0.532	0.332	0.20	8.00	8.00
B ₂	54	0.471	0.273	0.198	10.69	10.7
B ₃	61	0.421	0.246	0.175	10.67	10.67
Total Perfil	175	-	-	-	-	33.45

$\theta_{VC.C.}$ = Contenido gravimétrico a capacidad de campo

$\theta_{VPMP.}$ = Contenido gravimétrico a punto de marchitez permanente.

$\Delta \times P_s$ = Agua Acumulable en el suelo

L. Ac. = Lámina de agua acumulada en el perfil del suelo.

3. BALANCE HIDROLÓGICO.

El balance hidrológico para el sitio en estudio se presenta en el Cuadro XX y XXI. El balance hídrico para los años promedios en el Cuadro XX presenta una precipitación efectiva total de 852.4 milímetros, con una recarga de humedad al suelo sólo para los meses de junio, agosto, septiembre y octubre, de 18, 6.8, 12.1 y 28.7 milímetros respectivamente. El requerimiento de agua anual (evapotranspiración potencial) es de 1639.9 milímetros anual de los cuales sólo se llega abastecer un 52 por ciento, resultando un déficit de 48 por ciento.

CUADRO XX. BALANCE HÍDRICO, AÑOS PROMEDIOS DEL SITIO DE ESTUDIO.

Capacidad de Almacenamiento de Agua: 333 milímetros

PARÁMETROS	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Anual
Evapotranspiración Pot.	161.2	156.8	195.3	183.0	142.6	108.0	102.3	108.5	108.0	111.6	120.0	142.6	1639.9
Precipitación Efectiva	6.6	0.8	1.4	13.2	101.6	126.0	98.5	115.3	120.1	140.3	87.1	41.5	852.4
Evapotransp. Real	6.6	0.8	1.4	13.2	101.6	108.0	102.3	108.5	108.0	111.6	120.0	70.4	852.4
Ppt. Efectiva - ETR	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	18.0	0.0	6.8	12.1	28.7	0.0	0.0	
Recarga humedad suelo	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	18.0	0.0	6.8	12.1	28.7	0.0	0.0	
Utilización humedad	0	0	0	0	0	0	3.8	0.0	0.0	0.0	32.9	28.9	
Humedad almacenada en el suelo: fin de mes	0	0	0	0	0	18.0	14.2	21.0	33.1	61.8	28.9	0	
Escorrentía total	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Deficit de Humedad	154.6	156.0	193.9	169.8	41.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	72.2	787.5
Condición de humedad	s	s	s	s	s	s	s	s	s	s	s	s	

h: húmedo, s: Seco, mh: Muy Húmedo

CUADRO XXI. BALANCE HÍDRICO, AÑOS CRÍTICOS (1985 Y 1997) DEL SITIO DE ESTUDIO.

Capacidad de Almacenamiento de Agua: 333 milímetros

PARÁMETROS	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Anual
Evapotranspiración Pot.	161.2	156.8	195.3	183.0	142.6	108.0	102.3	108.5	108.0	111.6	120.0	142.6	1639.9
Precipitación Efectiva	0.0	0.0	0.0	31.2	48.1	56.7	0.0	30.4	53.3	95.2	101.0	8.7	424.5
Evapotransp. Real	0.0	0.0	0.0	31.2	48.1	56.7	0.3	30.4	53.3	95.2	101.0	8.7	424.8
Exceso de precipitación	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Recarga humedad suelo	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
Utilización humedad	0	0	0	0	0	0	0.0	0	0	0	0	0	
Humedad almacenada en el suelo: fin de mes	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Escorrentía total	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Deficit de Humedad	161.2	156.8	195.3	151.8	94.6	51.4	102.0	78.1	54.7	16.4	19.0	133.9	1215.1
Condición de humedad	s	s	s	s	s	s	s	s	s	s	s	s	

