

HIDROLOGIA DE ZONAS ARIDAS Y SEMIARIDAS

José D. Salas

Resumen:

La hidrología de cuencas de zonas áridas y semiáridas es de suma importancia para el desarrollo y manejo de los recursos hidráulicos. En este artículo se describen características climáticas, hidrológicas, y geomorfológicas propias de dichas zonas; modelos matemáticos de las componentes principales del ciclo hidrológico tales como la precipitación, infiltración y escorrentía; modelos matemáticos de cuencas, y el efecto de cambios climáticos en el análisis y síntesis de datos hidrológicos en zonas áridas y semiáridas. Este artículo es una versión modificada de la conferencia magistral dada por el autor con motivo de la II Conferencia Internacional sobre "Hidrología Mediterránea" realizada en Valencia, España, Nov. 27-28, 1996.

Palabras clave: hidrología, zonas áridas, ciclo hidrológico, precipitación, modelos matemáticos.

INTRODUCCIÓN

La hidrología de zonas áridas y semiáridas ha tenido y tiene actualmente un interés no solo científico sino práctico. A través de la historia de la humanidad se sabe de la existencia y de la evolución de zonas particularmente secas en varias partes del globo terrestre. Se sabe, por ejemplo, que la zona noreste de Africa ha sufrido varios cambios climáticos que la han hecho variar desde una llanura de pastos con pequeños ríos y lagunas y con abundancia de animales hasta llegar a ser un desierto, con virtualmente ninguna vegetación y con tan poca precipitación que generalmente se pierde por evaporación y por infiltración (Page, 1984). El interés por estas zonas ha cobrado especial importancia en los últimos años debido a ciertos síntomas, tales como el incremento significativo de la temperatura media anual o como el cambio brusco observado en ciertas variables hidrológicas, tales como la precipitación y las descargas en ríos. Todo ello sugiere

que cambios importantes en el clima podrían estar ya ocurriendo, y por lo tanto se debe tratar de entenderlos y de conocer sus posibles efectos y consecuencias.

Así mismo, las zonas semiáridas tienen una importancia especial, por cuanto, estando generalmente ubicadas entre las zonas áridas y las húmedas, son más susceptibles y vulnerables a las variaciones climáticas. Por ejemplo, por variaciones importantes del clima, tales como los efectos del Niño, los límites entre zona árida y zona semiárida, o los límites entre zona húmeda y zona semiárida, pueden variar sustancialmente en uno u otro sentido. Por otro lado, en varios lugares del mundo, la concentración de la población en zonas semiáridas y áridas se incrementa por migraciones de otros lugares. Por ejemplo, en los Estados Unidos de Norteamérica, el incremento de la población en el Estado de Colorado, que está ubicado en una zona semiárida, ha sido uno de los más altos en las dos úl-

Departamento de Ingeniería Civil. Colorado State University. Fort Collins, Colorado 80523, USA.
jsalas@engr.colstate.edu

Pueden ser remitidas discusiones sobre el artículo hasta seis meses después de la publicación del mismo siguiendo lo indicado en las "Instrucciones para autores". En el caso de ser aceptadas, éstas serán publicadas conjuntamente con la respuesta de los autores.

timas décadas. Esto indudablemente conlleva un incremento de la demanda de agua ya sea para uso doméstico, para energía hidroeléctrica, o para cualquier otro uso, así como el aumento de los conflictos entre los varios usuarios por obtener la mejor parte del escaso recurso. Otro ejemplo es el caso del Perú, donde por diferentes motivos políticos y económicos, también en las últimas décadas, ha habido una migración importante de la población hacia ciudades ubicadas en la costa peruana que tiene un clima árido. En ambos casos, el interés práctico es de como satisfacer la demanda del recurso agua donde típicamente existe déficit.

En este artículo se hace en primer lugar una descripción y definición de zonas semiáridas y áridas desde el punto de vista climático, revisando varios conceptos y varias clasificaciones. Luego se hace una descripción global de la localización de las zonas semiáridas y áridas así como se dan una breve explicación del origen y del porqué de dichas zonas. Se dan también las características principales del clima en dichas zonas, así como sus características geomorfológicas y ambientales. Mas adelante se describen los procesos hidrológicos típicos así como del modelamiento matemático de cuencas teniendo en cuenta la escala temporal y espacial. También se discuten los cambios climáticos y sus efectos en las zonas áridas y semiáridas. El artículo termina con una sección de comentarios finales.

ZONAS ÁRIDAS Y SEMIÁRIDAS

Definiciones y clasificación

A lo largo de los siglos se ha tratado de definir y delimitar las zonas áridas, semiáridas, y húmedas de la tierra bajo diferentes perspectivas y puntos de vista. Como es lógico, el clima es un factor importante y se han desarrollado varios conceptos y definiciones utilizando variables hidroclimáticas tales como la precipitación, temperatura, y evapotranspiración con el propósito de delimitar las diferentes zonas. Por otro lado, existen otros parámetros que tienen en cuenta el suelo, la geomorfología, la vegetación, el uso de la tierra, e incluso la distribución espacial de la población. Indudablemente que las definiciones y delimitaciones de zonas áridas, semiáridas, y húmedas, basadas en datos climáticos no serán las mismas a aquellas basadas en los otros parámetros (Shantz, 1956). Por otro lado, usando ya sea uno u otro parámetro, el problema importante es la definición de los umbrales que significativamente delimitan una área de la tierra en una u otra zona.

Por ejemplo, la delimitación de zona árida puede hacerse a partir de la definición de suelo. Aquellos suelos donde la precipitación es insuficiente y donde los carbonatos solubles permanecen y muchas veces se acumulan debido a la evaporación se denominan generalmente "suelos áridos". Considerando esta definición se estima que la proporción de suelos áridos es del 43% con respecto al área total de la tierra (Heathcote, 1983). La descripción clásica del clima global de la tierra hecha por W. Köppen (citado por Trewartha, 1968) ha sido generalmente aceptada y utilizada por varias décadas. Ella está basada en las medias mensuales y anuales de precipitación y temperatura, así como en información sobre la vegetación natural. Así, la efectividad de la precipitación para el crecimiento de la vegetación está en función no solo de la cantidad de la precipitación sino también en las demandas hídricas de la vegetación para satisfacer la evapotranspiración. Köppen utiliza una fórmula que depende de la precipitación y de la temperatura para definir una zona climática. Así, la misma cantidad de precipitación en una zona fría y en una caliente será más efectiva para el crecimiento de vegetación en la primera que en la segunda. Köppen identificó cinco grupos de climas, cuatro de ellos basados exclusivamente en la temperatura y el otro (grupo de zonas secas) basado además en la precipitación. Los cinco grupos son: A. Clima Tropical (lluvioso), B. Clima Seco, C. Clima Templado (lluvioso), D. Clima Boreal, y E. Clima Frío (nevoso). El umbral P' que distingue al grupo de clima seco (B) con el resto está dado por:

$$\begin{aligned} P' &= 2T && \text{si } P \text{ se concentra en el Invierno} \\ P' &= 2T + 14 && \text{si la distribución de } P \text{ es uniforme} \\ P' &= 2T + 28 && \text{si } P \text{ se concentra en el Verano} \end{aligned}$$

donde P =precipitación media anual en cm, T =temperatura media anual en °C. Además de estos cinco grupos, Köppen determina varios tipos de clima para distinguir más propiamente una área de otra y utiliza para esto una nomenclatura simple. Por ejemplo, BS corresponde a un clima semiárido y BW a un clima árido. Ellas se definen con los umbrales siguientes:

$$\begin{aligned} - \text{zonas no secas:} & && P > P' \\ - \text{Zonas semiáridas (BS):} & && T + 7 \leq P \leq P' \\ - \text{Zonas áridas (BW):} & && P < T + 7 \end{aligned}$$

Igualmente, BW_h es un clima árido con temperatura media anual mayor que 18 °C, o sea ubicado en latitudes bajas y tropicales, y BW_{hn} es también árido como el anterior pero con neblina frecuente como es el caso de la costa peruana.

Aún cuando la clasificación de Koppen ha tenido bastante aceptación, han habido sin embargo muchos intentos de mejorarla teniendo en cuenta nueva información, un mejor entendimiento del comportamiento del clima, y también por motivos prácticos. Por ejemplo, el conocido libro de Trewartha (1964), siguiendo los mismos conceptos patentizados por Koppen, hace una clasificación mas amplia y define los grupos climáticos siguientes: (1) los grupos definidos por un criterio basado en temperatura: A. Clima Tropical (limitados por el punto de congelamiento en áreas continentales y por un mínimo de 18 °C en el mes mas frío en áreas marinas, C. Subtropical (8 meses del año con $T \geq 10$ °C), D. Clima Temperado (4 meses del año con $T \geq 10$ °C), E. Clima Boreal (el mes mas caluroso con $T \geq 10$ °C), y F. Clima Polar (todos los meses $T < 10$ °C), y (2) el grupo definido por un criterio basado en precipitación o sea B. Clima Seco (donde $P < ET$ y $ET = \text{evapotranspiración potencial}$). Debido a que en general, no existe una buena red de mediciones de ET y debido a que la estimación de ET por medio de fórmulas requiere de una gran cantidad de observaciones, entonces se usa mas bien la temperatura. Más específicamente, en el caso de los climas secos se usan los siguientes umbrales:

- Zonas No Secas: $P > 40.64 + 2.286 T - 0.635 PW$
- Zonas Semiáridas: $20.32 + 1.143 T - 0.317 PW \leq P \leq 40.64 + 2.286 T - 0.635 PW$
- Zonas Aridas: $P \geq 20.32 + 1.143 T - 0.317 PW$

donde P = precipitación media anual en cm., T = temperatura media anual en °C, y PW = porcentaje de la precipitación anual que cae en el invierno (6 meses). Trewartha (1964) presenta un mapa global de la distribución de las regiones climáticas teniendo en cuenta los grupos y tipos de clima antes mencionados.

