

2. REVISIÓN DE LITERATURA

Lluvias excesivas sobre suelos pobremente drenados usualmente dan como resultado muy altos valores de manto freático o inundación temporal. Retrasos en la siembra, pobre emergencia de plantas y reducida eficiencia en las operaciones agrícolas, son problemas que resultan del humedecimiento excesivo en el suelo. En resumen, la pobre aireación del suelo puede reducir el crecimiento del cultivo; por lo tanto, pérdidas substanciales en la producción debida al inadecuado drenaje de agua en el suelo pueden ocurrir (Kanwar *et al.*, 1988).

El grado de susceptibilidad de daños a cultivos por condiciones excesivas de humedad en el suelo es dependiente de las especies de plantas y etapas de desarrollo, condiciones de altura del manto freático durante la estación de crecimiento, duración y tiempo de inundación, así como temperaturas del suelo y aire. La variación considerable para tolerar excesos de agua existe entre y dentro de especies de plantas (Ahmad y Kanwar, 1991). Las especies de plantas que producen raíces adventicias más rápidamente sufren un daño mínimo y tienen los mejores índices de recuperación después de una inundación o estrés por exceso de agua en el suelo. Algunos experimentos sobre la respuesta de cultivos con inundación controlada han indicado que los daños más grandes a plantas y la reducción en el rendimiento son con períodos largos de inundación. Este efecto adverso de largos períodos de inundación puede ser debido a la prolongada deficiencia de oxígeno en la zona radicular (Mukhtar *et al.*, 1990).

Las raíces necesitan oxígeno para respirar y para otras actividades metabólicas, absorben agua y nutrientes disueltos en el suelo y producen anhídrido carbónico, que debe ser intercambiado por oxígeno de la atmósfera. Las condiciones excesivas de humedad en el suelo inhiben el intercambio de oxígeno y de bióxido de carbono en el suelo con el de la atmósfera, resultando una deficiencia de oxígeno. Esto subsecuentemente inhibe la respiración de raíces y el volumen total de las mismas, también como agua y el transporte de nutrientes por las raíces de las plantas. El estrés de la planta puede ocurrir en forma de tóxicos de algunos productos bioquímicos acumulados alrededor de las raíces de las plantas, deficiencias nutrimentales (el más notable el nitrógeno) y la deficiencia de

oxígeno. Mientras el mecanismo de daños no es conocido, la conclusión general es que la anaerobiosis o estrés de oxígeno es el problema fundamental.

Este proceso de aireación que tiene lugar por difusión y flujo de masa de aire requiere un espacio poroso abierto en el suelo. Para que las raíces se desarrollen bien, el agua, el aire y los nutrientes deben estar disponibles simultáneamente. En la zona radicular los intersticios entre las partículas del suelo (espacio poroso) ocupan del 40 al 60% del volumen total del suelo. Las partes subterráneas de las plantas, raíces, estolones, etc., la microflora y fauna del suelo crecen y se desarrollan en esos intersticios. Si el espacio poroso está ocupado principalmente con agua durante un largo período de tiempo, se dice que el suelo está saturado. El anegamiento de los suelos es una condición desfavorable para la mayoría de las cosechas, puesto que da lugar a una deficiencia de oxígeno (Van De Goor, 1978).

El tiempo que duran los excesos de humedad en el suelo sobre el estado fenológico de la planta durante su etapa vegetativa, tiene un papel importante en la reducción del rendimiento y el grado de daño en las plantas. La inundación en la etapa de pregerminación puede reducir significativamente la emergencia. La mayoría de los estudios concluyen que el mayor daño a los cultivos y la reducción en el rendimiento ocurren cuando los suelos están excesivamente húmedos durante las etapas tempranas del crecimiento de la planta (Kanwar *et al.*, 1988).

El drenaje artificial es una necesidad para algunas áreas de producción. Sin drenaje artificial las plantaciones y operaciones de cosecha se retrasan por lo que en años húmedos las condiciones de crecimiento pobre pueden conducir a reducir la producción o pérdida total de los cultivos. Es necesario un mejor manejo en el sistema de agua para conocer si la capacidad de producción de suelos agrícolas puede ser optimizada. Por lo tanto, el diseño de sistemas de manejo de agua, tal como el drenaje subsuperficial en regiones húmedas es importante para la determinación de los medios más eficientes de producción agrícola (Sanoja *et al.*, 1990).

El propósito primario de los sistemas de manejo de agua en la agricultura es el de incrementar la eficiencia y fiabilidad de la producción. Los daños a la planta son una resultante del inadecuado manejo de agua, específicamente del manto freático alto o saturación de agua en las raíces, puede ocurrir en muchas formas como la reducción de

raíces y elongación de brotes, muerte en raíces, clorosis, marchitamiento, floración y fructificación reducida e incremento en la susceptibilidad de enfermedades y pesticidas, todos reducen el rendimiento (Evans *et al.*, 1991). En el diseño de sistemas de drenaje para la agricultura, es importante conocer los requerimientos de drenaje de los cultivos.

En estudios con maíz y caña de azúcar sobre suelos franco-arcillosos en Louisiana, Carter *et al.* (1986) encontraron que los rendimientos de materia seca para maíz forrajero fueron menores en áreas no drenadas comparado con áreas drenadas (3.64 y 13.1 t ha⁻¹ respectivamente), con estos datos demostraron la severidad del problema del manto freático elevado y el efecto del drenaje subsuperficial en la reducción del problema. Para el cultivo de caña, los rendimientos de azúcar en áreas con drenaje subsuperficial fueron de 10,000 Kg ha⁻¹, mientras que en áreas no drenadas se obtuvieron rendimientos de 8,625 Kg ha⁻¹; los incrementos encontrados fueron atribuibles al efecto del drenaje subterráneo en un 33% comparado con áreas no drenadas.

En investigaciones sobre caña de azúcar Camp y Carter (1983) trabajando con diferentes espaciamientos (0, 6.1, 12.2 y 24.4 m) entre drenes subterráneos, encontraron significancia estadística entre los rendimientos de caña de azúcar durante tres ciclos de cultivo por efecto de drenaje, obteniendo rendimientos hasta de 86.3 t ha⁻¹ y 66.2 t ha⁻¹ con drenaje y sin drenaje respectivamente; así, como diferencias en rendimiento entre ciclos de cultivo.

Carter y Camp (1994) investigando las respuestas en rendimiento del cultivo de caña de azúcar durante 11 años, en función de los espaciamientos de drenes subterráneos (0, 14, 28 y 42 m) encontraron que los rendimientos de producción de azúcar en los espaciamientos de 14 y 28 m fueron similares (6,041 y 6,029 Kg ha⁻¹), siendo 21% mayor el rendimiento que en áreas no drenadas. El espaciamiento entre drenes de 42 m produjo 5,788 Kg ha⁻¹ un 16% más que en áreas no drenadas y el 4% menos que los rendimientos obtenidos en los espaciamientos de 14 y 28 m.

2.1. Clima

El conocimiento de los recursos climáticos y de las condiciones ambientales esperadas, proporciona guías para las decisiones estratégicas en la planeación y operación de sistemas de producción agrícola (Campos, 1995). En muchas partes del mundo, el clima es el factor con mayor influencia para que la agricultura sea económicamente rentable, así como otras actividades de ingeniería que actúan en la producción agrícola. La hidrología de una región depende en primer lugar, de su clima, lo cual, deriva la necesidad de conocer los procesos meteorológicos que lo determinan (Roldán, 1994).