h: húmedo, s: Seco, mh: Muy húmedo

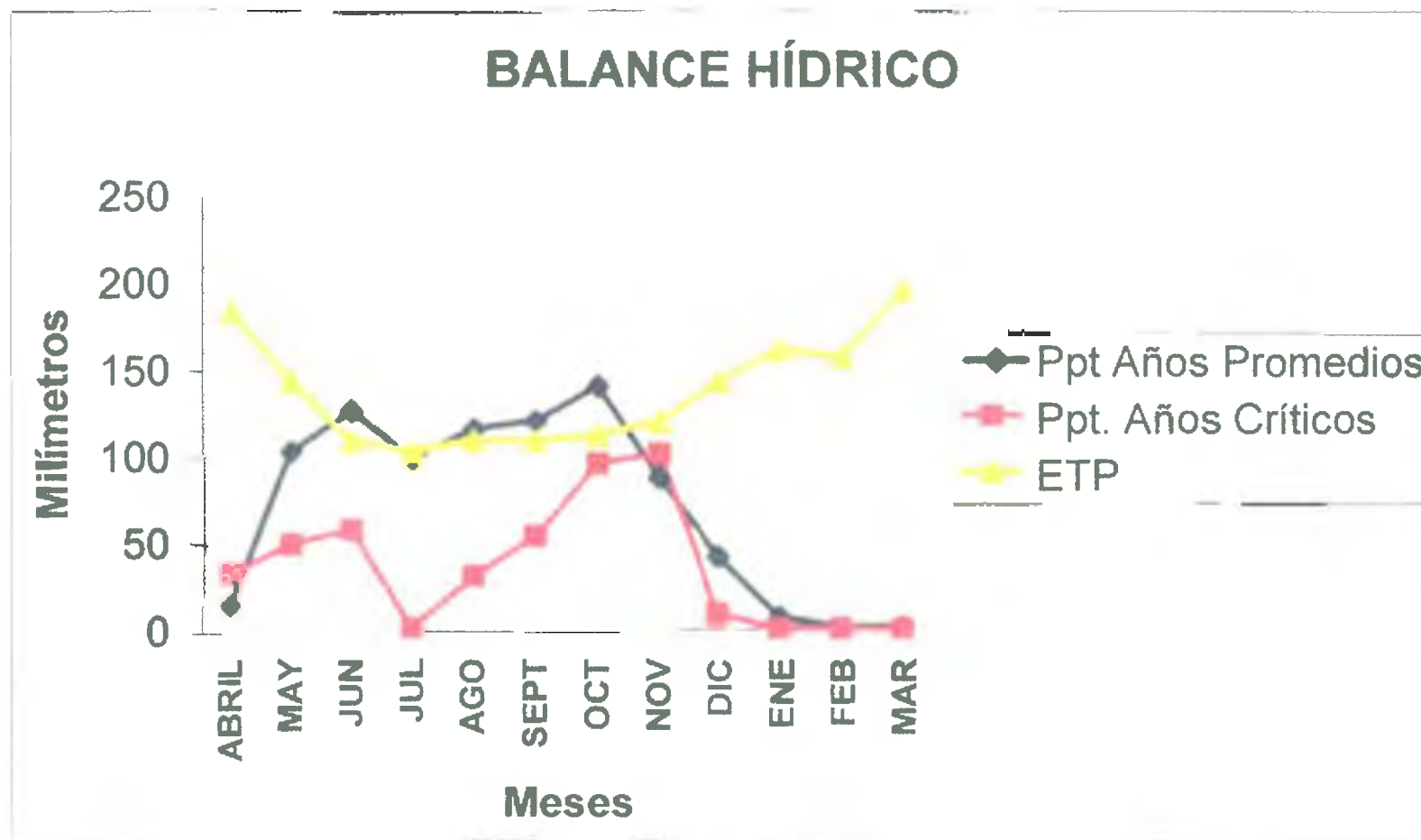


Fig. 8 BALANCE HÍDRICO - ALMACENAMIENTO DE AGUA EN EL SUELO, EN EL SITIO DE ESTUDIO.

De los 928.6 milímetros del promedio histórico anual para Guararé se registran 852.4 milímetros de precipitación efectiva. Este balance nos da una deficiencia prolongada durante los meses de diciembre a mediados de mayo. La mayor humedad almacenada en el suelo se registra en el mes de octubre con 61.8 milímetros, con un déficit de humedad para el mes de noviembre de 32.9 milímetros, lo que evidencia el crítico déficit de humedad del Arco seco de Panamá aun en meses promedios. La evapotranspiración potencial anual es de 1639.9 milímetros, con un consumo de agua real de 852.4 milímetros, nos deja un crítico déficit de humedad de 48 por ciento a lo largo del año. Al finalizar noviembre, en años promedios solo quedan 28.9 milímetros de agua almacenada en el suelo, que significa que solo existe agua almacenada para la primera semana de diciembre. El período de déficit de agua inicia en la segunda semana de diciembre y se extiende hasta la segunda de junio. Este balance define seis meses de déficit de agua.

3.1. DETERMINACIÓN DEL BALANCE HÍDRICO AÑOS CRÍTICOS (1985 y 1997).

El Cuadro XXI presenta el balance hídrico para los años críticos con una precipitación efectiva total de 424.5 milímetros sin recarga de humedad al suelo acrecentando la severa crisis de déficit hídrico para la región del Arco Seco. El requerimiento de agua anual sigue siendo de 1639.9 milímetros, resultando un déficit de humedad de 74 por ciento, sólo se abastece el 26 por ciento del requerimiento total anual.

En el balance se registra una deficiencia de humedad durante todo el año sin excepción, lo que pone en evidencia el alarmante déficit de agua que se da en el Arco Seco en años críticos (ENOS u otros). En años con pronóstico de ocurrencias de anomalías climáticas tipo "El Niño" (ENOS), la agricultura comercial debe darse sólo bajo riego. En áreas sin riego la única oportunidad de obtener algún rendimiento es con especies adaptadas a sequía severas, sembrando a mediados de septiembre para aprovechar los 245 milímetros que caen hasta finales de noviembre.