Por otro lado, son notables las investigaciones de Thornthwaite (1948) que trató de tomar en cuenta tanto la precipitación como la evapotranspiración y desarrolló una serie de índices basados en observaciones empíricas realizadas en la zona de las grandes llanuras de los Estados Unidos de América. Así mismo, el índice de aridez de Lang $I = P/T$, o el índice de humedad de Martonne $I = P/(T+10)$, o la de Koppen $I = P/(T+7)$, han sido propuestos para delimitar las zonas secas de las húmedas. Estas investigaciones y conceptos sirvieron para desarrollar y refinar la clasificación de las zonas climáticas. Además, con ocasión del inicio del Programa de Investigaciones de Zonas Aridas de la UNESCO

a principios de la década de los 50, Meigs (1953) desarrolló una clasificación orientada exclusivamente a delimitar la zonas áridas de la tierra. Dicha delimitación esta basada en el índice de humedad de Thornthwaite (1948) dado por

$$I = (100 S - 60 D) / PE$$

donde S = humedad excedente, D = humedad deficitaria (ambas en valores anuales y calculadas a partir de los datos mensuales y tomando en cuenta el almacenamiento del suelo), y PE = evapotranspiración potencial calculada a partir de datos meteorológicos. La clasificación de Meigs considera tres tipos de zonas áridas: Zonas Semiáridas, Zonas Aridas, y Zonas Extremadamente Aridas. Posteriormente Grove (1977) incluye la precipitación para ayudar a diferenciar entre las zonas. La Tabla 1 muestra un resumen de dicha clasificación tomada de Heathcote (1984) donde tambien se incluye un comentario de Rogers (1981) con respecto a la aptitud de dichas zonas para los cultivos. Un mapa donde se muestra la distribución global de zonas semiáridas, áridas, e hiperáridas según Meigs (1953) se puede encontrar en el libro de Thomas (1989). La clasificación de zonas secas de Meigs ha sido bastante popular y en varias referencias todavía se sigue utilizando para varios propósitos (ver por ejemplo Thomas, 1989). También, bajo los auspicios de la UNESCO en 1979 se publicó una nueva clasificación y un nuevo mapa de zonas secas basados en la relación P/ET donde P = precipitación media anual y ET = evapotranspiración media anual calculada por el método de Penman (UNESCO, 1979). Esta última fue revisada en 1992 (UNEP, 1992). La Tabla 2 muestra la clasificación actual. Esta clasificación tiene amplia aceptación porque se basa en un concepto simple y es fácil y entendible, no solo por gente especializada sino por el público en general.

CAUSAS Y DISTRIBUCION GEOGRAFICA DE ZONAS ARIDAS Y SEMIARIDAS

En general, hay cuatro factores que originan o contribuyen de una manera u otra, a que ciertas áreas del globo terrestre no tengan la cantidad suficiente de humedad. Estos son: factores atmosféricos, corrientes oceánicas frías, continentalidad, y factores topográficos.

Factores atmosféricos

Los procesos atmosféricos estan entre los principales factores determinantes de climas secos.

Tabla 1 Clasificación de zonas secas según Meigs (1953)

Zona Climática	Índice de Humedad I	Precipitación P(mm)	Apta Para Cultivos
Subhúmeda	$-20 \leq I < 0$	> 500 mm	Si
Semiárida	$-40 \leq I < -20$	200 - 500 mm	Si, para algunos. Pastos naturales.
Árida	$-56 \leq I < -40$	25 - 200 mm	No
Hiperárida	$I < -56$	< 25 mm	No
Estas zonas no tienen régimen estacional de precipitación. En ellas se han observado 12 meses seguidos sin precipitación.			

Es cierto que existen regiones secas en lugares apartados y distantes del globo terrestre, sin embargo estas generalmente están ubicadas en latitudes comparables. Este hecho indica que la influencia de los factores atmosféricos se puedan explicar conceptualmente. Las zonas semiáridas, áridas, e hiperáridas generalmente se encuentran en las latitudes de alta presión alrededor de los trópicos y subtropicos en ambos hemisferios. Así, en el Hemisferio Norte, las grandes zonas áridas e hiperáridas de Norteamérica (Norte de Méjico y la parte sur oeste de los Estados Unidos de América), de África (desde la costa oeste hasta el Golfo de Suez), y de Asia (en la Península Arábiga, Irán, e India), se encuentran alrededor del Trópico de Cáncer y la latitud de 30 °N. Igualmente en el Hemisferio Sur, las zonas áridas e hiperáridas en Sudamérica (costa noroeste de Chile, y la parte noroeste de Argentina), en África (el suroeste en Namibia), y en Australia (parte central), están también localizados alrededor del Trópico de Capricornio y la latitud 30 °S.

Tabla 2 Zonas secas definidas por la relación P/ET (UNEP, 1992)

Zona Climática	Relación P/PE
Húmeda	$0.65 \leq P/PE$
Subhúmeda Seca	$0.50 \leq P/PE < 0.65$
Semiárida	$0.20 \leq P/PE < 0.50$
Árida	$0.05 \leq P/PE < 0.20$
Hiperárida	$P/PE < 0.05$

Se sabe que la circulación atmosférica global se genera por diferencias de calor debido a que la mayor proporción de la radiación solar que llega a la tierra se concentra en la zona ecuatorial (franja tropical). El aire de esta zona por ser más caliente que el de latitudes mayores tiende a subir generando así una corriente de aire proveniente tanto del norte como del sur que convergen en lo que se llama la zona de convergencia intertropical (ZCIT) y que a su vez causan un sistema de baja presión y abundancia de nubes y precipitación. El aire, después de enfriarse y perder humedad se desvía hacia

el norte y hacia el sur enfriándose aún más lo que eventualmente ocasiona que descienda alrededor de los 30 grados de latitud norte y sur (subtrópico). En este caso ocurre lo opuesto, o sea, se forma un sistema de alta presión con circulación anticiclónica (siguiendo las agujas del reloj en el norte y en sentido contrario en el sur) que, sobre todo en su lado este, no produce precipitación significativa. Es justamente en estos lugares donde se concentran las zonas áridas e hiperáridas de la tierra como se mencionó anteriormente.

Corrientes oceánicas

Las corrientes oceánicas frías también ocasionan zonas áridas e hiperáridas. Los tres casos más notables son los de la Corriente Peruana en Sudamérica, la de California en Norteamérica, y la de Benguela en el oeste de África. Por ejemplo, en el caso de la Corriente Peruana a lo largo de la costa de Chile y Perú, los vientos que circulan a lo largo de la costa (generalmente del lado este de anticiclones característicos en esas latitudes) hacen que las aguas superficiales al dirigirse hacia latitudes menores se muevan hacia el oeste por el efecto de la rotación de la tierra. Esto último provoca que aguas profundas muy frías asciendan a las partes superficiales del mar. Como consecuencia, existe poca evaporación; las masas de aire que pasan por esos lugares fríos se enfrían, no tienen capacidad de retener humedad, generalmente permanecen con neblina, y al no poder ascender no producen precipitación. El desierto de Atacama en Chile y el desierto a lo largo de la costa peruana hasta Sechura son consecuencia de este fenómeno.

Topografía

La topografía también puede ser causante principal de que ciertas zonas del globo terrestre sean áridas o que algunas sean más áridas que otras. Esto se debe al efecto "sombra de precipitación" (rain shadow) que pueden ocasionar las grandes ca-

denas de montañas. Cuando masas de aire húmedo tratan de cruzar grandes montañas, el aire naturalmente se desvía hacia arriba, se condensa, y precipita generalmente en su mayor parte en el lado barlovento (windward) de la montaña. Entonces, el aire al llegar al sotavento (leeward), al otro lado de la montaña, tiene menos humedad, esta más frío, y como consecuencia desciende sin producir precipitación significativa y por lo tanto, las zonas adyacentes generalmente son secas. Además, la aridez de una zona específica, causada principalmente por digamos la circulación atmosférica podría ser intensificada por efectos topográficos. Por ejemplo, en los Estados Unidos de América, las Montañas Cascadas, que están en dirección sur-norte en los estados de Washington y Oregon, constituyen una barrera a los vientos del oeste provenientes del Pacífico, los que descargan un promedio anual entre 1,500 y 2,500 mm de precipitación en el lado occidental de dichas montañas. Este fenómeno produce una zona húmeda en el lado nor-occidental de los Estados Unidos; zonas semiáridas en el lado oriental, que cubren la parte este de los estados de Washington y Oregon; y zonas áridas y semiáridas en la parte Norte de Nevada. Otro ejemplo es el caso de las zonas semiáridas de España (Marco, 1995).

Continentalidad

La distancia de las fuentes de humedad como son los océanos, impide que las masas de aire húmedo lleguen a las partes medias de los grandes continentes. En estos casos generalmente se forman grandes extensiones de zonas áridas y semiáridas. Un ejemplo es el caso de la zona árida del Turquestán, otro es la zona árida de Gobi de China y Mongolia, aunque en este último caso es un efecto combinado de continentalidad y la presencia de grandes montañas.

Características geomorfológicas

En general, la geomorfología de zonas áridas y semiáridas tiene que ver con las formas y procesos que determinan la configuración espacial de la superficie terrestre y su evolución a través del tiempo. En esta parte se hace un resumen de ciertas características comunes a dichas zonas basadas en observaciones reales.

Geomorfología general

Las características geomorfológicas de la superficie terrestre generalmente son el resultado de una serie de eventos y procesos geofísicos (tectóni-

cos, volcánicos, y climáticos), geoquímicos, biológicos, y factores antropogénicos, que de una manera u otra contribuyen a las distintas formas que tienen los paisajes en diferentes partes de la tierra. Por ejemplo, la geomorfología de la parte sur de la zona semiárida de los Grandes Llanos en los Estados Unidos de América, está determinada principalmente por procesos eólicos, fluviales, y freáticos (Osterkamp y otros, 1987). Las zonas áridas y semiáridas pueden tener una forma variable. Un ejemplo son las llanuras extensas cubiertas de arena y con vegetación escasa o no existente como las del desierto de Sonora en Arizona y el Norte de México. También existen las llanuras con suelo arenoso y con vegetación propias de la zona tales como pastos naturales y arbustos, como en los Grandes Llanos de los Estados Unidos de América. Además, en dichas zonas áridas y semiáridas existen terrenos más accidentados e incluso montañas, como es el caso en varias partes del oeste de los Estados Unidos. El suelo y la roca en estos lugares son susceptibles al efecto continuo de erosión ya sea por efecto del viento, por efecto de lluvias intensas, por cambios de temperatura, por procesos geoquímicos, por procesos biológicos, o por el efecto combinado de uno o más factores. En climas húmedos el agua hace que las partículas de arena, limos, y arcillas se mezclen con materia orgánica para formar, dependiendo de la proporción, un cierto tipo de suelo compacto. Esto último junto con una vegetación abundante da lugar a pendientes suaves, y en general la forma del terreno es más suave, salvo como es natural, en zonas montañosas. En cambio en zonas áridas el terreno es arenoso, rocoso, más áspero, más rugoso, y con acantilados, que se forman por efectos de la erosión.