2.1.1. Lluvia de diseño

Uno de los primeros pasos que deben realizarse en muchos proyectos de diseño hidrológico como es el diseño de sistemas de drenaje de tierras agrícolas, es la determinación del evento o eventos de lluvia que deben usarse para los cálculos matemáticos del diseño hidráulico del sistema de drenaje. El mecanismo comúnmente utilizado es tomar la decisión de la tormenta o lluvia de diseño que involucre la relación entre la intensidad o lámina de lluvia, la duración y las frecuencias apropiadas para diseñar la estructura hidráulica en el sitio espacial en que será ubicado. Usualmente, la lluvia de diseño actúa como componente de entrada al sistema de drenaje agrícola y está definido como un valor de precipitación en un punto en el cual se especifique el patrón espacial de la lluvia (Chow *et al.*, 1994); la selección del nivel de probabilidad apropiado para el diseño se puede expresar como el riesgo que se considera aceptable y depende de condiciones económicas y políticas (Linsley *et al.*, 1994). En el diseño de un sistema de control de humedad, se utiliza un patrón de precipitación definido, denominado lluvia de diseño, puede estar basado en la información histórica de precipitación en un lugar específico o bien construirse utilizando características generales de la precipitación regional.

Los procesos hidrológicos evolucionan en el espacio y tiempo, de tal forma, que es parcialmente predecible o determinístico y otra parte aleatorio, un proceso de este tipo se conoce como proceso Estocástico. Este tipo de tratamiento es apropiado para observaciones de eventos hidrológicos como la lluvia diaria, mensual o anual (Chow *et al.*, 1994). Para

que el análisis probabilístico produzca resultados útiles, debe utilizarse datos significativos, adecuados y precisos; son significativos si están estrechamente relacionados con el problema, adecuados si la serie tiempo es suficientemente grande para la fiabilidad de las probabilidades y la precisión es referida a la homogeneidad de los datos puntuales (Linsley *et al.*, 1994). Los sistemas de producción agrícola son afectados algunas veces por eventos meteorológicos, tales como tormentas severas, inundaciones por desbordamientos de ríos, sequías, heladas, etc., la magnitud de un evento esta inversamente relacionada con su frecuencia de ocurrencia, es decir, eventos muy severos ocurren con menor frecuencia que eventos más moderados.

2.2. Suelos

En los inicios del presente siglo, los científicos dedicados a la ciencia del suelo ya tenían la concepción de la existencia de la variabilidad que presentan espacial y temporalmente los suelos; sin embargo, es hasta la década de los 60's y 70's, cuando se dio inicio al estudio de la variabilidad edáfica en forma sistemática (Webster, 1985).

La necesidad de tomar en cuenta la variabilidad espacial cuando se requiere modelar procesos que ocurren dentro del suelo y sus relaciones con el medio ambiente, es hoy en día más claro; sin embargo, es necesario tener en cuenta, que el fenómeno variabilidad del suelo para su estudio ha sido categorizado por muchos métodos y técnicas estadísticas como son: clasificación y taxonomía numérica, geoestadística, análisis multivariado, teoría fractales y de caos.

Actualmente, está claro que la estimación de la varianza de las propiedades edáficas tiene pequeño significado si es expresado en términos de tamaño y tipo de unidad espacial para los cuales fueron estimados. La expresión de variabilidad debe ser relacionada a unidades espaciales georeferenciadas, de tal forma, que se pueden distinguir las propiedades del suelo con y sin relevancia práctica y hacer notar que existe la imperiosa necesidad de estimar la estructura de la covarianza espacial y temporal de la calidad de los suelos en función de efectos de variables multivariadas a partir de estudios de características simples (Burrough *et al.*, 1994).

Muchos estudios sobre la variabilidad han sido realizados dentro del contexto pedológico, en donde las descripciones del suelo están basados en los horizontes genéticos. Sin embargo, las aplicaciones prácticas y funcionales de estudiar la variabilidad del suelo por causas del manejo que se les da son complejas, ya que involucran una serie de procesos que incluyen muchas variables al mismo tiempo; es por esto, que las funciones de distribución entre las propiedades del suelo y la productividad agrícola presenta gran variabilidad espacial por ser un cuerpo tridimensional distribuido estocásticamente en el espacio (Webster y Burgess, 1980; Webster y Olivier, 1992). Esto conlleva a sustentar que por este efecto los diversos sistemas de clasificación de los suelos tengan que soportar parámetros estadísticos de dispersión con rangos grandes para las categorías más altas, mientras que las categorías más bajas tienden a uniformizar su variabilidad; las escalas de observaciones y la densidad de muestreo también proporcionan variabilidad en las agrupaciones clasificatorias de suelos (Trangmar *et al.*, 1985). Los parámetros hídricos del suelo son los que más coeficientes de variación presentan por su dinamismo de flujo dentro del mismo, reportándose valores hasta del 320 %. Rao *et al.* (1979) encontraron que los contenidos de humedad del suelo a diferentes tensiones presentan distribuciones normales y que el conocimiento de estas distribuciones ayudan a caracterizar la variabilidad de cualquier parámetro hídrico del suelo. Cristóbal (1993) trabajando con suelos tropicales clasificados como Vertisoles donde se encuentran solamente dos horizontes genéticos, obtuvo para capacidad de campo y punto de marchitamiento coeficientes de variación de 4.09 % y 5.65 %, respectivamente.

La caracterización de los suelos de acuerdo a su capacidad de retención de humedad es uno de los estudios básicos que se deben realizar para la determinación de parámetros que intervienen en los procesos del drenaje de tierras agrícolas; para lo cual, se calculan las curvas de retención de humedad para cada estrato de suelo y finalmente estimar la porosidad drenable, también llamada rendimiento específico del agua (Skaggs, 1980). Armstrong *et al.* (1980) han observado que en algunas áreas, la mayoría de los esquemas de drenaje son instalados con un diseño común sin tomar en cuenta la amplia variación de tipos de suelos presentes, según los procesos de formación que en él hayan intervenido y parece inevitable que en estos suelos los resultados de drenaje sean muy variables; encontraron que la porosidad de drenaje estimada en condiciones conocidas del suelo varía

significativamente con el ciclo de cultivo, particularmente cuando la arcilla se hincha y se contrae con el humedecimiento.

Las técnicas multivariadas son herramientas estadísticas que ayudan a cuantificar la variabilidad del suelo, rendimiento de cultivo y las relaciones que existen entre ambos (suelo-cultivo). Investigaciones han demostrado que el uso de análisis multivariado como son los análisis por componentes principales, correlación canónica, discriminantes, conglomerado y regresión lineal múltiple, permiten definir que variables proveen de mayor información en la variabilidad espacial y temporal del suelo, así como el grado de influencia de cada variable (Goovaerts, 1994; Webster, 1985; Voltz y Goulard, 1994).

Ovalles y Collins (1988) trabajando con 151 pedones y 20 propiedades físicas y químicas del suelo ubicados en el noroeste de Florida encontraron que la arena fina y capacidad de intercambio catiónico fueron las propiedades más importantes del suelo por poseer mayores valores absolutos dentro de los ejes de componentes principales, seguidos por la saturación de bases y arena muy fina como segundo componente principal. Cuanalo y Webster (1970) determinaron que aquellos datos seleccionados por componentes principales pueden ser usados para realizar clasificación numérica y decidir el agrupamiento de suelos por características cuantitativas y cualitativas.