4. MONITOREO DEL FRENTE DE HUMEDAD EN CAMPO.

El avance del frente de humedad en el perfil del suelo fue definido a nivel de cada horizonte con los valores de contenido de humedad volumétrico a Capacidad de Campo y Punto de Marchitez Permanente (Cuadro XIX). Con los valores de evapotranspiración se establece un balance hídrico detallado por horizonte según las precipitaciones determinándose la lámina de agua acumulada mediante la ecuación (8). En el Cuadro XXII se muestra la lámina acumulada para cada mes del año 2002.

En los Cuadros XXII y XXIII se presenta de manera resumida, el avance del frente de humedad en el suelo durante los años 2002 y 2003. Para efectos de simplificar los cuadros sólo aparecen los días de lluvia en los que ocurre avance del frente de humedad en el perfil del suelo.

**CUADRO XXII. AVANCE DEL FRENTE DE HUMEDAD EN EL SUELO
AÑO 2002.**

Fecha	Ppt. (cm)	ETP (cm/día)	F.H. (cm)	Fecha	Ppt. (cm)	ETP (cm/día)	F.H.L cm)
24/4	1.20	0.62	2.84	3/9	0.15	0.36	79.19
25/4	3.28		13.04	6/9	1.04		79.19
17/5	0.49	0.46	0	11/9	1.80		82.62
21/5	0.75		0	16/9	2.75		92.82
24/5	1.00		0	18/9	1.72		92.82
27/5	2.00		0	25/9	2.00		97.69
4/6	0.50		0	26/9	0.05		97.69
13/6	0.75	0.36	0	28/9	3.22		97.69
17/6	0.24		0	16/10	0.09		97.69
21/6	0.55		0	18/10	4.27	0.36	97.69
1/7	0.75	0.33	0	24/10	0.07		97.69
5/7	3.79		0	26/10	0.08		97.69
19/7	1.23		0	27/10	0.22		97.69
26/7	0.88		0	28/10	4.62		104.71
30/7	0.54		1.03	29/10	1.02		104.71
31/7	6.90	0.35	23.21	30/10	1.34		104.71
7/8	3.80		33.51	2/11	0.19	0.40	104.71
12/8	3.05		43.56	3/11	0.51		104.71
15/8	3.05		50.09	5/11	0.34		104.71
20/8	0.80		48.75	7/11	0.06		104.71
23/8	5.06		68.90	8/11	0.65		105.97
26/8	0.50		68.90	9/11	0.47		105.97
28/8	0.50		68.90	11/11	0.10		105.97
29/8	1.90		76.68	12/11	0.64		105.97
30/8	2.05		79.19	17/11	3.38		105.97
2/9	0.80		79.19	26/11	2.79		106.00

Ppt. = Precipitación diaria en centímetros.

ETP. = Evapotranspiración Potencial en centímetros por día.

F.H.L = Frente de humedad de Lámina de Agua en Centímetros por día

En el año 2002 que corresponde a un año hidrológicamente típico del área, la primera precipitación se registró entre el 24 y 25 de abril en el cual el frente de humedad logro avanzar hasta 13 centímetros en el suelo. Esta humedad fue rápidamente evapotranspirada por el sistema suelo -planta de manera que a los 3 días ya el suelo estaba completamente seco.

No volvió a llover hasta el 17 de mayo cuando las precipitaciones de los 4 días 17, 21, 24 y 27 de mayo (4.24 centímetros) no llegaron a satisfacer las demandas de agua que alcanzan los 5.06 centímetros durante los 11 días del periodo. Algo similar ocurrió en los meses de junio y julio. Hasta el 31 de julio comienza a avanzar el frente de humedad en el suelo llegando a fines de agosto a los 50 centímetros de profundidad. Siendo esta profundidad de humedecimiento la mínima necesaria para poder mantener algún cultivo de raíces superficiales. Este nivel de humedad se mantiene bajando hasta el 26 de noviembre cuando llega a 106 centímetros y finaliza el flujo de agua vertical. De acuerdo con las lecturas del Tensiómetro, dos semanas después de la última lluvia se ha agotado el agua disponible para las plantas hasta a unos 30 centímetros de profundidad. A partir de ese momento sólo queda agua para especies con sistema radicular extendido hasta la profundidad correspondiente del frente de humedad. Resumiendo en el 2002 se registran sólo 3 meses con un frente de humedad en el perfil del suelo y en ningún momento se llega a recargar el nivel freático que en ese momento se encontraba a 3.53 centímetros de profundidad (Cuadro XXII).

El año 2003, por ser uno de los más húmedos, en los registros nos permite analizar el comportamiento del avance del frente de humedad en las mejores condiciones que se dan en el área. Las lluvias inician el 5 de mayo, sin embargo no es hasta el 23 de junio que se inicia un avance de la humedad en el perfil del suelo. Para el 7 de junio se llegan a los 50 centímetros mucho antes que en el 2002 y se mantiene humedeciendo hasta el 8 de diciembre en que cesan las precipitaciones, alcanzando el frente una profundidad aproximada de 178.6 centímetros.