El agua, ya sea proveniente de la precipitación (aunque sea esporádica) o de la humedad del aire (sobre todo en zonas donde es común la neblina, como en las costas peruanas), es un agente importante en el proceso erosivo que hace característico el panorama de las zonas áridas. Por ejemplo, el agua que se infiltra por las fisuras de las rocas hay veces disuelve algunos componentes minerales de ellas. Cuando el agua es absorbida por sales, ellas se expanden ejerciendo presión en la roca. Asimismo, cuando la roca se calienta, el agua se evapora y las sales se contraen, para expandirse nuevamente cuando el agua se infiltra nuevamente. Estos cambios eventualmente provocan la meteorización de la roca. Por otro lado, en zonas semiáridas frías, el agua proveniente de la nieve se derrite cuando la temperatura sube durante el día, se infiltra por las fisuras de las rocas y del terreno, y en la noche cuan-

do la temperatura baja por debajo de cero grados, se congela, se expande, y puede romper la roca causando grietas en la superficie adyacente o haciéndolas mas grandes. Además, como consecuencia de este proceso la roca partida al caer y hacer contacto con otras rocas puede fracturarse y dañarse aun mas. Tambien, estas rocas al caer al suelo hacen que éste sea mas facilmente erosionable por otros factores tales como el viento, la lluvia, y la escorrentía. Este tipo de erosión y modificación de la superficie del terreno es muy común en los Grandes Llanos y en la parte occidental de las Montañas Rocosas en los Estados Unidos de América.

Otro factor importante en la evolución de la forma del terreno es la acción del viento, sobre todo en zonas áridas y semiáridas donde hay poca vegetación que sirva de resistencia y protección y donde, por falta de humedad, el suelo está más expuesto a la acción erosiva. Los limos y las arcillas debido a que son mucho mas pequeños que las arenas, son mas susceptibles a ser llevados por el viento. Sobre todo en épocas de sequías, vientos fuertes pueden ocasionar grandes polvaredas, como ocurrieron en la década de los 30 en el oeste árido y semiárido de los Estados Unidos.

Geomorfología fluvial

El concepto fundamental en que se basa la geomorfología fluvial es el del "equilibrio" (Shen, 1979). Bajo este concepto se asume que el sistema fluvial tiende a un balance dependiendo de factores como las fuerzas hidráulicas, las fuerzas resistentes, y el contorno fluvial (sección transversal y longitudinal). Si alguno de estos factores se altera, entonces los otros responden a través de un proceso de erosión y deposición para re-establecer el balance original (Graf, 1990). En sistemas fluviales de regiones húmedas este concepto está muy cercano a la realidad debido a que la variabilidad de las descargas en estos ríos hace que el río poco a poco se ajuste y reajuste y mantenga su régimen de equilibrio. En cambio las descargas de ríos en zonas áridas y semiáridas son mas variables y como consecuencia es mucho mas difícil para el río el mantener y tender a un equilibrio.

Por ejemplo, Graf(1990) cita dos casos muy concretos. Uno en ríos en el Estado de Pennsylvania, Estados Unidos, que está en una zona húmeda, donde la avenida de 50 años de período de recurrencia es aproximadamente 2 a 2.5 veces la avenida media anual, y el otro en el río Gila en Arizona,

que esta en una zona árida, donde la avenida de 50 años de período de recurrencia es 280 veces la avenida media anual. Estas grandes fluctuaciones de descargas, que pueden ocurrir en períodos cortos de tiempo, impiden que los ríos en zonas áridas tiendan a un estado de equilibrio. Una descarga muy grande puede causar una nueva configuración y geomorfología del río, y como es de esperar, más adecuada a grandes descargas (Schumm y Lichty, 1963). En cambio, períodos largos de sequías, donde las avenidas son pequeñas o inexistentes, dan lugar a ríos que no estan capacitados para descargas mayores. O sea, un sistema fluvial en una zona árida es un sistema que depende mucho de las condiciones precedentes a un evento determinado.

Dado que los ríos en zonas áridas son susceptibles a variaciones de descargas muy grandes, estos sufren cambios geomorfológicos importantes a lo largo del río o para un mismo tramo a lo largo del tiempo. Por ejemplo, muchos ríos en zonas áridas cambian su configuración entre meandros y trenzados (braided) y por supuesto todas las formas variadas intermedias. Durante épocas de bajos caudales el río generalmente discurre y se comporta como meandro. Durante las grandes avenidas el río pasa de meandro a trenzado con erosiones importantes mientras que durante períodos prolongados de bajos caudales el río pasa de trenzado a meandro con deposiciones graduales. Por ejemplo, este es el caso del Río South Platte que pasa por Denver, Colorado.

Los conos aluviales, las planicies de inundación, y los arroyos son elementos especiales que caracterizan a sistemas fluviales en zonas áridas y semiáridas. Los conos aluviales son sistemas en forma de cono que consisten en material sedimentario no consolidado que se acumula en la boca de un río de montaña que descarga en otro. Aún cuando los conos aluviales pueden existir en ríos de otras zonas climáticas, aquellos de zonas áridas generalmente son más grandes debido (a) a la gran disponibilidad de material erosionable que es característico de zonas áridas y (b) a la gran capacidad de transporte de los ríos de montaña que con la ocurrencia de precipitaciones extremas ocasionan torres (flash floods) con gran transporte de material sólido que puede presentarse como flujo de lodo (mudflow). Los conos aluviales varían de tamaño desde unos cuantos metros en riachuelos pequeños hasta varios kilómetros sobre todo en los casos en los que varios conos aluviales de ríos adyacentes se juntan. En algunos casos los conos aluviales sirven como fuente de agua subterránea aunque en ríos

os efímeros no sirven como fuente permanente por el carácter esporádico del flujo que lo alimenta.

Las planicies de inundación (alluvial plain) en zonas áridas pueden ser en muchos casos planicies con poca pendiente donde no aparecen rasgos claros de canales de escurrimiento definido. Por lo tanto, cuando llegan avenidas provenientes de los ríos de montaña, el flujo de agua se expande lateralmente y puede tener un ancho muy amplio que puede alcanzar varios kilómetros con tirantes de agua pequeños. Por ejemplo, Graf (1990) cita el caso de la avenida de 1983 en la zona central-sur de Arizona donde en muchos lugares de un valle la planicie de inundación alcanzó varios kilómetros con tirantes de agua menores a 2 metros y sin un cauce con márgenes o taludes definidos. Debido a la forma plana de estas superficies, en algunos lugares éstas han sido susceptibles al desarrollo agrícola y la urbanización, dando lugar a un sistema de drenaje que concentra al escurrimiento en espacios mas reducidos o en canales los que a su vez son susceptibles a erosiones importantes en épocas de avenidas.

Los arroyos (wadís en los países árabes) son ríos efímeros por donde discurren torrentes que ocurren esporádicamente. Estos generalmente son causados por tormentas convectivas que ocurren en ciertas épocas del año, por lo tanto, estos ríos usualmente están secos en el resto del tiempo. Estos tienen un gran poder de transporte de sedimentos, de erosión, y de deposición. La acumulación de sedimentos ocasionados por avenidas menores puede tomar muchos años pero cuando ocurre una avenida extrema estos sedimentos, que tardaron muchos años en acumularse, pueden ser erosionados y transportados en pocas horas. Existen arroyos que llegan a profundidades considerables debido a la erosión a tal punto que avenidas de cientos de años de período de recurrencia podrían estar dentro de los cauces del arroyo sin causar desbordamiento. Sin embargo, uno debe tener en cuenta la dinámica del proceso de erosión en el arroyo. Por ejemplo, en el caso del Rillito Creek en Arizona, antes de 1890 avenidas de 10 años de período de recurrencia desbordaban sus cauces. A partir de aproximadamente 1890 éste comenzó a erosionar mucho mas de manera que actualmente las avenidas de 100 años de período de recurrencia entran completamente dentro de su cauce (Graf, 1990).

Flora y fauna

Aún cuando las condiciones del medio am-

biente en zonas semiáridas y áridas son mucho mas difíciles para el crecimiento y desarrollo de la flora y fauna, sin embargo existe una gran variedad de especies que se han adaptado a dichas condiciones. La cobertura vegetal y el tipo de fauna son indudablemente características importantes que distinguen a las zonas áridas y húmedas, o el grado de aridez se refleja en la cobertura vegetal y en su fauna. En zonas semiáridas, la cobertura vegetal varía entre el 10 y 33% de la superficie del terreno, en cambio en zonas áridas, las plantas cubren menos del 10%. En zonas hiperáridas, la vegetación puede ser totalmente inexistente. En zonas semiáridas, que generalmente se encuentran entre zonas áridas y húmedas, la vegetación típica son los pastos naturales de poca altura, algunas variedades de arbustos, y muy pocos árboles. Por ejemplo, en el este de Colorado donde comienza los "Grandes Llanos" y donde el promedio anual de precipitación es de aproximadamente 400 mm. existen pastos naturales de no mas de 50 cm. En Illinois donde la precipitación es casi el doble los pastos de praderas pueden crecer hasta 2 m (Stiling, 1996). En zonas áridas existen plantas permanentes, tales como los "cactus saguaro" del desierto Sonora de Arizona, que tienen la capacidad de almacenar agua, o varios tipos de arbustos, como el "ocotillo", que se caracteriza por tener un tallo pequeño, numerosas ramas, y hojas gruesas y pequeñas que pueden deshojarse durante sequías prolongadas; y plantas temporales que aparecen solo en la época de lluvias. Generalmente las plantas de zonas áridas son espinosas que permiten la salida eficiente del calor, tienen menos superficie expuesta a los vientos, y se espacian convenientemente para aprovechar al máximo la reducida cantidad de agua disponible. Una buena descripción sobre plantas típicas de zonas áridas y semiáridas y de plantas que aun no siendo típicas de estas zonas se pueden mantener mediante un manejo adecuado del suelo y del agua se puede encontrar en el libro de Heathcote (1983).

Al igual que la vegetación, la fauna constituye un elemento importante que distingue a las zonas áridas de las húmedas. Insectos, tales como las arañas y langostas o saltamontes; reptiles, como los escorpiones y culebras; y otros que pueden ser de uso doméstico, como cabras, ovejas, camellos, caballos, asnos, y ganado, son animales que se encuentran en las zonas áridas y semiáridas. El efecto de muchos de ellos, por ejemplo las ovejas y el ganado, en zonas semiáridas donde se concentran para pastoreo, puede ser importante pues muchas veces su sobreexplotación y sobrepastoreo favorecen a la erosión y pueden cambiar significativamente las re-

laciones naturales de precipitación, infiltración, y escorrentía en estas zonas. El libro de Heathcote (1983) da una descripción detallada de la variedad de especies animales que se encuentran en zonas áridas y de sus posibilidades de manejo eficiente.

PROCESOS HIDROLÓGICOS

Precipitación

Características principales

La precipitación en zonas áridas y semiáridas es esencialmente de carácter errático y muy variable tanto en el tiempo como en el espacio. La variación de la precipitación en el tiempo depende de la escala (de tiempo) como se la defina, ya sea a nivel continuo o a una escala pequeña como minutos y horas, a nivel diario, semanal, mensual, estacional, y anual. En general, la precipitación en cualquier zona climática es un fenómeno intermitente, la diferencia está en que en zonas áridas la precipitación es mucho más esporádica. En zonas semiáridas la precipitación puede ser estacional o puede estar más distribuida a lo largo del año. Sin embargo, dependiendo del área específica y de su magnitud, podría ser que en algunos meses del año tampoco haya precipitación significativa. Aún más, en algunas zonas áridas, y de hecho en zonas hiperáridas, es posible que a lo largo de todo un año no ocurra precipitación, por lo tanto, incluso la serie anual de precipitación podría ser intermitente.