Dobermann (1994) concluyó que el análisis por componentes principales de doce variables edáficas y nueve variables fenológicas del cultivo de arroz, sirvió para relacionar propiedades de suelo y respuesta de dicho cultivo en tierras húmedas de Rusia. Fueron seis los componentes principales representados, de los cuales, el primero aportó el 25% de la variación total y fue inherente a la fertilidad potencial del suelo por las variables representativas: espesor del horizonte, contenido de arcilla, potasio, carbonatos, materia orgánica y pH. El segundo componente, fue caracterizado como localización de salinidad por las variables: contenido de carbonatos, nitratos, altura de planta y crecimiento de malezas. El tercer componente denominado preparación de suelo, fue caracterizado por la propiedad de microrelieve y crecimiento de malezas. Ritzi *et al.* (1993) aplicaron técnicas multivariadas por componentes principales para estimar la variabilidad espacial temporal de atributos físicos y químicos en 56 localidades (acuíferos) en el Estado de Ohio y encontraron que el cloro, sodio, calcio, magnesio, pH, conductividad hidráulica y alcalinidad actúan como factor principal en las características hidrogeoquímicas de los

acuíferos de esa zona aportando un 60% de la varianza espacial; mientras, que el segundo componente explicó el 26% con las variables: nitrato, alcalinidad, fierro, cromo y conductividad eléctrica.

Edmonds *et al.* (1985) determinaron que los valores propios y sus coeficientes vectoriales que formaron los componentes principales de la matriz de varianza-covarianza, derivados de datos estandarizados de 40 variables que incluyeron datos morfológicos, químicos, físicos y mineralógicos de la Planicie Costera de Virginia, USA; fueron utilizados para el ordenamiento sistemático por técnicas multivariadas y análisis conglomerado, utilizando distancia euclidiana como índice de similitud; de tal manera, que el arreglo multidimensional por índice de similitud formó grupos relativamente uniformes y se compararon con la clasificación según la nomenclatura de taxonomía de suelos de USA. El análisis por componentes principales y la subsecuente agrupación por conglomerados, los suelos se fusionaron en dos grupos mineralógicos a un índice de similitud de 2.11 para la categoría de familia: kaoliniticos y oxidíticos. La comparación de estos métodos de clasificación dieron resultados semejantes, por lo que el análisis multivariado definió los suelos con similitud genética.

2.2.1. Conductividad hidráulica

Para comprender los procesos de drenaje agrícola, es necesario conocer las funciones de cada componente (variable) que actúa en dicho proceso, por lo que existen ecuaciones matemáticas que describen el flujo de agua hacia los drenes interceptores según sea el régimen de flujo permanente o variable. Estas ecuaciones que rigen la mecánica de fluidos en medios porosos con diferentes regímenes de flujo demuestran que las variables funcionales para la determinación de la velocidad del agua que avanza hacia los drenes en cualquier punto son: Conductividad hidráulica y gradiente hidráulico.

Conceptualizando la conductividad hidráulica de un suelo como el valor numérico que expresa la permeabilidad y que es igual al factor de proporcionalidad K de la ecuación de Darcy; y que además es una expresión de la velocidad efectiva de una corriente en función del gradiente hidráulico, de las propiedades del suelo y de las propiedades del agua, para el transporte de ésta; se tiene que:

$$V = Ki \quad (1)$$

donde :

V = velocidad efectiva de la corriente ($m \text{ seg}^{-1}$).

K = factor, ($m \text{ seg}^{-1}$).

i = gradiente hidráulico.

El término de velocidad efectiva de la corriente, es la velocidad respecto a la superficie total del material poroso (no sólo de la superficie vacía); puede definirse como la cantidad de flujo por unidad de tiempo, dividida entre la superficie total del medio poroso que produce esa cantidad de flujo. Bajo este concepto y a partir de la ecuación de la continuidad, se tiene:

$$Q = A V \quad (2)$$

$$V = Q / A$$

$$V = Q / Ap$$

donde:

V = velocidad efectiva ($m \text{ seg}^{-1}$).

Q = descarga de drenes por unidad de superficie ($m^3 \text{ seg}^{-1}$).

Ap = área efectiva.

A= área.

p= porosidad. (Dieleman, 1978; Linsley *et al.*, 1994).

El manejo del agua para optimizar la producción de cultivos es dependiente de las propiedades del suelo que afectan la habilidad del suelo para transmitir agua y sales. Investigaciones recientes, han reportado variabilidad en la conductividad hidráulica de suelos medidos en campo, para áreas que han sido clasificadas por pedólogos como un mismo tipo de suelo. Aunque, el mecanismo no ha sido identificado, es probable que el efecto físico-químico de las sales solubles sobre la matriz del suelo y los efectos mecánicos texturales son parcialmente responsables de la variabilidad.

Las sales solubles aplicadas en forma de fertilizantes, así como las sales nativas del suelo y los efectos físico-químicos de extracción de la matriz del suelo son el resultado en la alteración de la habilidad del suelo para conducir agua.

El efecto de las sales del suelo sobre la conductividad hidráulica depende de la concentración y composición de la solución del suelo y de la naturaleza de la arcilla del suelo. Se reconoce también que la actividad biológica en el suelo y la geometría del material poroso por efecto del hinchamiento y dispersión de la arcilla, controlan la conductividad hidráulica de los suelos.

Los procesos de hinchazón (expansión) y dispersión son particularmente dependientes de la interacción entre la mineralogía de arcilla, concentración y composición de la solución del suelo.

La relación entre la composición catiónica expresado en términos de relación de adsorción de sodio (RAS) y la concentración total de electrolitos expresada como conductividad eléctrica (CE) determina la reducción en la efectividad del flujo de agua en el suelo.

El fenómeno que describe la variabilidad espacial de la conductividad hidráulica y el arreglo estructural del suelo es afectado por la variabilidad de factores químicos, físico-mecánicos y otros factores (Bresler *et al.*, 1984).

Determinar el valor representativo de la conductividad hidráulica saturada involucra una serie de cambios que incluyen: la variabilidad en los puntos de muestreo en suelos no homogéneos contra el tiempo, labores culturales y costos de métodos más extensivos; las estimaciones de valores únicos que representen totalmente el perfil del suelo contra los valores estimados para muchos estratos; pruebas y conveniencias contra pruebas de conducción bajo condiciones óptimas de campo (Dorsey *et al.*, 1990).

La conductividad hidráulica saturada es un parámetro sensible para muchos modelos hidrológicos, drenaje y contaminación de suelos. Muchos métodos han sido desarrollados para medir la conductividad hidráulica *in situ*. Esos métodos incluyen anillos infiltrómetros, el método del agujero, el de la carga constante y permeámetros. La precisión de la conductividad hidráulica estimada, determinada por los diferentes métodos depende del grado, en el cual, el flujo es alcanzado y sobre la habilidad de cada método para dirigir

los contrastes teóricos y prácticos involucrados en la representación del sistema físico con las condiciones diferenciales parciales seleccionadas (Gupta *et al.*, 1993).