Este es el nivel más profundo que llega a humedecerse el perfil del suelo quedando a más de 80 centímetros del nivel freático por lo que quedamos muy lejos de una posible recarga de las aguas subterráneas (Cuadro XXIV). Es de esperarse que en sitios con suelos menos profundos se haya estado recargando el nivel freático desde mantos rocosos superficiales. Si el año 2004 presenta buena cantidades de lluvia podría llegarse a recargar las aguas subterráneas por primera vez en los últimos 5 años.

El avance del frente de humedad en el perfil del suelo también fue monitoreado directamente en la Estructura de Observación Directa (Figuras 4, 5 y 6) a través de la ventana transparente y los Tensiómetros y Bloques de Resistencia Eléctrica. En general las observaciones directas coincidieron con las predicciones del balance basado en las características físicas del suelo. Un problema que se observó está asociado a la dificultad de distinguir la posición del frente de humedad en la estructura de vidrio en tardes oscuras en las que se dificultaba establecer exactamente la posición del frente de humedad. En estos

casos la lectura del Tensiómetro o el BRE ayudó a definir el rango donde observar con más detenimiento la ubicación del mismo. De esta manera, podemos concluir que existió una correspondencia directa entre las observaciones directas y las predicciones del balance a nivel de cada horizonte realizada con los valores hidroedáficos del sitio.

**CUADRO XXIII. AVANCE DEL FRENTE DE HUMEDAD EN EL SUELO
AÑO 2003.**

Fecha	Ppt. (cm)	ETP (cm/día)	F.H. (cm)	Fecha	Ppt. (cm)	ETP (cm/día)	F.H. (cm)
5/5	5.52	0.46	20.29	3/8	3.80	0.35	81.41
8/5	0.84		22.20	9/8	0.75		81.41
10/5	0.42		3.92	17/8	3.80		81.41
17/5	0.54		4.32	19/9	3.70	0.36	62.29
18/5	8.45		0	26/9	3.20		62.29
11/6	3.32	0.36	7.84	7/10	6.10	0.36	78.67
13/6	0.98		0	9/10	2.30		77.67
23/6	2.73		6.96	15/10	3.29		77.67
24/6	0.13		6.96	18/10	0.82		77.67
27/6	6.41		32.16	19/10	0.34		77.67
29/6	0.11		32.16	28/10	7.91		112.16
1/7	1.18	0.33	31.0	31/10	6.22	0.40	119.53
5/7	3.04		41.30	12/11	0.36		119.53
7/7	10.07		81.41	17/11	4.52		127.09
9/7	1.24		81.41	24/11	7.78	0.46	127.09
11/7	0.25		81.41	1/12	7.36		178.61
15/7	1.37		81.41	2/12	4.73		178.61
24/7	0.58		81.41	8/12	1.79		178.61
26/7	1.95		81.41				

Ppt. = Precipitación diaria en centímetros.

ETP. = Evapotranspiración Potencial en centímetros por día.

F.H. = Frente de humedad por día en centímetros.

En el Cuadro XXIV se presentan los registros de la fluctuación del nivel freático realizados en el pozo de observación contiguo a la estructura de observación. Como podemos observar el nivel de las aguas subterráneas se mantuvo a más de 3.5 metros en el 2002 y en 2003 logró ascender hasta 2.58 metros.

CUADRO XXIV. FLUCTUACIÓN DEL NIVEL FREÁTICO EN EL SITIO DE ESTUDIO.

Fecha	Profundidad Nivel Freático (m)	Fecha	Profundidad Nivel Freático (m)
1/ 11 / 02	3.583	5 / 05 / 03	5.11
22 / 11 / 02	3.532	9 / 08 / 03	4.13
15 / 12 / 02	3.780	10 / 10 / 03	3.20
24/12/02	4.01	26 / 11 / 03	2.58

5. HOMOGENIZACIÓN Y ESTANDERIZACIÓN DEL IMPACTO DEL MONITOREO HIDRO EDÁFICO DETALLADO EN OTRAS REGIONES DEL ARCO SECO.

Una aplicación práctica de la presente investigación es la posibilidad de poder completar la caracterización detallada de las propiedades hidro-edáficas de otras regiones del Arco Seco con suelos similares a las de Guararé, que permiten estandarizar el monitoreo de las condiciones hídricas sobre todo en épocas críticas. En áreas típicas del Arco Seco con suelos alfisoles o similares, la determinación de los parámetros hidrológicos y edafológicos sencillos como la descripción del perfil del suelo, la velocidad de infiltración y los registros de lluvia

locales permite establecer balances hídricos detallados. Esto permitiría contar con información importante que mejoraría el manejo de los recursos para el sector agroalimentario y así terminar con el actual estado de desconocimiento e incertidumbre que se da en la región cada vez que se pronostica un evento tipo "El Niño".

Teniendo registros de la lluvia en conjunto con la caracterización hidrológica detallada con la densidad aparente, capacidad de campo, punto de Marchitez Permanente y la determinación de horizontes del suelo, en otras áreas del Arco Seco de Panamá se puede determinar el contenido de humedad en un momento dado durante el período de lluvia.