Como se dijo anteriormente la variabilidad en el tiempo es una característica importante de la precipitación de zonas áridas y semiáridas. Por ejemplo, a nivel anual las zonas hiperáridas tienen coeficientes de variación sobre el 100%, las zonas áridas entre 50-100%, las zonas semiáridas entre 25-50%, y las zonas subhúmedas secas menos que 25% (UNEP, 1992). Las precipitaciones convectivas generalmente ocurren después de las 12 del día y más bien en la tarde y en la noche. Esto hace que la precipitación a escalas de tiempo menores, por ejemplo la precipitación horaria, tenga una periodicidad diaria (Obeysekera y otros, 1987). En zonas áridas y semiáridas, esta periodicidad diaria es mucho más marcada lo que tiene implicaciones en el uso de modelos matemáticos para representar este tipo de series. Las precipitaciones diarias, semanales, mensuales, y estacionales se caracterizan por la periodicidad anual, y las precipitaciones anuales generalmente se consideran que son estacionarias en el tiempo, suposición que en muchos casos podría no ser cierta (ver más adelante la sección sobre

cambios climáticos). Por ejemplo, la precipitación anual estandarizada para la zona Noreste de Brasil muestra períodos prolongados de precipitaciones anuales bajas y períodos altos, lo que pondría en evidencia más bien un comportamiento más complejo (UNEP, 1992). En esta misma referencia se puede encontrar un mapa de la variabilidad espacial de la precipitación media anual para todo el globo terrestre basado en el período 1951-1980.

Modelos Matemáticos de Precipitación

En cuanto se refiere a modelos matemáticos para representar la precipitación, ellos, nuevamente, dependen de la escala de tiempo considerada. Por ejemplo, para modelar la precipitación anual en sitios donde la precipitación es intermitente, asumiendo que la precipitación anual no tiene autocorrelación, entonces solo se necesita encontrar la distribución de probabilidad de tipo mixto o sea que

$$P(X \leq \chi) = P(X=0) + [1 - P(X=0)] \int f(\chi) d\chi$$

de probabilidad la cual es generalmente sesgada (Yevjevich, 1972). En el caso de zonas húmedas $P(X=0) = 0$; en zonas semiáridas, dependiendo del sitio $P(X=0)$ es o no es cero; mientras que en zonas áridas, y con mayor razón en zonas hiperáridas, $P(X=0) > 0$. En el caso de precipitaciones mensuales, nuevamente asumiendo que la correlación mes a mes no es significativa (Roesner y Yevjevich, 1966), la ecuación anterior sigue siendo aplicable excepto que $P(X=0)$ y $f(x)$ son funciones que varían con el mes (o con la estación). Debe notarse que generalmente en zonas hiperáridas y áridas y en algunas zonas semiáridas, podría ser que $P(X=0) = 1$ durante algunos meses del año.

Cuando la escala de tiempo es del orden de semanas, días, y horas (o incluso escalas más pequeñas), la autocorrelación de la precipitación ya no es despreciable, por lo que se requiere de modelos más complejos que tengan en cuenta no solo la periodicidad anual sino también la dependencia en el tiempo. En estos casos se han desarrollado varios tipos de modelos siendo aquellos basados en las cadenas de Markov y en los procesos puntuales (point process) los más comunes. Por ejemplo, para precipitación diaria, los modelos Markovianos simples de dos estados se basan en modelar los estados de ocurrencia y no ocurrencia de la precipitación con una matriz de transición de probabilidad y luego modelar la cantidad de precipitación (naturalmente

en los días que ocurra precipitación) con una cierta función de probabilidad sesgada que puede ser log-normal o gamma (por ejemplo, ver Smith y Schreiber, 1974; Chin, 1977; Roldan y Woolhiser, 1982; Mimikou, 1983; Katz y Parlange, 1995). Naturalmente, se toma en cuenta la periodicidad anual dividiendo el año en varios períodos de tiempo (por ejemplo meses o estaciones), y estimando diferentes parámetros en cada período de tiempo.

En cambio, los modelos basados en procesos puntuales, mas bien modelan la precipitación en tiempo continuo. Por ejemplo, un modelo simple sería el asumir que la llegada de tormentas siguen un proceso de Poisson. Esto significa que el número de tormentas $N(t)$ en el intervalo de tiempo $(0,t)$ sigue la distribución Poisson. Despues, la cantidad de agua asociada con cada tormenta se modela con una cierta función de probabilidad por ejemplo gamma, lo que asume que cada tormenta tenga una duración instantanea. Este proceso se conoce generalmente en la literatura inglesa como Poisson White Noise, PWN (Eagleson, 1978). Asi mismo, si el interés esta en la precipitación acumulada, por ejemplo, la precipitación diaria, entonces al integrar el proceso PWN en períodos diarios resulta un proceso de Poisson compuesto. La limitación de este tipo de modelo PWN está en que produce precipitación sin autocorrelación lo cual no es real. Modelos mas cercanos a la realidad que incorporan la autocorrelación se generan cuando se considera que la tormenta tiene una cierta duración, o sea la secuencia de la precipitación en el tiempo tiene la forma de pulsos rectangulares, dando lugar al llamado modelo Poisson Rectangular Pulse, PRP, en la literatura inglesa (Rodríguez-Iturbe y otros, 1984). Se pueden concebir modelos aun más cercanos a la realidad que permitan producir secuencias de precipitación en forma agrupada (clusters). En estos casos, la génesis de la precipitación es en dos niveles. Uno en el que los sistemas o mecanismos generadores de tormentas estan gobernados por un proceso de Poisson (como el caso anterior), y luego de cada sistema nacen un cierto número de "chaparrones" que tienen la distribución ya sea geométrica o Poisson. La cantidad de precipitación se modela asumiendo que el chaparrón tiene una duración instantánea lo que produce el modelo llamado Neyman Scott White Noise, NSWN (ver por ejemplo Kavvas y Delleur, 1981; Ramirez y Bras, 1984) o una duración finita lo que produce el modelo Neyman Scott Rectangular Pulse, NSRP (ver por ejemplo, Rodríguez-Iturbe, 1986; Entekhabi y otros, 1989). En los últimos años se ha hecho bastante investigación aplicando estos modelos y otros

parecidos o con modificaciones para simular series de precipitación de muy corta duración como series de 15 minutos, horas, fracciones de día, diarias, y aún mayores, asi como precipitaciones en varias estaciones (ver por ejemplo, Obeysekera y otros, 1987; Islam y otros, 1988; Entekhabi y otros, 1989; Koepsell y Valdes, 1991).

Infiltración, humedad del suelo, y escorrentía

La infiltración y la escorrentía en zonas áridas y semiáridas dependen de una serie de factores tales como la cobertura vegetal, la intensidad y duración de la precipitación, la humedad del suelo, la pendiente, la forma del terreno, la temperatura, la evaporación, el tipo de suelo y roca, y el uso de la tierra. Como es natural varios de estos factores estan interrelacionados. De manera general se puede decir que a mayor vegetación mayor es la infiltración y menor la escorrentía. La vegetación al dar lugar a mayores infiltraciones tambien da lugar a una mayor contribución del agua subterránea haciendo que el régimen fluvial sea menos variable y mas predecible (Williams y Balling, 1996). La humedad del suelo en zonas semiáridas es generalmente pobre aunque esto depende naturalmente de la época del año, de las precipitaciones antecedentes, y de condiciones locales (por ejemplo, la proximidad a ríos o lagunas). En zonas áridas, como es de esperar, la sequedad del suelo es mucho mayor. Dado que la precipitación que cae sobre zonas aridas es generalmente convectiva, la mayor parte de ella se pierde ya sea por infiltración o por evaporación. Debido a ello, la escorrentía en zonas áridas generalmente no es mayor al 10% de la precipitación. En zonas semiáridas la proporción es mayor. Precipitaciones con baja intensidad ya sea de poca o larga duración generalmente se pierden totalmente por infiltración y evaporación y la escorrentía es insignificante. Por ejemplo, Marco (1995) cita el caso de la cuenca de la Rambla de la Viuda en España donde lluvias menores que 60 mm/día no producen escorrentía.

Por otro lado, a igualdad de otros factores, a mayor pendiente mayor será la escorrentía. Asi mismo, terrenos planos e inclinados producirán mayor escorrentía que terrenos con ondulaciones con la misma pendiente, debido a que en estos terrenos generalmente existen depresiones que contribuyen al almacenamiento de agua superficial que eventualmente se pierde por infiltración y evaporación. Además, la pendiente general de toda la cuenca puede ser un factor determinante para la ocurrencia de torrentes cuando se producen chaparrones.

rrones con altas intensidades.

En zonas áridas y semiáridas, los suelos desnudos (sin vegetación) que están expuestos a la precipitación están sujetos a una serie de procesos físicos y químicos que cambian sus propiedades en las capas próximas a la superficie del terreno. Cuando la superficie se seca, se forma una capa dura (costra). Esto a su vez puede ser dañino para la agricultura de secano puesto que la costra superficial produce una disminución de la infiltración, por consiguiente una disminución de la humedad en la zona radicular, aumenta la escorrentía, y por consiguiente la erosión superficial (Mualen y Assouline, 1996). Así mismo, los estudios de Hoogmoed y Stroosnijder (1984) en la zona semiárida del Sahel en el Africa Central, indican que debido al fenómeno indicado, la escorrentía puede llegar al 25 % de la precipitación. Investigaciones recientes sobre este tema, sobre todo en cuanto se refiere a su efecto en la percolación y en la escorrentía, se pueden encontrar en Mualen y Assouline (1996).

Por otro lado, la variabilidad espacial de la infiltración y de la humedad del suelo, es de suma importancia en zonas áridas y semiáridas debido a que son factores determinantes de la relación precipitación-escorrentía, de la erosión, y del transporte de sustancias disueltas, ya sea a nivel de parcela o a nivel de cuenca. La variabilidad espacial de la infiltración no solo es debido a la variabilidad espacial de las propiedades del suelo sino a la variabilidad de la precipitación. Nielsen y otros (1973) estudiaron la variabilidad de la infiltración y de la conductividad hidráulica en una zona árida de California donde la precipitación anual fluctúa entre los 120 a 250 mm por año. El área de estudio fue de 150 Ha de superficie donde se colocaron 20 parcelas cuadradas de 6.5 m de lado. Aunque el tipo de suelo en el área era bastante uniforme, la tasa de infiltración permanente varió considerablemente de una parcela a otra. Así mismo, la infiltración varió entre 0.5 y 45.7 cm/día y la conductividad hidráulica permanente varió entre 0.1 a 100 cm/día. El estudio concluye entre otras que la variación de la humedad del suelo tanto con la profundidad desde la superficie del terreno como con la distancia a través de la superficie del terreno, se puede aproximar mediante la distribución normal, mientras que la variación de la conductividad hidráulica con la distribución log-normal.