La conductividad hidráulica no saturada, es una medida de la habilidad en la determinación de la infiltración, prácticas de riego, diseño de drenaje, escurrimiento superficial, recarga del agua subterránea y otros procesos hidrológicos. La medición de la conductividad hidráulica en el campo es costosa y lleva tiempo. Adicionalmente los suelos presentan gran variabilidad en sus propiedades hidráulicas especialmente en su conductividad hidráulica, esta variabilidad implica que se deben realizar gran cantidad de mediciones en campo para caracterizar ese parámetro. En base a lo anterior se han generado modelos simples que estiman la conductividad hidráulica en función de otras propiedades físicas y químicas del suelo, tales como: Distribución de tamaño de partículas, densidad aparente, porosidad efectiva y contenido de carbón (Jabro, 1992).

2.2.2. Porosidad efectiva

La capacidad de acumulación de agua en el suelo, es decir, la cantidad de humedad que puede almacenar un suelo, depende del volumen de poros y de la profundidad a la que se encuentre el manto freático. El coeficiente de almacenaje μ , llamado porosidad efectiva o espacio de poros drenable, es una medida del cambio del nivel freático bajo ciertas condiciones dadas de recarga y descarga. Se utilizan dos definiciones del coeficiente de acumulación según la profundidad del manto freático:

$$a) \mu = \frac{\text{Cambio en la cantidad de agua freática acumulada } (\Delta S_{grw})}{\text{Cambio en el nivel del agua freática } (\Delta h)} \quad (3)$$

Esta se aplica a suelos en los que el agua freática existe a una profundidad tal que las fluctuaciones del contenido de humedad de las capas superiores se transmiten al agua freática solamente transcurridos ciertos períodos de tiempo largos con una amplitud reducida.

$$b) \mu = \frac{\text{Cambio en la capacidad de acumulación}}{\text{Cambio en el nivel del agua freática}} = \frac{\text{Cambio en la cantidad de humedad } (\Delta S_m)}{\text{Cambio en el nivel del agua freática } (\Delta h)} \quad (4)$$

Esta se aplica a suelos en los que el agua freática existe a una profundidad relativamente superficial, por lo que las fluctuaciones de humedad en el perfil del suelo o en la zona radicular se refleja en los cambios en el nivel freático (Van Der Meer y Messemaeckers, 1978).

Espacio poroso drenable se define también como la proporción de volumen total que se llena de aire bajo una tensión determinada de humedad (pF). La porosidad de aireación se toma generalmente como la suma de los poros grandes drenados por una tensión no superior a 100 cm de agua. Generalmente si la porosidad de aireación asciende a un 10 o 15 % en volumen o más a una curva de retención de humedad (pF) de 2.0, la aireación es satisfactoria para el crecimiento de las plantas (Stakman, 1978).

Un cambio en la cantidad de agua almacenada se refleja en un ascenso o descenso del nivel del manto freático (Δh). Uno de los factores que tienen influencia en el cambio del nivel freático es la porosidad efectiva (μ) de la zona del suelo en que tienen lugar dichas fluctuaciones. Desde que Boussinesq en 1903, indicó que el modelo teórico de conducción de calor en sólidos es aplicable para resolver problemas de flujo de agua en régimen variable en suelo saturado; este por analogía, ha sido ampliamente utilizado en hidrología:

$$KD \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right) = \mu \frac{\partial h}{\partial t} - R \quad (5)$$

donde:

h = nivel piezométrico del agua en el suelo en flujo horizontal del agua (m).

x, y = coordenadas horizontales (m).

t = tiempo (días).

K = conductividad hidráulica del acuífero homogéneo (m día^{-1}).

D = espesor del acuífero (m).

KD = transmisividad del acuífero ($\text{m}^2 \text{ día}^{-1}$).

R = recarga efectiva a través del límite superior del área considerada (m día^{-1}).

μ = porosidad efectiva (m m^{-1}).

De esta ecuación diferencial se deduce que la porosidad efectiva viene definida por la relación entre el cambio en la cantidad de agua almacenada durante un cierto período de tiempo y el cambio correspondiente del nivel piezométrico, es decir:

$$\mu = \frac{\Delta S_{grw}}{\partial h / \partial t} \quad (6)$$

A veces, se define la porosidad efectiva como el porcentaje del volumen total de suelo ocupado por el último volumen eliminado o añadido al almacenamiento en un acuífero libre, por unidad horizontal de área del acuífero y por unidad de descenso o ascenso del manto freático. El cambio en la cantidad de agua almacenada durante un período dado de tiempo y por unidad horizontal de área es dado por la fórmula:

$$\Delta S_{grw} = \mu \Delta h \quad (7)$$

Las lecturas frecuentes del nivel del agua tomadas en una red de pozos de observación representativa del área en estudio pueden emplearse para trazar los hidrogramas de los que se puede determinar el valor de Δh para un período de tiempo dado.

La ecuación anterior sugiere que de igual forma que la conductividad hidráulica, la porosidad efectiva es una constante hidrológica; esto no es totalmente cierto, en primer lugar porque un descenso del manto freático no va acompañado por drenaje gravitacional instantáneo de los poros del suelo; la cantidad de agua drenada del suelo aumenta aunque a una velocidad decreciente, conforme aumenta el tiempo de drenaje, por ello, la porosidad efectiva aumenta al aumentar el tiempo del drenaje. En segundo lugar, la porosidad efectiva cambia conforme cambia la profundidad del manto freático, un cambio en el nivel del manto freático lleva consigo un cambio en el contenido de la humedad del perfil completo del suelo, tanto en la zona donde tiene lugar la fluctuación del manto freático como por encima de ella.

La porosidad efectiva puede conocerse a partir de las características de humedad del suelo y de la cantidad conocida de agua eliminada o aportada al almacenamiento y el

correspondiente cambio en la elevación del manto freático, si el manto freático desciende, parte del agua queda retenida por las partículas del suelo; si el manto freático asciende debido a la lluvia, puede quedar aire atrapado en los intersticios que se van llenando con agua. Por ello, la porosidad efectiva cuando asciende el manto freático es por lo general, inferior que cuando desciende dicho manto freático. La porosidad efectiva varía con el tamaño de las partículas y la deposición de los sedimentos. Se dan los valores más bajos para la arcilla y materiales arcillosos (< 0.5 a 5%) y los más altos para la arena gruesa (20 a 35%) (Kessler y Raad, 1978).

2.2.3. Infiltración y percolación

La infiltración es el paso del agua a través de la superficie del suelo hacia el interior de la tierra. Aun cuando existe una diferencia con la percolación, que es el movimiento del agua dentro del suelo, los dos fenómenos están relacionados íntimamente, puesto que la infiltración no puede continuar libremente, sino, cuando la percolación ha removido el agua de las capas superiores del suelo (Linsley *et al.*, 1994).

Se puede definir a la percolación como la cantidad de agua que pasa por unidad de sección transversal y por unidad de tiempo a una determinada profundidad de la masa del suelo (Kessler y Raad, 1978). El agua de lluvia llega a formar parte del agua subterránea por infiltración y percolación de corrientes y lagos. La percolación directa es el proceso más efectivo en la recarga del agua subterránea donde los suelos son altamente permeables o donde el manto freático está cerca de la superficie del terreno.