CONCLUSIÓN

1. El balance hídrico para los 22 años de registro de precipitación en Guararé indica una deficiencia prolongada de humedad en el suelo durante los meses de diciembre a mediados de mayo.
2. El período de déficit de agua inicia en la segunda semana de diciembre y se extiende hasta la segunda de junio, lo que define seis meses de déficit de agua en la Estación Experimental de Guararé.
3. El balance hídrico años críticos (1985 y 1997) registra una deficiencia de humedad durante todo el año sin excepción, evidenciando el alarmante déficit de agua que se da en el Arco Seco en años con anomalías climáticas tipo "El Niño" (ENOS) u otros.
4. Los años 2002 y 2003 corresponden a años hidrológicamente típicos del área de Guararé con un frente de humedad en el perfil del suelo que no llega a recargar el nivel freático que en ese momento se encontraba a 3.53 metros y 2.58 metros de profundidad respectivamente.
5. Existe correspondencia directa entre las observaciones "In situ" y el balance hídrico a nivel de cada horizonte con los valores hidroedáficos del sitio.
6. En general sobre la metodología de evaluación del balance del agua en el suelo fue validada con la estructura de observación directa. La capacidad

de almacenamiento de agua para los suelos de la Estación Experimental de Guararé es de 333.3 milímetros de lámina acumulada en todo el perfil, determinada a partir de la capacidad de campo, el punto de marchitez permanente y la densidad aparente del suelo para cada horizonte. La clasificación taxonómica basada en el sistema Americano de clasificación de suelo permite clasificarlos dentro del Orden Alfisol con propiedades de suelos poco ácidos.

RECOMENDACIONES

1. En áreas típicas del Arco Seco de Panamá con otros tipos suelos, realizar la determinación de los parámetros hidrológicos y edafológicos sencillos como la descripción del perfil del suelo, la velocidad de infiltración y los registros de lluvia locales para establecer balances hídricos detallados.
2. Realizar investigaciones en la caracterización detallada de las propiedades hidroedáficas de otras regiones del Arco Seco de Panamá con suelos similares a los de Guararé que permitan estandarizar el monitoreo de las condiciones hídricas sobre todo en épocas críticas.
3. En áreas típicas del Arco Seco de Panamá, años con pronóstico de anomalías climáticas tipo “Niño” (ENOS), la agricultura comercial debe darse solo bajo riego y en áreas sin riego; la única oportunidad de obtener rendimiento es establecer especies con sistemas radiculares extendidos adaptadas a sequías severas, sembrando a mediados de septiembre.
4. Utilizar los resultados obtenidos y la estructura de observación directa establecida como referencia para otros estudios y monitoreos del almacenamiento del agua en el suelo para áreas similares a las de Guararé.

BIBLIOGRAFÍA CITADA

ANAM. 1999. Estrategia Nacional del Ambiente. Análisis de la Situación Ambiental de Panamá. Panamá, Enero.

ANAM. 1999. Informe Ambiental 1999. Panamá, Agosto.

AGUIRRE, V. 1971. Estudio de los suelos del área del Centro Tropical de Enseñanza e Investigación. Tesis Magister Scientieae. Turrialba, Costa Rica, Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas, p. 139.

ALLISON, L.E. 1965. Organic Carbon. Inc C.A. Black (ed). Methods of Soil Analysis. Part I Amer. Soc. Agron. Madison, Wisconsin. P 1367 – 1368.

AVIDAN, ALBERT. 1994. Determinación del Régimen de Riego de los Cultivos. Fascículo N°2. La Evapotranspiración de los Cultivos. Servicio de Extensión Agrícola Departamento de Riego y Suelos, Servicio de Campo. Sociedad para la Transferencia de Tecnología. Israel.

BAVER, L.D.; GARDNER, W.R. 1971. Física de Suelos. Editorial Hispano-Americana, S.A. México

BLACK, C.A. 1965. Methods of Soil Analysis. Part I. Physical and Mineralogical properties. American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin. Series N°9.

BLACK, C.A. 1968. Soil Plant Relationships. Department of Agronomy. Iowa State College. Ames, Iowa. John Wiley sons, Inc. New York.

BLAKE, G. R. 1965. Particule Density and Bulk Density. In Methods of Soil Analysis. Part I, Phisical and Mineralogical Properties. American Society of Agonomy Inc. Publisher Madison, Wisconsin, U.S.A. 373 – 390.

BOX, J.E. and TAYLOR, S.A. 1962 Influence of Soil Bulk Density on Matic Proceedings. 26: 119-122. Madison, Wisconsin, U.S.A.

Bresler, E., KEMPER, W.D. and HANKS, R.J. 1969. Infiltration, Redistribuition and Subsequents Evaporation of Water from Soil as Affect by Wetting. Rate and Hysteresis. 33:832-839. Soil Science, U.S.A.