Numerosos estudios realizados en campos y parcelas de zonas semiáridas y subhúmedas han confirmado y ampliado las conclusiones de Nielsen

y otros referidos anteriormente, utilizando métodos geoestadísticos más sofisticados basados en semi-variogramas y kriging (por ejemplo, ver Greenholtz y otros, 1988; Loague y Gander, 1990), y métodos basados en conceptos fractales y de auto-similitud (scaling) (Rodríguez-Iturbe y otros, 1995; Dubayah y Wood, 1996; Meng y otros, 1996). Por ejemplo, los estudios hechos por Greenholtz y otros indican una dependencia espacial que varía entre 2-49 m para el contenido de humedad del suelo, 4-60 m para la tensión del agua en el suelo, y 5-35 m para el logaritmo de la conductividad hidráulica saturada. Así mismo, los estudios de Loague y Gander indican una dependencia espacial entre 2-20 m para la infiltración permanente. Sin embargo, la aplicación práctica de los varios métodos mencionados todavía no está muy arraigada (Rawls y otros, 1993).

Rawls y otros (1993) hacen una revisión general de los principios fundamentales que gobiernan la infiltración y el movimiento de agua en el suelo teniendo en cuenta que estos dos procesos físicos están íntimamente relacionados. Ellos están basados en la conocida ley de Darcy para suelos saturados, y la de Buckingham para suelos no saturados, lo que combinadas con la ecuación de continuidad resultan en la ecuación de Richards. En general, estas ecuaciones están en función de la conductividad hidráulica no saturada excepto en las zonas saturadas del suelo en cuyo caso la conductividad hidráulica será la saturada. Para el caso en que la precipitación sea menor o igual que la conductividad hidráulica saturada toda la precipitación se infiltrará en el suelo sin generar escorrentía. En cambio, para intensidades mayores de precipitación, toda la precipitación se infiltrará en el suelo durante el inicio de la precipitación hasta que la superficie del suelo se sature. Este punto se llama el tiempo de inundación (ponding time). Después de este tiempo, la infiltración es menor que la intensidad de la precipitación y entonces comienza la escorrentía. Estas condiciones de contorno son necesarias para resolver la ecuación diferencial de Richards.

Cuando la superficie del terreno tiene pendiente, entonces la infiltración continúa aún después de que la precipitación termina debido al flujo superficial. En este caso las ecuaciones hidrodinámicas de flujo superficial deben resolverse conjuntamente con la ecuación de Richards (ver por ejemplo, Rovey y otros, 1974). Asimismo, varios estudios han demostrado el efecto de la variabilidad espacial de las propiedades del suelo. Por ejemplo, se ha demostrado (Smith y Herbert, 1979; Woolhiser y Goodrich, 1988) el efecto que la conductividad

hidráulica saturada K_s tiene sobre la escorrentía superficial Hortoniana en laderas. Además, recientemente Woolhiser y otros (1996) estudiaron el efecto de la variación de K_s a lo largo de la pendiente de una ladera (de manera que la parte superior tenga un K_s más pequeño que la parte inferior de la ladera) sobre la escorrentía superficial, así como el efecto de la concentración de la escorrentía en surcos (rills) sobre la infiltración después de que la precipitación ha cesado. Ellos demuestran que después de que la precipitación cesa, la concentración de flujo en los surcos y pequeños canales, y consecuentemente la reducción del área efectiva de infiltración, pueden afectar significativamente los volúmenes de escorrentía, los picos, y el tiempo al pico y que estos efectos son especialmente importantes para tormentas donde la escorrentía es una fracción pequeña de la precipitación y por lo tanto será más importante en zonas áridas y semiáridas que en zonas húmedas. Además hacen notar que el concepto de "Área Elemental Representativa" (AER) para escorrentía Hortoniana (la noción del AER es que para una cuenca más grande que el AER, la respuesta de la cuenca a la precipitación puede ser modelada transitando los componentes individuales de los AER) puede no ser aplicable sobre todo en cuencas de zonas áridas y semiáridas debido a que en estas cuencas, donde se generan las escorrentías Hortonianas, la conductividad hidráulica crece cuesta abajo. Por otro lado, Marco (1995) nota que en ríos de zonas áridas la infiltración no termina al pie de las laderas sino que continúa en el lecho de los ríos, y dependiendo del sitio, la cantidad de infiltración puede ser significativa.

Dado que la ecuación de Richards en su forma general no tiene una solución analítica explícita, se han desarrollado procedimientos numéricos para su solución basados en diferencias finitas o elementos finitos (ver por ejemplo Remson y otros, 1971; Ross, 1990). Sin embargo, para casos particulares existen algunas soluciones analíticas tal como la ecuación de Philip (Philip, 1969). Por otro lado, se han desarrollado ecuaciones empíricas y aproximadas para propósitos prácticos. Entre éstos, los métodos del Servicio de Conservación de Suelos (SCS) de los Estados Unidos, el método de Horton, y el de Green-Ampt son los más conocidos. El método SCS se basa en la ecuación (SCS, 1972) donde Q =escorrentía, P =precipitación, y S =retención máxima potencial después que comienza la es-

$$Q = \frac{(P - 0.2 S)^2}{P + 0.8 S}$$

correntía. Este último término depende del número de curva CN como sigue

$$S = (1000 / CN) - 10$$

donde CN varía entre 30 y 100 y S está en pulgadas, por lo tanto P y Q están en pulgadas. CN depende del tipo de suelo, tipo de cobertura vegetal, tratamiento, condición hidrológica, y condición antecedente de la escorrentía.

El SCS clasifica los suelos en cuatro grupos: el Grupo A tiene bajo potencial de escorrentía y una tasa alta de infiltración aún cuando está completamente húmedo, el Grupo B tiene una tasa moderada de infiltración cuando está húmedo completamente, el Grupo C tiene una tasa baja de infiltración cuando está húmedo, y el Grupo D tiene un potencial alto de escorrentía y una tasa baja de infiltración cuando está húmedo. El factor "tratamiento" se aplica a terrenos agrícolas y se refiere al efecto del manejo de la tierra (labranza, rotación, etc.) sobre CN y está en función del tipo de cobertura vegetal y de la condición hidrológica. El factor "condición hidrológica" se refiere a los efectos del tipo de cobertura vegetal y tratamiento sobre la infiltración y la escorrentía y generalmente se estima a partir de la densidad de plantas y la cobertura de los residuos en muestras del terreno. Una buena condición hidrológica significa que el suelo normalmente tiene un bajo potencial de escorrentía para el tipo de suelo, tipo de cobertura, y tratamiento considerados. El factor "condición antecedente de escorrentía" es un índice del potencial de escorrentía para una tormenta determinada y trata de incorporar el efecto de tormentas precedentes en CN . La Tabla 3 da valores de CN para zonas áridas y semiáridas.

Evaporación y evapotranspiración

La evaporación de embalses y de conductos con superficies libres de agua tales como canales, la evaporación de suelos desnudos, y la evapotranspiración de áreas con vegetación, son elementos importantes en el balance hidrológico de zonas áridas y semiáridas. Mediciones de la evaporación en embalses en estas zonas se han realizado en varias partes del mundo. Por ejemplo, los estudios de evaporación en el Embalse Mead, que está en la parte noroeste del Estado de Arizona y parte suroeste del Estado de Nevada, en los Estados Unidos de América, una zona típicamente árida, con un promedio aproximado de 125 mm de precipitación anual, dan un promedio anual aproximado de 1,780 mm de

Tabla 3. Valores de CN para tierras áridas y semiáridas (SCS, 1972)

Tipo de Cobertura Vegetal	Condición Hidrológica	Grupo de Suelos			
		A	B	C	D
Herbáceo: mezcla de césped, hierba, y maleza (en menos proporción)	Mala		80	87	93
	Regular		71	81	89
	Buena		62	74	85
Roble-álamo: roble de montaña, álamo, arce, caoba de montaña, otras malezas	Mala		66	74	79
	Regular		48	57	63
	Buena		30	41	48
Junipero, piñón, hierba	Mala		75	85	89
	Regular		58	73	80
	Buena		41	61	71
Artemisa con hierba	Mala		67	80	85
	Regular		51	63	70
	Buena		35	47	55
Arbustos de desierto: palo verde, mezquite, cactus, creosota	Mala	63	77	85	88
	Regular	55	72	81	86
	Buena	49	68	79	84

evaporación (en el período 1936-1949). Este valor es aproximadamente 27% mayor que la evaporación anual medida en el Embalse Hefner que está ubicado en el Estado de Oklahoma, una zona subhúmeda de los Estados Unidos. Así mismo, la evaporación anual medida en un evaporímetro Clase A del Servicio Meteorológico de los Estados Unidos) en el Embalse Mead fue de 3,050 mm aproximadamente, dando un coeficiente de tanque evaporimétrico de 0.58. Follansbe (1934) da, para embalses ubicados en zonas áridas y semiáridas del suroeste de los Estados Unidos, valores de evaporación entre 1,525 y 1,780 mm/año. Por otro lado, se ha estimado que la evaporación media anual en embalses no profundos en zonas áridas y semiáridas de los Estados Unidos ubicadas entre las latitudes 30°N y 42°N varían entre 1,000 y 2,000 mm/año. El coeficiente de tanque en esta misma zona varía entre 0.60 y 0.72. Por comparación, en zonas húmedas, para las mismas latitudes, la evaporación varía entre 750 y 1,300 mm/año y el coeficiente de tanque entre 0.70 y 0.77 (Linsley y otros, 1982).

En zonas áridas y semiáridas una buena parte del agua que llega a la superficie de tierras desnudas se pierde por evaporación desde la superficie del suelo. Frecuentemente la pérdida por evaporación del suelo puede ser del orden del 50% de la precipitación anual (Slatyer y Mabbutt, 1964). Experimentos realizados por Philip (1957) y Slatyer (1961) teniendo inicialmente el suelo saturado, demostraron que la tasa de evaporación del suelo dis-

minuye al disminuir la humedad del suelo (al secarse) debido a que el vapor de agua existente en los intersticios del suelo hace que la gradiente de presión de vapor de agua disminuya y por lo tanto disminuya la evaporación. En zonas áridas, debido a que la precipitación es esporádica y de poca duración y con prolongados períodos secos, las precipitaciones de baja intensidad generalmente se evaporan a una tasa alta de evaporación pues el agua no penetra a capas profundas del suelo y por lo tanto el efecto del vapor de agua en el suelo es menor. Así mismo, debido a que en zonas áridas el suelo se enfría mucho durante la noche, existe un movimiento del vapor de agua hacia la superficie del suelo donde se puede condensar (el rocío típico de las mañanas) y evaporar al salir el sol en la mañana. Después, a medida que se calienta el suelo en la mañana, y dado que la transferencia de calor es desde la superficie hacia abajo, existe un movimiento de agua hacia abajo que trata de reducir la evaporación. Este fenómeno también se hace evidente durante el transcurso del año, por ejemplo en la primavera y al comenzar el verano donde hay mayor transferencia de calor de la superficie del suelo hacia abajo y en el otoño y al comenzar el invierno cuando la transferencia de calor es de abajo hacia la superficie del suelo.