Las pérdidas de agua en el campo incluyen pérdidas superficiales y por percolación. Estas últimas varían considerablemente dependiendo del tipo de suelo, grado de nivelación, etc. La velocidad del movimiento de agua en el suelo está gobernado por las fuerzas de gravedad o capilaridad y por la permeabilidad del suelo. El término permeabilidad del suelo se emplea en sentido cuantitativamente general y significa la facilidad con que el suelo conduce o transporta agua. Para definirla se debe distinguir entre:

- La velocidad de entrada de agua en la superficie del suelo, que determina la relación entre la absorción y la escorrentía superficial.

- La velocidad de percolación subsuperficial, que determina el drenaje interno del perfil del suelo y la conductividad hidráulica que es el factor de proporcionalidad de la ley de Darcy.

Las velocidades de entrada por la superficie y de percolación indican las permeabilidades verticales en condiciones de no-saturación. La entrada superficial de agua (o velocidad de infiltración) se refiere específicamente a la entrada de agua por la superficie del suelo, mientras que la velocidad de percolación está relacionada con el movimiento de agua a través del suelo.

En sitios donde la precipitación anual es relativamente baja y el manto freático está a cientos de metros bajo la superficie, se puede esperar poca o nula recarga. En estas áreas, el agua de irrigación puede producir alguna recarga, pero la infiltración del agua de los ríos a través de las gravas permeables será posiblemente la mayor fuente de recarga. Los ríos que contribuyen al agua subterránea se denominan corrientes efluentes. Dichas corrientes se secan con frecuencia durante sequías prolongadas, cuando la percolación absorbe todo el caudal disponible, comportándose así, como corrientes intermitentes. Las corrientes de agua casi nunca son afluentes en toda su longitud. A veces el canal cruza estratos de diferente permeabilidad donde ocurren las mayores pérdidas por percolación en tramos cortos de alta permeabilidad. Con frecuencia se encuentran áreas de considerable percolación en las corrientes que cruzan estratos de grava procedentes de abanicos aluviales.

2.3. Mecánica de flujo

Los ingenieros o diseñadores todavía dependen de los métodos de flujo estabilizado, así, como la fórmula de Hooghoudt para diseñar sistemas de drenes subterráneos. Sin embargo, las condiciones de flujo estabilizado son raramente encontradas en campo. Como resultado, los modelos basados en la ecuación de Boussinesq son usados para resolver el problema del valor límite-inicial del drenaje para diseño de flujo no estabilizado en donde las asunciones de Dupuit-Forchheimer son aplicadas.

Los diseñadores frecuentemente aplican la ecuación de Hooghoudt para la distribución de sistemas de drenaje en suelos homogéneos. La ecuación básica está dada como:

$$S^2 = \frac{4K(2dh + h^2)}{R} \quad (8)$$

donde:

S = espaciamiento de drenes (m).

K = conductividad hidráulica saturada (m día⁻¹).

R = coeficiente de drenaje (m día⁻¹).

h = carga hidráulica en el punto medio de drenes (m).

d = profundidad equivalente al estrato impermeable (m) (Perret *et al.*, 1997).

El concepto de profundidad equivalente (d) no es correcto para las pérdidas de carga ocurrida en el flujo a la entrada del agua en los drenes. Este proceso puede ser no importante para muchas situaciones de drenaje. Sin embargo, es importante en situaciones como:

- a) Cuando el dren está en o muy cercano al estrato impermeable.
- b) Para subirrigación cuando el flujo lateral arriba del dren puede tomar una porción significativa del flujo total.

Los parámetros de la ecuación (8) son mostrados en la Figura 1, los cuales representan el esquema de un sistema de drenaje subterráneo. Si asumimos que la mayor parte del flujo toma lugar abajo de los drenes, la primera ecuación puede ser simplificada como:

$$S^2 = \frac{8Khd}{R} \quad (9)$$

Considerando h como la variable dependiente, obtenemos:

$$h = \frac{S^2}{8Kd} \quad (10)$$

El valor de la altura del manto freático (h) es usado como un indicador del funcionamiento del sistema de drenaje. El valor requerido de h depende de las condiciones locales, así como el manejo del suelo y requerimientos de agua por los cultivos, y son usualmente determinados de investigaciones. En situaciones prácticas existe una incertidumbre acerca de los parámetros de K , d , R y los resultados de esa variabilidad dan también una incertidumbre sobre el funcionamiento en el sistema de drenaje.

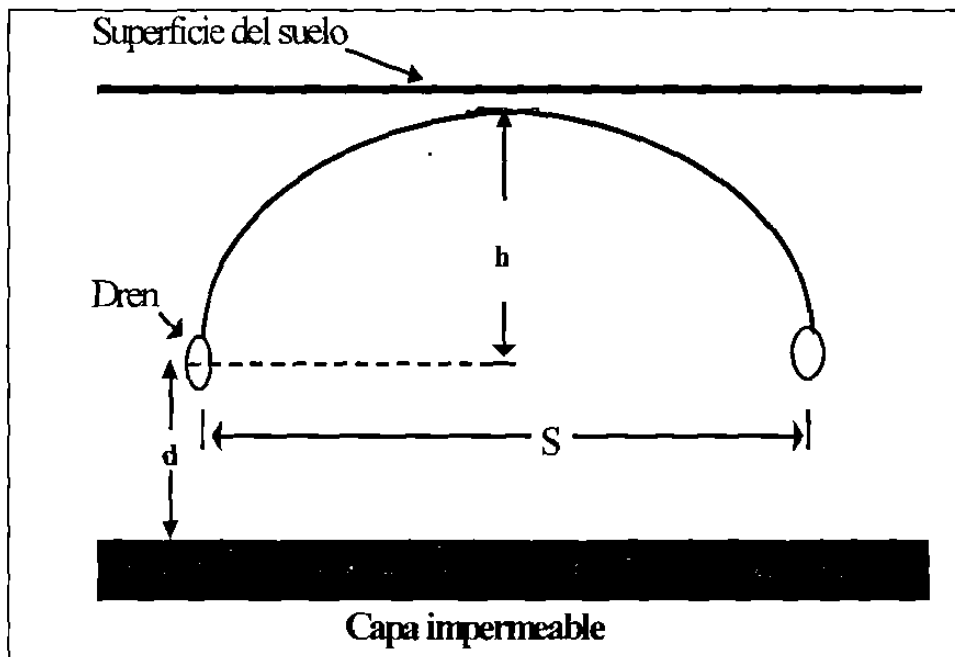


Figura 1. Esquema de un sistema de drenaje.

Las condiciones hidrológicas del flujo estabilizado son raramente encontradas bajo condiciones de campo. Para resolver el caso de drenaje subsuperficial cuando el flujo es transitorio o no estabilizado, la ecuación de Boussinesq es generalmente usada, la cual está basada en las leyes de continuidad de Darcy y asunciones de Dupuit-Forchheimer. Dicha ecuación no toma en consideración el flujo en la zona saturada. Puede ser expresada como:

$$f \frac{\partial h}{\partial t} = K \frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + e \quad (11)$$

donde:

f = espacio poroso drenable (m m^{-1}).

h = altura del manto freático arriba de la capa impermeable (m).

K = conductividad hidráulica (m día^{-1}).

x = distancia horizontal (m).

t = tiempo (días).

e = índice de infiltración vertical dentro de la zona saturada.