BUOL, S.W. 1973. Soil Genesis, Morphology, and Classification. Pp. 1-37. In P.A. Sanchez (ed.), A Review of Soils Research on Tropical Latin America. North Carolina Agr. Exp. Sta. Tech. Bull. 219.

BURMAN, R., NIXON, WRIGTH and PRUIT, W. 1983. Water Requirements. En Design and Operation of Farm irrigation Syrtems. Amer. Soc. Agric. Eng. Monograph N°3. St. Joseph Michigan, Usa. pp 189 – 225.

CAMPBELL, R.B. 1967. Sugar, Oil and Fiber Crops. Part II. Sugarcane. In R.M. Hagan (ed). Irrigation of Agricultural Lands. Agronomy II: 649 – 653. American Soc. Agron. Madison, Wisconsin.

CANARACHE, A., MOTOC. EC. y DUMTRIU, R. 1974. Capacidad de Almacenaje de Agua en el Suelo. Laboratorio de fisica de Suelo, Departamento de Ciencias Agrícola. Bucharest, Rumania. pp 392.

COMERMA, J., GUENNI, L. Y MEDINA, G. 1985. Validación del Balance Hídrico del Modelo Ceres maíz en la zona de Maracay, Estado Aragua, Venezuela. Agronomía Tropical. 35(4-6): 115-132.

DAY, P.R. 1965. Particule Fractionation and Particle Size-Analysis. Inc C.A. Black (ed). Methods of Soil Analysis Part 1, Agronomy 9: 545-566. American Soc. Agron, Madison, Wisconsin.

DAY, P.R., BOLT, G.H. and ANDERSON, D.M. 1967. Nature of Soil Water. In R.M. Hagan (ed). Irrigation of Agricultural Lands. Agornomy II: 193-208. American Soc. Agron. Madison Wisconsin.

DEAN, I. A. 1939. Relationships between rainfall and coffee yields in the Kona distric, Hawai. Journal of Agricultural Research 59 (3): 217-222.

DELVIN, R. 1980. Fisiología Vegetal. Edición original con el Título Plant Physiology. Ediciones Omega, S.A. Barcelona. pp 517.

DÍAZ, GUILLERMO A, 1986. Evaluación de la Evapotranspiración con lisímetro de Drenaje. Tesis. Facultad De Agronomía. Universidad de Panamá. Chiriquí.

DOORENBOS, J., KASSAN, A. y COL. 1979. Efectos del Agua sobre el Rendimiento de los Cultivos. Roma. Estudio FAO: Riego y Drenaje 33. pp. 212.

DOORENBOS, J. and PRUITT, W.O. 1975. Guidelines for Predicting. Crop Water Requirements Irrigation and Drainage. Paper, Nº24. pp 194.

DOORENBOS, J. y PRUITT, W.O. 1990. Las Necesidades de Agua de los Cultivos. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación. 4ª reimpresión. Roma, Italia. pp. 102 – 115.

DUGAS, W., Bland, W., y Arkin G. 1985. "Evapotranspiration Measurements from Different Lisimeters. En Advances in Evapotranspiration". . Proceedings of the National Conference on Advances in Evapotranspiration. December 16-17. Hyatt Regency Chicago. Chicago, Illinois. Asae Publication 14-85. American Society of Agricultural Engineers, U.S.A.

ENCICLOPEDIA OF LIFE SUPPORT SYSTEMS. ELOSS. 2002.

ENRIQUEZ, C.H. y CABALZETA, G. 1999. Guía para el Estudio introductorio de los Suelos con un enfoque Agrícola. Facultad de Agronomía. Universidad de Costa Rica. pp 112.

FINA de J.A. y RAVELO, C.A. 1979. Climatología y Tecnología Agrícola. Editorial Universitaria. Buenos Aires, Argentina. 350 pp.

FORSYTHE, WARREN. 1980. Física de Suelos. – Manual de Laboratorios. Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas, Costa Rica. Segunda edición. Pp. 212.

GARCÍA, B., J. y IÓPEZ, D. 1970. Fórmula para el cálculo de la evapotranspiración potencial adaptada al trópico (15°N- 15aS). Agronomía Tropical 20 (5): 335 - 345.

GARCÍA B, J., MAZZANI, B. y SAINZ, J.M. 1971. Relación entre el balance de agua en el suelo y rendimiento del ajonjolí (*esamun indicum*). *Agronomía Tropical* (21) 1: 49-57.

GARCÍA B., J. y MONTALDO, A. 1971. Exigencias hídricas de la yuca o mandioca (*Manihot esculenta*). *Agronomía Tropical* 21 (1): 25-31.

GARCÍA B., J. y MONTOYA MAQUIN, J. M. 1972. Relación entre la magnitud de excesos hídricos y la producción de cacao (*Theobroma cacao*) en Turrialba, Costa Rica. *Agronomía Tropical*. 28 (1): 57-66.