La evapotranspiración, que comprende la evaporación del suelo y la transpiración de la planta, generalmente es menor que la evaporación de suelo desnudo por unidad de área de terreno y bajo condi-

ciones climáticas comparables. Esto se debe al efecto de la sombra que produce la planta, que reduce la radiación incidente sobre el suelo, reduce la transferencia de calor en el suelo (de la superficie hacia abajo o de abajo hacia la superficie como se describió anteriormente) y debido a que la planta reduce el efecto del viento. Plantas nativas de zonas áridas que crecen solo con el agua de la precipitación generalmente se adaptan a la reducida cantidad de agua y a períodos largos secos, por lo tanto, a períodos largos de “stress” hídrico. Durante estos períodos la evapotranspiración decrece a medida que el “stress” aumenta. Las plantas de zonas áridas se adaptan al medio reduciendo la apertura de las estomas y reduciendo el tiempo de apertura diaria durante los períodos secos o sea reduciendo la transpiración. También se ha observado que las plantas en zonas áridas pueden absorber la humedad del suelo aun cuando ellas esten por debajo del punto de marchitez (Slatyer y Mabbutt, 1964). Por otro lado, el agua que toman las plantas freatofílicas (phreatophytes) de los ríos y de los acuíferos, puede ser una pérdida de agua importante en zonas áridas y semiáridas. Por ejemplo, Robinson (1952) encontró que en el oeste de los Estados Unidos de América la transpiración por dichas plantas puede ser del orden de los 25,000 millones de m³. Se sabe que el área mas grande de pérdidas de agua son los pantanos del Sud en el sur de Sudan donde buena parte del caudal del Río Nilo (alrededor del 50%) se pierde por evaporación (Salas y otros, 1995).

Caudales en ríos

Características principales

El régimen de los caudales en ríos en zonas áridas y semiáridas, e incluso en zonas hiperáridas, depende del tamaño de los ríos y de la ubicación de ellos con respecto a las fuentes de precipitación y en algunos casos con respecto a fuentes de agua subterránea. Generalmente los ríos de cuencas pequeñas son ríos efímeros que tienen agua solo cuando hay precipitación o durante la “época de lluvias” y sin contribución del agua subterránea por ser ésta inexistente o encontrarse en estratos profundos. En zonas generalmente semiáridas, los ríos pueden tener un régimen intermitente cuando estan conectados con acuíferos superficiales cuyo nivel freático puede fluctuar dependiendo de la época del año, del uso del agua subterránea, y del flujo de retorno sobre todo cuando hay áreas importantes bajo riego. Este es un caso típico en varias cuencas del Estado de Colorado en Estados Unidos de América. Además en algunos casos estos ríos pueden

cambiar su régimen de río intermitente a río perenne. Un ejemplo es el Río South Plate que pasa por Denver, Colorado que hace varias decadas tenía un régimen intermitente pero actualmente su régimen es mas bien perenne justamente por efecto del flujo de retorno de grandes sistemas de riego y por efecto de la regulación superficial. Por otro lado, ríos en cuencas grandes ya sea en zonas áridas o semiáridas e incluso en zonas hiperáridas, pueden tener un régimen perenne cuando el agua proviene de zonas mas bien húmedas donde la precipitación excede a la evapotranspiración potencial como es el caso del Río Colorado en el oeste de Estados Unidos que tiene su origen en las montañas rocosas con gran precipitación durante la segunda parte del otoño, en el invierno, y a principio de la primavera. Otro ejemplo es el caso del Río Nilo en Africa que tiene como fuentes principales la cuenca del Lago Victoria y otros lagos de la zona ecuatorial del Africa y sobre todo en el lado oriental en Eritrea y Etiopia donde se generan grandes precipitaciones.

Una característica notoria e intrínseca del caudal (o volumen) anual de ríos en zonas áridas y semiáridas es su gran variabilidad temporal. Por ejemplo, el coeficiente de variación η de las descargas anuales del Río Brazos en Texas, que está ubicado en una zona semiárida de los Estados Unidos de Norteamérica, es de 0.66, mientras que $\eta=0.37$ para el Río Pascagoula en Mississippi, que está en una zona húmeda (Riggs y Harvey, 1990). Basado en en análisis de descargas anuales de 70 ríos de zonas áridas y semiáridas de varias partes del mundo, McMahon (1979) encontró que η llega hasta 2.5 con un promedio de 0.99. Para ríos en regiones específicas da los siguientes rangos: Norteamérica, 0.25-1.5; Mediterráneo Oriental, 0.75-2.5; y Australia, 0.5-2.0. Estos resultados deben tomarse con cautela por cuanto la longitud de las series utilizadas por McMahon (1979) no fueron largas (por ejemplo, el promedio para Norteamérica fue 26). Estudios mas recientes realizados tambien por McMahon (1992), indican que tanto para climas áridos como para subtropicales, el rango de variación del coeficiente de variación es similar, pero es marcadamente diferente al de los otros climas.

El coeficiente de sesgo γ es otra característica importante de los caudales anuales de zonas áridas. Este llega hasta 4.5 con un promedio de 1.8, que es mucho mayor que para zonas húmedas (McMahon, 1979). Para regiones específicas McMahon da los siguientes rangos: Norteamérica, 0-3.5; Mediterráneo Oriental, 1.0-4.5; y Australia, 1.0-4.0. Además, estudios recientes de McMahon (1992) confirman

que en general, para ríos de zonas áridas y semiáridas, el sesgo es mucho mayor que para las otras zonas climáticas.

El coeficiente de autocorrelación de retardo 1, ρ_1 , da una medida del grado de persistencia de una serie y es otra característica estadística importante de los caudales anuales. El promedio basado en el análisis de McMahon (1979) para ríos de zonas áridas y semiáridas, da un valor de 0.03 comparado a 0.15 para ríos en distintas zonas (Yevjevich, 1963). Este valor indica que las secuencias de descargas anuales son prácticamente aleatorias o sea sin persistencia, debido a la inexistencia o al efecto insignificante del agua subterránea. Sin embargo, estudios recientes de McMahon (1992) indican lo contrario. Basado en datos de 87 ríos en zonas áridas y semiáridas, él encuentra un promedio de 0.13 mientras que para 974 ríos en todas las zonas da un promedio de 0.10. Nuevamente, los resultados de las diferentes estadísticas mencionadas anteriormente solo dan una idea del orden de magnitud de éstas en forma global. Estadísticas para un río determinado en zonas áridas y semiáridas pueden ser muy distintas dependiendo del tamaño de la cuenca, de factores geológicos, y de su posición respecto a almacenamientos de agua superficiales o subterráneos tales como la presencia de lagunas y embalses, glaciares, y acuíferos. Mas adelante, veremos que la serie de descargas anuales en ríos de zonas semiáridas y áridas podrían tener características aún mas complejas.

La periodicidad, debida al ciclo anual de la rotación de la tierra, es otra característica importante de las descargas de los ríos en zonas áridas y semiáridas. Por ejemplo, los caudales de los ríos en la zona mediterránea tienen una componente periódica importante lo que quiere decir que una buena parte de la descarga total anual esta concentrada en pocos meses del año. Los ríos en las zonas áridas y semiáridas de Norteamérica y Australia en general son menos periódicos que aquellos en zonas mediterráneas pero aún así tienen una periodicidad bien marcada. Sin embargo, ríos dentro de una misma zona climática, e incluso bastante cercano el uno al otro, pueden tener diferencias notables de periodicidad por otros efectos como son los geológicos y los topográficos (Riggs y Harvey, 1990). Un ejemplo, es la diferencia significativa de la variación mensual del porcentaje anual de caudales de los ríos Cherry Creek y Bear Creek, ambos tributarios del South Plate cerca a Denver, Colorado. Ambos pertenecen a un clima semiárido, pero por diferencias topográficas y climáticas locales, la periodicidad

se manifiesta en forma distinta. El río Bear Creek tiene su cabecera de cuenca a unos 3,000 m en las montañas rocosas y baja unos 1,500 m antes de juntarse con el South Plate. En cambio, el río Cherry Creek es un río de llanura que está al este de las montañas rocosas donde la temperatura es mayor, la precipitación es menor, y donde las tormentas convectivas de verano son mas comunes (Riggs y Harvey, 1990).

Como ya se ha explicado, la periodicidad de las descargas se manifiesta cuando aquéllas están definidas para intervalos de tiempo menores que el año, tales como descargas mensuales, semanales, o diarias. Por ejemplo, comparemos las series de descargas mensuales del río Little Colorado River en dos estaciones. Una, aguas arriba del Río Zuni cerca a Hunt (1) y la otra en Woodruff (2). La estación 2 está aguas abajo de la estación 1 y tiene un área de drenaje de aproximadamente el doble. Primeramente, las descargas mensuales en ambas estaciones son intermitentes, pero la intermitencia en la estación 2 es mucho menos notoria o marcada que en la 1. Esto se explica por que la estación 2, estando aguas abajo, recibe la contribución de otros tributarios. Por otro lado, existe una clara periodicidad tanto en la media como en la desviación estandar (de las descargas mensuales). Las desviaciones estandar son generalmente mayores que las medias o sea que los coeficientes de variación son mayores que uno, característica que es típica de ríos en zonas áridas y semiáridas en contraste a valores menores que uno que son típicos de las zonas húmedas. Así mismo, el coeficiente de sesgo y la correlación mes a mes también tienen características periódicas aunque con rasgos diferentes. Los coeficientes de sesgo mensuales pueden variar bastante. Por ejemplo, para las dos estaciones mencionadas este coeficiente varia entre 1 y 5.5. Sin embargo, no son raros los coeficientes de sesgo que llegan a 10 o más para zonas áridas.

Además, eventos extremos tales como sequías e inundaciones, tienen características especiales en ríos de zonas áridas y semiáridas. De hecho en ríos con descargas mensuales intermitentes, las sequías pueden definirse como aquellos períodos en que el río se seca y la sequía crítica sería el período seco mas largo en el registro histórico. Por otro lado, las sequías pueden definirse en base a un umbral que puede ser una fracción de la media (Yevjevich, 1967). Así mismo, dado que los ríos de zonas áridas y semiáridas tienen caudales de una gran variabilidad, ellos son susceptibles a tener descargas altas o bajas repentinamente. Aun mas,

dado que los coeficientes de sesgo son positivos y altos, entonces más fácilmente pueden ocurrir descargas extremas altas que pueden ser de varios ordenes de magnitud mayores que el promedio. Al mismo tiempo, dado que el coeficiente de autocorrelación (de descargas anuales) es bajo o inexistente, como se mencionó anteriormente, implica que en estos ríos no deberían ocurrir sequías largas, por lo menos en comparación con aquellos que se dan en ríos de zona húmedas, pues en estos ríos los coeficientes de autocorrelación generalmente son mayores. Sin embargo, en muchos casos puede ocurrir lo contrario, lo que muestra que deben existir otros factores que sean los causantes de sequías extremas en zonas áridas y semiáridas, como se argumenta mas adelante.