La ecuación anterior no es lineal, pero puede resolverse por métodos de diferencia finita o elementos finitos para condiciones de drenaje o subirrigación (Moody, 1966; Skaggs y Tang, 1979). Van Schilfgarde (1974) presenta la solución analítica para la ecuación de Boussinesq como:

$$t = \frac{fS^2}{9Kd} \text{Ln} \left[\frac{m_1(2d + m_2)}{m_2(2d + m_1)} \right] \quad (12)$$

donde:

t = tiempo tomado por la recesión del manto freático desde la altura inicial (m_1) a la altura nueva (m_2), (días).

f = porosidad drenable.

K = conductividad hidráulica saturada (m día^{-1}).

d = profundidad equivalente a la capa impermeable (m).

S = espaciamiento de drenes (m).

Como ejemplo (Skaggs, 1991b), para las condiciones límites de flujo transitorio en subirrigación o drenaje, puede ser escrita como:

$$h = h_1, \quad 0 \leq x \leq L/2, \quad t = 0$$

$$\begin{aligned}
h &= h_0, & x &= 0, & t &> 0 \\
\frac{\partial h}{\partial x} &= 0, & x &= L/2, & t &\geq 0
\end{aligned}
\tag{13}$$

De las leyes de la mecánica se puede aprender a describir el movimiento de fluidos, esto requiere de las relaciones cinemáticas, dinámicas y termodinámicas, la primera de ellas está relacionada con el estado de conservación de la materia, la segunda debe ser derivada del balance de momentos, la tercera toma la forma de una ecuación de estado. Para el flujo viscoso de fluidos a través de medios porosos, la teoría clásica conduce hacia la ecuación de Navier-Stokes.

Las relaciones entre el balance de momentos y relaciones dinámicas derivadas de observaciones experimentales dieron originalmente con las leyes de Darcy para condiciones de flujo unidimensional a través de arena, y que puede ser generalizada como:

$$q = -K\Delta h \tag{14}$$

donde:

q = índice de flujo ($\text{m}^2 \text{ día}^{-1}$).

h = carga hidráulica (m).

K = conductividad hidráulica (m día^{-1}).

Podría notarse que el índice de flujo, se refiere frecuentemente como una velocidad de descarga que representa el índice de descarga por unidad de área, en contraste hacia la velocidad actual del fluido a través de los poros.

Para sistemas de flujo saturado y homogéneo las leyes de Darcy conducen a la ecuación de Laplace. Entonces esta ecuación es invariante en tiempo y su aplicación a problemas de flujo no estabilizado requiere que la variable tiempo sea introducida por ciertas condiciones límite. Otra ecuación que ha sido ampliamente aplicada a problemas de flujo transitorio esta basada en la teoría Dupuit-Forchheimer.

En estudios del movimiento del agua freática, incluyendo los del flujo de drenaje, se considera el manto freático como una superficie de agua libre. Una superficie de agua libre

es una superficie en contacto y en equilibrio con la atmósfera, por lo tanto, una línea de corriente bajo esta condición está a presión atmosférica. Los problemas de flujo en una superficie libre son difíciles de resolver a causa de las condiciones de límite, que no son lineales. Un análisis de tales problemas está basado en las ecuaciones de Darcy y Laplace las cuales conducen a soluciones complejas.

Por analogía, el flujo en canales abiertos, se supone que el tipo de flujo en superficie libre es principalmente unidimensional, en donde, las líneas de corriente son casi paralelas entre sí y las superficies equipotenciales son casi planas y perpendiculares al flujo principal, por lo tanto, también son casi paralelas. Este método de solución fue desarrollado por Dupuit en donde supuso lo siguiente:

- Cuando existen pequeñas inclinaciones de la superficie libre en un sistema de flujo, las líneas de corriente pueden tomarse como si fuesen horizontales en cualquier sección vertical.
- La velocidad del flujo es proporcional a la pendiente de la superficie libre de agua, pero es independiente de la profundidad del flujo (Dieleman y De Ridder, 1978; Van Schilfgaarde, 1974).

Muchos modelos hidrológicos que describen la infiltración y el movimiento del agua en el suelo están basados en la asunción simplificada de condiciones de suelo homogéneo e isotrópico. El movimiento del agua bajo esas condiciones puede ser descrito por la derivación de las leyes de Darcy. Sin embargo, es reconocido que el flujo uniforme a través del suelo raramente existe. Muchos trabajos de investigación muestran que los macroporos continuos verticalmente (cambios formados por raíces de plantas, animales del suelo, rompimiento del suelo o estructura del suelo) pueden tener una influencia significativa sobre la infiltración y drenaje, especialmente la estructura de suelo (Everts y Kanwar, 1990).

La descripción del transporte de agua en una estructura de suelo, es considerar al suelo como un sistema dual poroso con las asunciones que el movimiento de agua ocurre uniformemente a través de los poros pequeños y más rápidamente a través de macroporos. La dificultad que se presenta es establecer las condiciones de límite para cada sistema de flujo (Van Genuchten y Wierenga, 1976).

2.3.1. Flujo preferencial

Los poros grandes continuos que contribuyen al flujo preferencial son aleatorios en tamaño y localización y afectan el movimiento de agua dentro del perfil del suelo. El movimiento del agua en la red de los poros está gobernado por las propiedades de transmisión del poro y la absorción lateral de la matriz de suelo. El movimiento vertical de agua bajo condiciones saturadas puede ser descrita por la ley de Poiseuille:

$$Q_p = \frac{\pi \rho g}{8 \mu} r^4 \quad (15)$$

donde:

Q_p = volumen de flujo ($\text{cm}^3 \text{s}^{-1}$).

ρ = densidad del agua (g cm^{-3}).

g = aceleración debida a la gravedad (cm s^{-2}).

μ = viscosidad dinámica [g (cm s)^{-1}].

r = radio del poro (cm).

El movimiento del agua en las paredes del poro se asume que se infiltra lateralmente dentro de la matriz del suelo (Workman y Skaggs, 1990).

Los principios básicos entre los sistemas de drenaje y subirrigación es mantener el agua en el suelo en la zona radicular del cultivo por efecto del manejo del manto freático. El manto freático es más bajo durante el funcionamiento como drenaje por proveer más condiciones de flujo y reducción de masa radicular causada por saturación o inundación de la zona radicular. Durante el proceso de subirrigación el manto freático es empujado para mantener un adecuado nivel de humedad en la zona radicular del cultivo. La acción capilar del suelo y difusión del agua proveniente del manto freático provee una condición no saturada en los estratos del suelo para el crecimiento de raíces (Shirmohammadi *et al.*, 1991).

El flujo preferencial a través de los macroporos ha sido reconocido como un mecanismo potencial para la rapidez hidrológica de transporte de solutos en suelos

saturados y no saturados. El modelaje del flujo preferencial requiere de cuantificación de las propiedades del suelo, distribución de macroporos y variabilidad espacial de macroporos (Everts y Kanwar, 1990).

2.4. Modelación

Sabbagh *et al.* (1991) consideran que el aumento en el desarrollo y aplicación de modelos de simulación dirigidos a la agricultura, se ha convertido en una herramienta importante para la investigación y cuantificación de la productividad de los cultivos y el impacto de las prácticas relacionadas con ellos sobre el medio ambiente. Así, se tiene que en la actualidad se han generado algunos modelos de simulación para drenajes de tierras agrícolas, pero la mayoría de ellos no satisfacen completamente las necesidades técnicas para realizar transferencia de tecnologías entre regiones fisiográficas con problemas de drenaje. En un sistema de control de humedad, un drenaje conveniente puede incluir la utilización de un manto freático ya existente o creado a propósito para la producción de cultivos.