HAISE, H.R. and HAGAN, R.M. 1967. Soil Plant and Evaporative Measurements as Criteria for Scheduling Irrigation. In R.M. Hagan (ed). *Irrigation for Agricultural Lands. Agronomy II: 577-604. American Soc. Agron., Madison, Wisconsin, U.S.A.*

HANS, R.J. and ASHCROFT G.L. 1976. Physical Properties of soils, Department of Soil Science and Biometeorology. Logan, UTAH. pp 127.

HANKS, R.J., GARDNER, H.R. and FAIRBOURN, M.L. 1967. Evaporation of Water from Soil as Influenced by Drying whith Wind or Radiation. 31:593-598. Soil Science Society of America. U.S.A.

HARGRAEVES, D.H. 1977. Manual de Requerimiento de Agua para los Cultivos bajo riego y para Agricultura de secano. Utah Unevrstiy Logan, Utah, U.S.A.

HATFIELD J.L. 1985. Estimation of Regional Evaporation. Advance in Evapotranspiration. Proceedings of the National Conference on Advances in Evapotranspiration. December 16-17. Hyatt Regency Chicago. Chicago, Illinois. Asae Publication 14-85. American Society of Agricultural Engineers, U.S.A.

HIM, C. A. 1995. Impacto del Fenómeno de "El Niño" en el Sector Agropecuario del Arco Seco de Panamá. En Primer Taller Nacional sobre el Fenómeno El Niño, Centro del Agua del Trópico Húmedo para América Latina y el Caribe, CATHALAC.

HOLMES, J.W., TAYLOR, S.A. and RICHARDS, S.J. 1967. Measurements of soil Water. In R.M. Hagan (ed). *Irrigation of Agricultural Lands. Agronomy II: 275-298. American Soc. Agron., Madison, Wisconsin.*

ITURRI, M.P. 1979. Relación Agua Suelo Planta. Requerimientos de agua de las Plantas en Relación con el Clima y el Suelo para una Producción Óptima. Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas. OEA. República Dominicana. Segunda Edición. pp 92.

JACKSON, M.L. 1970. Análisis Químico de Suelos. Traducido del inglés americano por el Profesor Dr. José Beltrán Martínez. Editorial Omega, S.A. Barcelona.

JARAMILLO SANTANDER et Al. 1985. Soils and Enviromental Conditons of IDIAP Agricultural Research Satations in Panama. Agronomy Mimeo 85-2 Department of Agronomy College of Agriculture and Life Sciences Cornell University Ithaca, NY. Jan. 1985.

JENSEN, M.E. 1983. Design and Operation of Farm Irrigation Systems. Monograph N°3. American Society of Agricultural Engineers, U.S.A.

LEGARDA B., I. y FORSYTHE, W. 1972. Estudio comparativo entre la evaporación calculada por varias fórmulas y la evaporación de tanques, medida en tres lugares tropicales. Turrialba 22 (3): 282-292.

LUGO-LÓPEZ, M.A. and R. PEREZ-ESCOLAR. 1968. Functional relationships between the contents of particles smaller than 0.5 mm and 0.002 mm in size and the plasticity index of soils. J. Agr. Univ. Puerto Rico 52:343 – 350.

LUTHIN, J. 1967. Drenaje de Tieerras Agrícolas. Editorial Limusa. Wiley, S.A. México. 685 p.

MARTELO, M.T. 1989. Selección de la Fórmula de Evapotranspiración mejor Adaptada al Área de Guanare-Masparro. Rev. Fac. Agron. (Maracay), 15: 185 – 206. Universidad Central de Venezuela.

MILLIGAN, C., et. Al. 1967. Surface Water Supply and Development. Irrigation of Agricultural Lands. Amer. Soc. Agron. Monograph N°11. pp 53 – 66.

McFARLANE, W.L. 1949. Some factors affecting growth and yield of coffee. Tesis Mad. Agr, Turrialba, Costa Rica, Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas, p. 27.

NIELSEN, D.R. 1972. Soil Water. American Society of Agronomy, Soil Science Society of American. Wisconsin, U.S.A. pp 175.

OONRAD, V. y POLLAK, I. W. 1950. Methods in climatology. Cambridge, Harvard University Press. p. 459.

PAPAROTI, OSVALDO et Al. 2001. Maíz de Alta Producción – Campaña 2000/01. INTA – EEA, Paraná. Brasil. Area de Investigación en Suelos.

PENMAN, H.L., ANGUS, D.E. and VAN BAVEL, C. 1967. Microclimatic Factors Affecting Evaporation and Transpiration. In Irrigation of Agricultural Lands. N° 11: 483 – 505. American Soc. Agron., Madison, Wisconsin, U.S.A.

PAI UTU. 1972. Consumptive use and Irrigation Scheduling of Hawaiian Vegetable Crops. In International Conference on Tropical and Subtropical Agriculture. Amer. Soc. Agric. Eng. pp 247 – 251.

PETERS, E.B. 1965. Water Availability. Inc C.A. Black (ed). Methods of Soil Analysis, Part 1, Agronomy 9: 279-285. American Soc. Agron. Madison, Wisconsin, U.S.A.

PHILLIP, J.R. 1957. The Theory of Infiltration IV. Sportivity and Algebraic Infiltration Equations. Soil Science 84. pp 257 – 264.