Las descargas máximas en ríos de zonas áridas y semiáridas también tienen características especiales. McMahon (1979), basado en records de 70 ríos de zonas áridas y semiáridas, encontró que las medias de descargas máximas anuales se relacionan con el área de la cuenca de manera que a mayor área, menor es el valor de la media. Así mismo, McMahon nota que dicha relación es mucho mas marcada que aquella correspondiente a zonas no áridas. El coeficiente de variación de los logaritmos de los caudales máximos anuales varía en los rangos 0.1-0.5 para Norteamérica, 0.3-1.0 para Australia, y 0.5-1.2 para el Mediterráneo Oriental, que son valores mayores que el rango 0.1-0.4 generalmente aceptado para zonas húmedas. Además, la media de los coeficientes de sesgo da 0.37 para Norteamérica, -0.89 para Australia, y -1.6 para el Mediterráneo oriental. Nuevamente estos resultados deben tomarse con cautela pues, por ejemplo para Norteamérica, cálculos efectuados por la U.S. Geological Survey (1982) indican que para la zona árida y semiárida el coeficiente de sesgo generalizado varía entre -0.3 a 0.0 (excepto en una zona relativamente pequeña de los Grandes Llanos que varía entre 0 y 0.6). En contraste para la zona no árida de los Estados Unidos los valores fluctúan entre -0.4 y 0.7.

Justamente como consecuencia de las propiedades estadísticas típicas de caudales máximos en ríos de zonas áridas y semiáridas tales como los coeficientes de variación y de sesgo, un aspecto distintivo de las descargas máximas anuales en estos ríos es su propensión a producir eventos extraordinarios. Un caso muy citado en los Estados Unidos de América es el del Río Pecos en Texas, río ubicado en una zona semiárida. La serie de descargas máximas anuales del Río Pecos cerca a Langtry en

el período 1901-1999 tiene una gran variabilidad con descargas máximas anuales muy pequeñas por debajo de 100 m³/s hasta muy grandes por encima de 3,000 m³/s. El record de 99 años es según los criterios hidrológicos un record bastante largo o por lo menos lo "suficientemente largo". Sin embargo, en ese período ocurrieron dos avenidas que sobrepasaron los 15,000 m³/s. Ejemplos de eventos extraordinarios ocurridos en la región mediterránea de España se documentan en la tesis de doctorado de Frances (1993) y en Marco (1995). Como es de esperarse eventos extraordinarios como los arriba indicados tienen implicaciones importantes en el análisis de frecuencia de los caudales máximos.

Modelos matemáticos de caudales

Los modelos matemáticos de caudales medios (o volúmenes) en zonas áridas y semiáridas dependen del régimen del río y de la escala de tiempo. Por ejemplo, si los caudales anuales no son intermitentes, entonces los modelos estocásticos comúnmente utilizados para ríos de zonas húmedas, tales como los autoregresivos con medias móviles (ARMA) o los gamma autoregresivos (GAR) pueden ser aplicados (Salas, 1993). En cambio los modelos producto son los mas adecuados para caudales intermitentes. Un ejemplo de modelo producto es:

$$Y_t = B_t Z_t$$

donde Y_t representa la descarga intermitente anual, B_t es una variable discreta correlacionada (por ejemplo, B_t puede ser un proceso 0,1 Bernoulli dependiente), y Z_t es una variable continua autocorrelacionada (por ejemplo, Z_t puede ser un proceso AR de orden 1).

Igualmente, caudales estacionales, mensuales, o semanales, pueden ser o no ser intermitentes. Nuevamente, en caso de caudales no intermitentes, modelos tipo PARMA (Salas y otros, 1980) o tipo PGAR (Fernandez y Salas, 1986) pueden ser aplicables. En cambio, para caudales intermitentes los modelos producto periódicos y autocorrelacionados son los mas apropiados. Estos modelos tienen la misma forma que el anterior excepto que sus componentes son periódicos. Las propiedades de tales modelos, la estimación de parámetros, así como aplicaciones para simular caudales mensuales intermitentes en zonas áridas y semiáridas se pueden ver en Chebaane y otros (1992, 1995). Sin embargo, este tipo de modelos no han sido aplicados para caudales diarios y horarios. En estos casos,

podrían utilizarse modelos producto estacionarios, como el indicado arriba, pero estimando diferentes parámetros para diferentes estaciones del año. Este modo de modelación y aplicación tiene la desventaja de no mantener la correlación entre el último día de una determinada estación con el primer día de la estación siguiente. Alternativamente se podrían utilizar los modelos denominados "shot noise" (Weiss, 1977) siguiendo el procedimiento de estimación de parámetros estación por estación como se sugiere arriba. Además, la simulación estocástica de caudales mensuales (o de períodos más cortos de tiempo) intermitentes en varios sitios simultáneamente, es más compleja. Tal es el caso del sistema del Río Nilo, donde hay sitios con caudales intermitentes y sitios con caudales no intermitentes. Estos casos requieren de modelos multivariados.

Agua subterránea

El agua subterránea, ya sea freática o artesisiana puede ser un factor importante en zonas áridas y semiáridas no solo desde el punto de vista del balance hidrológico sino también desde el punto de vista práctico, dado que puede ser una fuente de agua que sirva para suplementar el suministro de otras fuentes o algunas veces puede ser la fuente principal de agua de la zona. En zonas semiáridas, el origen del agua subterránea puede ser la infiltración de la precipitación en la cuenca, la infiltración de los ríos y canales, la infiltración del agua de sistemas de riego, y el aporte que puede provenir de otras cuencas. Un ejemplo es el agua subterránea freática de la zona semiárida del este del Estado de Colorado. En zonas áridas el aporte de las infiltraciones de la precipitación en la cuenca generalmente es pobre o inexistente. Dependiendo del lugar, en algunos casos, la infiltración del agua que discurre en los ríos durante lluvias de gran intensidad puede ser importante (Marco, 1995). Generalmente, la recarga principal del agua subterránea de zonas áridas proviene de áreas húmedas, que pueden ser las partes altas o montañas vecinas donde existe mayor precipitación. Ejemplos son las Montañas Atlas del Norte de África que alimentan las áreas bajas del Sahara, o el caso del lado occidental de la Cordillera de los Andes que alimenta los acuíferos de la costa peruana. Así mismo, el agua artesisiana puede ser una fuente importante de agua en muchas zonas áridas y semiáridas y puede tener origen antiguo o reciente. Un problema común del uso del agua subterránea es su sobreexplotación y minado como ocurre con el acuífero Ogallala de los Grandes Llanos de los Estados Unidos. En el lado noroeste de Texas (llano alto de Texas) se estima que la

recarga anual es solo de 5 mm/año lo que representa aproximadamente el 0.1% del almacenamiento en el Ogallala de Texas. Esta recarga es insignificante, sobre todo si se tiene en cuenta que el bombeo anual del acuífero se estima entre 1.2% al 2% del almacenamiento o sea de 12 a 20 veces más que la recarga natural. Como consecuencia el nivel del agua subterránea baja continuamente, lo que conlleva la pérdida de eficiencia del bombeo y por consiguiente mayores gastos de energía. La sobreexplotación de los acuíferos es común en zonas áridas y semiáridas (El-Ashry y Gibbons, 1988).

MODELAMIENTO MATEMÁTICO DE CUENCAS

Si bien es cierto que existen modelos matemáticos para representar cada uno de los componentes del ciclo hidrológico de cuencas, también existen modelos matemáticos para representar todo el ciclo hidrológico de la cuenca en su conjunto. O sea modelos que representen todos los flujos de entrada y salida a la cuenca (por ejemplo precipitación, escorrentía, etc.), su interacción y evolución con el tiempo, así como su almacenamiento y su variación en los diferentes volúmenes de control que se consideren (por ejemplo, el almacenamiento superficial, del suelo, etc.). La modelación matemática de cuencas puede ser un problema complejo o sencillo dependiendo de la escala de tiempo considerada, la escala espacial, y el propósito de ella. Esto es cierto ya sea en cuencas en zonas áridas o no áridas. En general, la modelación matemática de cuencas a escalas de tiempo grandes, por ejemplo a nivel mensual o estacional, es más sencilla que para escalas pequeñas como días u horas. Para una misma escala de tiempo, la modelación para una cuenca pequeña es más sencilla que para una grande.

En la década del 50 (ver por ejemplo, Rockwood, 1958) aparecieron los primeros conceptos y modelos matemáticos de cuencas. Desde entonces se han desarrollado modelos más sofisticados con la intención de mejorar su precisión y su rango de aplicación. Para ello se han aprovechado nuevos conceptos físico-matemáticos, nuevos conceptos hidrológicos y climáticos, nuevas técnicas de computación electrónica, y avances en el manejo de datos espaciales (tales como datos geomorfológicos a través de modelos de elevación digital, datos de vegetación y datos de tipos de suelos) mediante sistemas de información geográfica (SIG). Es así que a lo largo de casi 5 décadas han aparecido modelos que se pueden clasificar en dos grandes categorías: modelos continuos y modelos de eventos. Los primeros permiten calcular la secuencia de caudales

(y generalmente todos los demás procesos hidrológicos involucrados) por períodos largos de tiempo teniendo en cuenta la recuperación de la humedad del suelo después del cese de la precipitación, mientras que los segundos modelan los procesos hidrológicos solo para un determinado evento de precipitación-escorrentía dada las condiciones iniciales de la humedad del suelo. Desde otro punto de vista, los modelos de cuencas podrían también clasificarse como modelos globales (lumped) o distribuidos. Los primeros generalmente consideran la totalidad de la cuenca, los procesos hidrológicos (tales como la precipitación y evaporación) se consideran como valores promedios para toda la cuenca, y la función de respuesta es única para toda la cuenca. En cambio, los modelos distribuidos permiten subdividir la cuenca ya sea en subcuencas o áreas contribuyentes y a su vez cada área puede responder de forma distinta.