La modelación de sistemas de producción agrícola, ha tenido progresos considerables durante las cuatro décadas pasadas. Recientemente, investigadores de todo el mundo, han estado aplicando éstas herramientas para estudiar diversos problemas en sistemas agrícolas y sus múltiples componentes que en ellos intervienen: manejo y conservación de suelos, irrigación, drenaje, manejo de pesticidas, prácticas de cosecha, uso y planeación del suelo, secuencia de rotación de cultivos y predicción en la producción de campo. En contraste con éstos progresos, los modelos para componentes de sistemas de producción agrícola han tenido limitaciones porque no han podido incluir todos los factores que ocurren en el proceso, por lo que es necesario utilizar datos reales y empíricos que requieren procesos de validación, calibración, verificación y ensayos de campo para ser aplicados en lugares específicos (Jones *et al.*, 1987). Mediante el desarrollo de modelos de simulación para drenaje de tierras agrícolas, se favorece una mayor comprensión del aspecto físico de las áreas con problemas de exceso de humedad, por lo que es importante poder predecir con cierta precisión y confiabilidad, parámetros de control de humedad: espaciamiento entre drenes, profundidad de drenes, volumen de agua a drenar, tiempo de

drenado, elevaciones del manto freático, porosidad efectiva, conductividad hidráulica y contenido de humedad del suelo en tiempo y espacio (Skaggs, 1981). Los métodos propuestos para la descripción de los procesos de drenaje, han evolucionado mediante soluciones específicas para cada región o a través del desarrollo de modelos de simulación, en lo general; el Servicio de Conservación de Suelos del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos de Norte América (1972), estableció como posibles técnicas de estudio a problemas de drenaje los siguientes métodos:

a) Análisis matemáticos

Esta técnica ilustra soluciones analíticas para problemas de drenaje superficial y subsuperficial con espaciamientos iguales y por encima de un estrato impermeable del perfil de suelo. Ecuaciones fundamentales como la de Darcy, la de continuidad o la fusión de ambas conocida como ecuación de Láplace, son el punto de partida para la mayoría de los análisis matemáticos.

b) Métodos de relajación

Es un análisis numérico, cuya instrumentación es sencilla pero poderosa, sin embargo, su empleo es poco utilizado por lo tedioso; consiste básicamente en la aplicación por tanteo de la ecuación de Laplace a puntos situados en un plano que cruza el sistema de flujo o corriente. tienen que conocerse las condiciones de contorno, se orienta convenientemente sobre el plano, una rejilla cuadrículada y se asignan valores al potencial a lo largo de los contornos de acuerdo a las condiciones del lugar. En cada punto de intersección de la rejilla se asignan valores numéricos arbitrarios o calculados; estos números se ajustan hasta que el valor de cada punto de la rejilla es igual a la media aritmética de los 4 valores de los puntos contiguos; con este procedimiento pueden tomarse en cuenta la estratificación del suelo, las condiciones anisotrópicas y otras variables. Se aplica a teorías de flujo horizontal, radial o combinadas, así como para estado de flujo permanente y no permanente (Van Schilfgaarde *et al.*, 1983).

c) Analogías eléctricas

Si la ecuación de Laplace denota el diferencial para la distribución del potencial eléctrico en los conductores; por consiguiente, las pruebas del modelo eléctrico de la corriente del agua subterránea pueden basarse en analogía entre la ley de Darcy y la de Ohm. Representando de esta manera en un plano de la región de la corriente en los cuales se anotan los potenciales medidos con voltímetros.

d) Modelos

Muchos modelos han sido desarrollados en los últimos 40 años para determinar profundidad y espaciamiento de drenes. Esos modelos o ecuaciones de diseño, han sido derivados para ambas condiciones de flujo: estabilizado y transitorio (Van Schilfgaarde, 1974), mientras que otros están basados sobre la teoría de flujo potencial, la mayoría a menudo usa ecuaciones con las asunciones de Dupuit-Forchheimer. Ejemplos del uso de éste estado son las ecuaciones de Hooghoudt y Donnan (Ernst, 1979). Las ecuaciones para condiciones transitorias incluyen las desarrolladas por Glover (Van Schilfgaarde *et al.*, 1983). Ambas condiciones del estado del flujo relacionan la respuesta del manto freático en función del espaciamiento de drenes y parámetros edáficos como conductividad hidráulica, porosidad efectiva y profundidad del perfil del suelo, esas relaciones han sido incorporadas en modelos de simulación para cuantificar las relaciones entre flujo de drenaje o subirrigación y elevación del manto freático (Skaggs, 1991b). El uso de ecuaciones basadas en las asunciones de Dupuit-Forchheimer requieren de correcciones por la convergencia del agua cercana al dren (Ernst, 1979), esto normalmente acompaña una reducción en el diseño de la profundidad entre drenes y profundidad equivalente (Van Schilfgaarde, 1974).

Sabbagh *et al.* (1993) consideran que el aumento en el desarrollo y aplicación de modelos de simulación dirigidos a la agricultura, se ha convertido en una herramienta importante para la investigación y cuantificación de la productividad de los cultivos y el impacto de las prácticas relacionadas con ellos sobre el medio ambiente. Así, se tiene que en la actualidad se han generado algunos modelos de simulación para drenajes de tierras agrícolas, pero la gran mayoría de ellos no satisfacen completamente las necesidades

técnicas para realizar transferencia de tecnologías entre regiones fisiográficas con problemas de drenaje. Modelos como DRAINMOD (Drainage Model), DRAINAGE (Drainage), FWTMOD (Fluctuating Water Table Model), EPIC-WT (Erosion Productivity Impact Calculator- Water Table), WEPP (Water Erosion Prediction Project), CREAM (Chemical loss, Runoff and Erosion From Agricultural Management Systems), GLEAMS-WT (Groundwater Loading Effects of Agricultural Management System-Water Table), ADAPT (Agricultural Drainage and Pesticide Transport) y otros, han estado validándose en diversas partes del mundo, con resultados positivos en algunos casos. Es de considerar que uno de los modelos de simulación para sistemas de drenaje agrícola actualmente más validado es el DRAINMOD, y que se ha estado comparando resultados con respecto a otros modelos; Skaggs (1981) trabajó con este modelo en áreas experimentales del Norte de Ohio y encontró que las predicciones y mediciones del flujo en los drenes tuvieron pequeñas desviaciones. El modelo DRAINAGE fue comparado con DRAINMOD en la predicción de las fluctuaciones del manto freático y aún cuando el DRAINMOD tuvo predicciones más acertadas que el DRAINAGE, los 2 subestimaron dicha variable (Kanwar y Sanoja, 1988). ADAPT es un modelo diseñado para el manejo del transporte del agua y de pesticidas, Chung *et al.* (1992), combinó este modelo con DRAINMOD y encontró que ADAPT puede ser usado para diseñar sistemas de manejo de mantos freáticos y que no requiere de calibración extensiva. En el sur de Florida, Rogers (1985) validó y calibró el modelo DRAINMOD para predecir salidas de agua en los drenes lo cual encontró resultados satisfactorios. Así mismo se han encontrado que los rendimientos del cultivo de maíz se han incrementado hasta un 63% cuando se tiene drenaje subsuperficial en suelos limosos a espaciamientos entre 24 m y 27 m entre drenes (Skaggs, 1982). Experimentos llevados a cabo durante 4 años por Sanoja *et al.* (1990) trabajando con suelos limosos en dos campos experimentales de Iowa, estimaron que las desviaciones de las elevaciones del manto freático y flujo en los drenes subterráneos fueron del orden de 15 y 0.065 cm día⁻¹, respectivamente. Madramootoo (1990) trabajando con suelos arcillosos y manejando el modelo DRAINMOD encontró que con espaciamientos de 15 m se obtienen rendimientos adecuados. Análisis de datos de 7 años de observación del campo experimental de Louisiana fueron usados para comparar los modelos de simulación de drenaje: EPIC-WT y DRAINMOD; coeficientes de correlación y regresión fueron estimados para las variables:

Fluctuación del manto freático, volúmenes para drenaje superficial y subsuperficial. No hubo diferencias significativas en la predicción de éstas con ambos modelos (Sabbagh *et al.*, 1993).