QUIROGA, ALBERTO. 2000. Manejo de las limitaciones del Cultivo Girasol. INTA Anguil, Jornada Técnica. SUMIDEA, S.A. y Agromercado en la Bolsa de Cereales de Buenos Aires, Argentina.

RATLIFF, L.F., RITCHIE, J.T. and CASSEL, DK. 1983. A Survey of Field Measured of Soil Water Availability and Related Laboratory measured Properties. Soil Sci. Soc. Am. J. 47: 770-775.

RICHARDS, L.A. 1965. Physical Condition of Water in Soil. In C.A. Black (ed). Methods of Soil Analysis, Part 1. Agronomy 9: 128-151. American Soc. Agron., Madison, Wisconsin.

RICHARDS, S.I. 1965. Soil Suction Measurement with Tensiometer. In C.A. Black (ed). Methods of Soil Analysis Part 1, Agronomy 9: 153-163. American Soc. Agron., Madison, Wisconsin.

RITCHIE, J.T. 1972. Model for Predicting Evaporation from a Row Crop with Incomplete cover. Water Resources Research 8: 1204 – 1213.

RITCHIE, J.T. 1981. Soil Water Availability. Plant and Soil. 58: 327 – 338.

ROBINSON J. B. D. Y MELVILLE, A. R. 1956. The effect of rainfall and other factors on coffee production and yields in Kenya 1947-1955. Monthly Bulletin, Coffee Board of Kenya 21 (244): 96-98.

SANCHEZ, PEDRO A. 1976. Properties and Management of Soils in Tropics. A Wiley – Interscience Publication – John Wiley & Sons. New York. Chichester. Brisbane. Toronto. Singapore. p.p. 617.

SILVA, A.; PONCE de LEÓN, J.; GARCÍA, F.; DURÁN, A. 1988. Aspectos Metodológicos en la Determinación de la Capacidad de Retener Agua de los Suelos del Uruguay. Facultad de agronomía. Boletín de Investigación N°10. 20 pp.

SILVA, H. 1956. Contribuição para o estudo das causas de variação anual da produção do café. Revista do Café Portugues 3 (10): 13-28.

SKAGGS, R.W., MILLER, A.E. and BROOK, R.A. 1983. Soil Water in Design and Operation of Farm Irrigation System. ASCE Soc.; of Ag. Eng. pp 77 – 142.

SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA. 1973. Field Soil Water Regime. Publisher Madison, Wisconsin. U.S.A. pp 212.

SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA. 1978. Glossary of Soil Science Terms. Madison, Wisconsin. pages. 12.

SOIL SURVEY STAFF. 1975. Soil Taxonomy. A Basic System of Soil Classification for Mapping and Interpreting Soil Surveys. Agriculture Handbook N°436. Soil Conservation Service U.S. Department of Agriculture.

STAPLE, W. and GUPTA, R. 1966. Infiltration into Homogeneous and Layered Columns of Aggregated Loam, Silt Loam and Clay Soil. Can. J. Soil Sci. 46: 293-305.

SUAREZ DE: CASTRO, F. 1961. Relaciones entre las lluvias y la producción de café, Boletín Informativo, Instituto Salvadoreño de Investigaciones del Café. 7: 11-20.

SYLVAIN, P. G. 1959. El cafeto en relación al agua. Turrialba, Costa Rica, Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas (Materiales de Enseñanza de Café y Cacao No 11). p. 46.

TABUADA, M., REGO, R., VACHAUD, G. and PEREIRA, L. 1995. Two-dimensional Infiltration Under Furrow Irrigation: Modelling, its Validation and Application. Agric. Water Management 27: 105 – 123.

TANNER, C.B. 1967. Measurement of Evapotranspiration. In Irrigation of Agricultural Lands. Agronomy, 11: 534 – 574. Amerc. Soc. Agron., Madison, Wisconsin, U.S.A.

TAYLOR, S.A. and ASCHROFT, G.L. 1972. Physical Edaphology. W.H. Freeman and Company. San Francisco, California, U.S.A. pp 533.

THORNTHWAITE, C. W. y MATHER, J. R. 1957. Instruction and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. Drexel Institute of Tecnology, Publications in Climatology 10 (3): 184-311.

TOSI, JOSEP A. 1971. Zonas de Vida en Panamá. Inventariación y demostración Forestales. Roma. F.A.O. 89 págs.

VOMOCIL, J.A. 1965. In Methods of Soil Analysis. Part I; Physycal and Mineralogical Properties. American Society of Agronomy, Inc. Publisher Madison, Wisconsin, U.S.A. pp 229 – 314.

WITHER, B. y VIPONDS, S. 1978. El Riego, Diseño y Práctica. Editorial Diana, México. Primera Edición. pp 350.

ZAIDEL, J. and RUSSO, D. 1992. Estimation of Finite Difference Interblock Conductivities for Simulation of Infiltration into Initially Dry Soils. Water Resources Res. 28-9: 2285 – 2295.