Aún, cuando existen muchos modelos, se deben tener criterios para seleccionar, validar, simular, y en caso necesario poder predecir con cierta confiabilidad los efectos del proceso de un sistema. Pankratz (1983), categoriza los requisitos que debe reunir un modelo confiable para definir el criterio de selección del modelo: a) Utilizar la mínima cantidad de componentes para explicar el proceso y el comportamiento del sistema en estudio. b) Satisfacer ciertas abstracciones matemáticas como proceso del modelaje. c) Presentar coeficientes paramétricos confiables. d) Con datos experimentales deberá satisfacer un análisis estadístico. e) Predecir satisfactoriamente la causa-efecto del sistema. f) Deben ser económicos.

2.4.1. Recesión

En los modelos de manejo de agua previamente citados, la transición de condiciones de superficies estancadas para un manto freático elíptico es generalmente no dirigido y se asume tácitamente que ocurre instantáneamente, resultando en un cambio abrupto en el índice de drenaje (q). Este cambio abrupto en el índice de drenaje para la transición es representado en la Figura 2 por segmentos de línea *abe*.

En realidad, los cambios de la forma del manto freático gradualmente en tiempo son ilustrados en la Figura 3 (McCarthy y Skaggs, 1991). Durante este período de transición, el flujo del drenaje disminuye continuamente como lo muestra el segmento de línea *af* en la Figura 2.

El período de tiempo que inicia en el punto medio hacia la caída es referido como “Tiempo de Recesión”. El agua adherida como banco de almacenamiento es liberada durante el tiempo de recesión y gráficamente esta representada en la Figura 2 por el área *abcdf*.

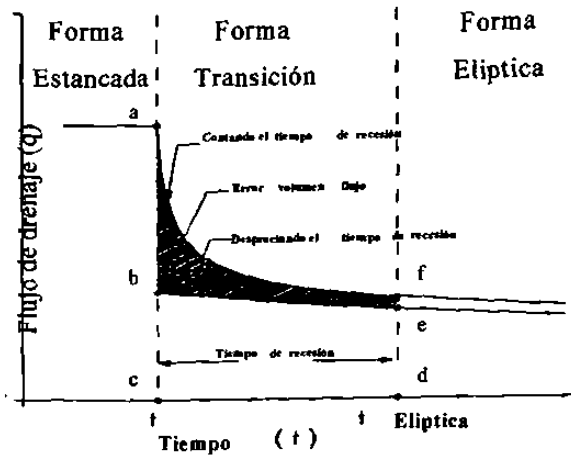


Figura 2. Flujo de drenaje durante la transición del manto freático desde la forma estancada hasta la forma elíptica. Despreciando los cambios en el flujo de drenaje durante el periodo de transición (tiempo de recesión) resultó en errores en ambos en el flujo y el volumen drenado calculado. (McCarthy y Skaggs, 1991).

La Figura 3 ilustra el área seccional a través del perfil del suelo del cual el agua podría ser descargada en el cambio de un manto freático elíptico estancado. El agua descargada de esta área puede ser llamada “Banco de Almacenamiento”. Bajo condiciones de no-*evapotranspiración* (ET) un manto freático elíptico no estancado existe cuando el manto freático en la parte media de drenes empieza el receso.

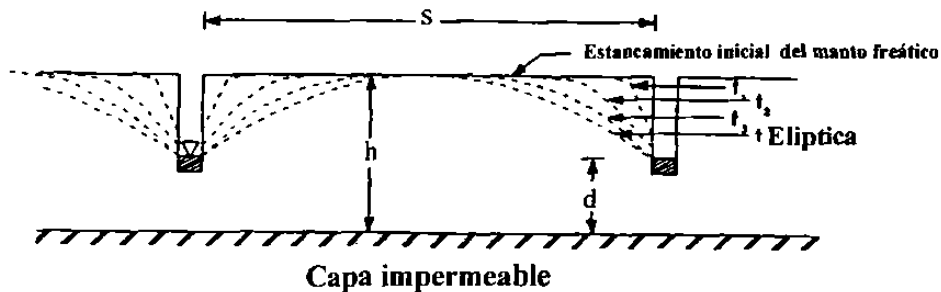


Figura 3. Cambios en el perfil del manto freático desde la forma estancada a una forma elíptica durante parte de inicio del evento de drenaje. (McCarthy y Skaggs, 1991).

Los efectos del tiempo de recesión y banco de almacenamiento tiende a incrementar significativamente conforme el espaciamiento entre drenes se agranda. Las condiciones de superficie estancada rara vez ocurren para espaciamientos de drenes estrechamente cerrados y cuando el estancamiento en la superficie ocurre, el tiempo de recesión es corto, así, los errores causados por descuido en el tiempo de recesión son a menudo

insignificantes. El tiempo de recesión para mantos freáticos inicialmente horizontales pueden ser obtenidos de soluciones numéricas presentadas por Skaggs y Tang (1979) como:

$$t_1 = 0.015 \frac{fS^2}{Kh_0} \quad (16)$$

donde:

f = porosidad drenable ($m\ m^{-1}$).

h_0 = elevación inicial del manto freático (m).

K = conductividad hidráulica ($m\ h^{-1}$).

S = espaciamiento de drenes (m).

t_1 = tiempo de recesión (h).

Entonces, para dos espaciamientos de drenes diferentes en el mismo suelo, los tiempos de recesión están relacionados como sigue (Mc Carthy, 1990):

$$\frac{t_{1_1}}{t_{1_2}} = \frac{S_1^2}{S_2^2} \quad (17)$$

La relación entre volúmenes para bancos de almacenamiento para los dos espaciamientos entre drenes puede ser expresado como (Mc Carthy, 1990):

$$\frac{V_1}{V_2} = \frac{S_1}{S_2} \quad (18)$$

donde:

V = banco de almacenamiento del perfil del suelo (m^3).

Para aplicaciones de cultivos agrícolas en campo, los espaciamientos de drenes relativamente juntos, el tiempo de recesión y el banco de almacenamiento puede ser

generalmente descuidado. En situaciones de espaciamientos de drenes anchos tal como en tierras forestales con drenaje, esos componentes de drenaje necesitan ser cuantificados para precisar la superficie hidrológica simulada (McCarthy y Skaggs, 1991).