Combinando criterios entonces se tienen modelos globales continuos o modelos distribuidos continuos, y modelos globales de eventos y modelos distribuidos de eventos. En general, para cuencas áridas o semiáridas los modelos distribuidos, ya sean continuos o de eventos, son más flexibles y más útiles. Si el objetivo es simular caudales por períodos largos de tiempo, entonces los modelos distribuidos continuos son indispensables, ya que estas cuencas generalmente están constituidas por ríos con caudal perenne y ríos con caudal intermitente. En cambio, si el objetivo es simular caudales para eventos específicos (por ejemplo, para tormentas de diseño) entonces los modelos distribuidos de eventos serán los apropiados. Un ejemplo de modelo distribuido continuo es el modelo del Servicio de Investigaciones Geológicas de los Estados Unidos (U.S. Geological Survey) llamado PRMS, "Precipitation-Runoff Modeling System" (Leavesley y otros, 1983). Un ejemplo de modelo distribuido de eventos es el modelo del Servicio de Investigaciones para la Agricultura de los Estados Unidos (Agriculture Research Service, ARS) llamado KINEROS, "Kinematic Runoff and Erosion Model" (Woolhiser y otros, 1990). Naturalmente, ambos modelos pueden usarse como modelos globales. Los modelos arriba mencionados, simulan caudales a nivel horario y diario (PRMS) o a nivel de minutos (KINEROS). Sin embargo se pueden construir modelos más sencillos a escalas mayores de tiempo, por ejemplo a nivel mensual, cuando se requieren simulaciones de caudales mensuales, estacionales, o anuales, que sirvan ya sea para determinar el tamaño de embalses, para evaluar reglas de operación de embalses ya construidos, para ana-

lizar períodos de déficit y sequías, o para propósitos de balance hidrológico ya sea a nivel mensual o a más largo plazo.

CAMBIOS CLIMÁTICOS EN ZONAS ÁRIDAS Y SEMIÁRIDAS

Durante los últimos años se ha observado una mayor inquietud e interés tanto de parte de los climatólogos, de los hidrólogos, como del público en general sobre los cambios climáticos, sobre como definirlos, como explicarlos, como medir sus impactos y consecuencias, y como afrontarlos. En el caso de zonas áridas y semiáridas el interés es aún más especial por ser éstas más susceptibles y más vulnerables a los cambios eventuales del clima. La variabilidad climática puede manifestarse de varias maneras y puede originarse por diferentes causas como se discute en el debate científico internacional. Aquí simplemente nos referiremos a algunas evidencias empíricas de cambios climáticos que se manifiestan en procesos hidrológicos tales como caudales en ríos, niveles de embalses, y precipitación en varias partes del globo terrestre que están ubicadas en zonas áridas y semiáridas. Asimismo, revisaremos algunas hipótesis que explicarían dichos cambios, y discutiremos las implicaciones y consecuencias de ellos en el análisis y síntesis de los datos hidrológicos.

Un caso analizado y estudiado frecuentemente es el del Río Nilo en África. La serie de caudales anuales del Río Nilo en la estación Wadihalfa para el período 1870-1999 muestra que aproximadamente los caudales de los últimos 30 años del siglo XIX son mayores que aquellos del siglo XX. O sea, se presenta un cambio notable (o salto negativo) en la media. Aún cuando ha existido bastante controversia sobre la causa de tal cambio, todo parece indicar que la causa fundamental de mayores descargas en ese período fueron causas climáticas (Lamb, 1965). Otro caso ocurrido en esa misma zona que causó cambios notables en los niveles de los lagos ecuatoriales en el África y consecuentemente en los caudales del Nilo Blanco fue la del año 1961, en este caso fue un salto positivo (Salas y Boes, 1980). Así mismo, el caso del Río Colorado en la zona semiárida de los Estados Unidos es otro bastante estudiado. Los caudales de este río en la estación Lee Ferry también presentan un salto negativo significativo alrededor del año 1930, o sea que los caudales antes del 30 son significativamente mayores en promedio que aquellos después del 30.

Otro caso es la serie de precipitación estandarizada para la región del Sahel en África calculada

por UNEP (1992). Ella muestra saltos positivos y negativos que persisten por periodos largos de tiempo. Además el mismo atlas de UNEP da otros ejemplos al noreste de Brasil y al norte de China con variaciones parecidas. Por otro lado, hay numerosos ejemplos de descargas máximas anuales también con cambios en forma de saltos. Por ejemplo Klemes (1987) cita el caso del Río Red en Emerson, Manitoba donde aproximadamente el período 1920-1945 es muy diferente al período 1946-1980.

En los últimos años se han dado varias teorías que podrían explicar los fenómenos de saltos bruscos referidos anteriormente. Por ejemplo, Salas y Boes (1980) argumentan que varios de estos fenómenos de saltos bruscos podrían estar asociados con fenómenos climáticos de gran escala como El Niño y los cambios de la zona de convergencia intertropical. Argumentos similares los analiza Hirschboeck (1990). Estudios recientes de Eltahir (1996) indican la relación entre El Niño y la variabilidad de los caudales del Nilo; Redmond y Koch (1991) documentan la relación de las oscilaciones climáticas como ENSO (El Niño-Southern Oscillation) con la precipitación y las descargas en el oeste de los Estados Unidos; y Piechota y Dracup (1996) demuestran la relación existente entre ENSO y las sequías que ocurren en varias partes de los Estados Unidos incluyendo las zonas áridas y semiáridas. Por otro lado, se argumenta la posibilidad de que los sistemas atmosféricos siendo sistemas dinámicos rígidos por ecuaciones no lineales puedan producir oscilaciones caóticas (Lorenz, 1990) lo que explicaría los saltos erráticos observados.

Desde el punto de vista práctico hidrológico, cualquiera que sea la explicación de los saltos bruscos observados en varias zonas áridas y semiáridas, el solo hecho de admitir de que ellos son productos de los cambios climáticos y no productos de intervención humana, tendría implicaciones importantes en el análisis y síntesis hidrológicos. Por ejemplo, si los cambios bruscos son una característica de la serie de descargas máximas anuales para un río determinado entonces dicha serie no sería estacionaria (al menos localmente) y por lo tanto, los conceptos de período de retorno y de probabilidad de excedencia en que se basan los diseños de obras hidráulicas no serían los mas apropiados. Además en el caso de las sequías, las implicaciones también serían importantes por cuanto uno tendría que cambiar la definición clásica de la sequías basadas en un determinado umbral o demanda. Una posibili-

dad de simular procesos hidrológicos complejos que presentan cambios bruscos como los mencionados anteriormente, es mediante el modelo de niveles variables (Shifting Level Process) sugerido por Salas y Boes (1980). El concepto de modelar con niveles variables fue utilizado recientemente con éxito para simular los suministros netos de agua a los Grandes Lagos de los Estados Unidos y Canada. Por las razones expuestas anteriormente, estos conceptos y modelos podrían ser útiles en zonas áridas y semiáridas.

COMENTARIO FINAL

Para terminar pienso que la hidrología de zonas áridas y semiáridas es un tema de suma importancia, tanto a nivel nacional como internacional, debido a que estas zonas cubren extensiones amplias del globo terrestre, su población crece y por consiguiente crece la demanda de agua que de hecho es ya escasa, y son generalmente mas susceptibles y vulnerables a la variabilidad del clima y al efecto antropogénico.

A los largo de los años se ha avanzado bastante en la identificación, descripción, y evaluación de las zonas áridas y semiáridas. Esto ha sido consecuencia a su vez de los avances obtenidos en el conocimiento del clima, de la hidrología, la hidráulica fluvial, la geomorfología, y los avances tecnológicos de cómputo electrónico y analisis de información espacial, y las nuevas técnicas de telemetría. Es necesario que este esfuerzo continúe debido a que las zonas áridas y semiáridas son áreas dinámicas, son consecuencia de la evolución natural y variabilidad del clima y del impacto que la población ejerce en ellas, y por lo tanto es necesario darles un seguimiento permanente. Los avances en cada una de las especialidades arriba indicadas contribuirán en una u otra medida a un mejor conocimiento de la dinámica de las zonas secas del globo terrestre.

También se ha avanzado bastante en el conocimiento de los procesos climáticos y atmosféricos, procesos hidrológicos, y procesos oceanográficos. El conocimiento de estos procesos y de sus interacciones son elementos fundamentales para una mejor descripción del ciclo hidrológico tanto a nivel de parcela, cuenca, regional, continental, o global. La descripción del ciclo hidrológico en las zonas áridas y semiáridas, es compleja debido a que los procesos fundamentales, tales como la precipitación y las descargas, son muy variables en el tiempo y en el espacio, son procesos intermitentes, es-

porádicos, pueden cambiar bruscamente en el tiempo, y muchas veces ocurren eventos extraordinarios. Estas características hacen que sean necesarios el desarrollo y la aplicación de modelos matemáticos más sofisticados que aquellos aplicables a zonas húmedas.

Para terminar, espero que se continúe el gran esfuerzo que se está realizando para tratar la hidrología en zonas áridas y semiáridas. Por supuesto, esto no sería posible sin la colaboración, de las varias instituciones nacionales e internacionales que tengan que ver, en una u otra forma, con el desarrollo y manejo de dichas zonas, así como con la investigación y educación que son necesarias para sostenerlas.

AGRADECIMIENTO

El autor agradece al profesor J.A. Ramirez y a la estudiante de doctorado Rosalia Rojas-Sanchez de Colorado State University por haber revisado el borrador de este artículo. También agradece la colaboración de los profesores E. Wohl, F. Smith, y T. McKee, y del Dr. L. Ahuja, ARS-USDA, por haber sugerido y proporcionado material necesario para la preparación de la conferencia y del artículo. Asimismo, se agradece a la U.S. National Science Foundation y a la Colorado Agricultural Experiment Station por financiar investigaciones realizadas por el autor relacionadas a la hidrología de zonas áridas y semiáridas.

REFERENCIAS

- Chin, E.H. (1977). *Modeling daily precipitation occurrence process with a Markov chain*. Water Resour. Res. 13(6), 949-956.
- Chebaane, M., Salas, J.D., y Boes, D.C. (1992). *Modeling of monthly intermittent streamflow processes*. Water Resources Papers, 105, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.
- Chebaane, M., Salas, J.D., y Boes, D.C. (1995). *Product periodic autoregressive processes for modeling intermittent monthly streamflows*. Water Resour. Res., 31(6), 1513-1518.
- Dubayah, R. y Wood, E.F. (1996). *Multiscaling analysis in distributed modeling and remote sensing: an application using soil moisture*. En From Scale in Remote Sensing and GIS, Editado por D.A. Quattrochi y M.F. Goodchild, CRC/Lewis Publ., Boca Raton, Florida.
- Eagleson, P.S. (1978). *Climate, soil and vegetation: 2. the distribution of annual precipitation derived from observed storm sequences*. Water Resour. Res., 14(5), 713-721.
- El-Ashry M.T. y Gibbons, D.C. (1988). *New water policies for the west*. En Water and Arid Lands of the Western United States, editado por M.T. El-Ashry y D.C. Gibbons, Cambridge University Press, Cambridge.
- Eltahir, E.A. (1996). *El Niño and the natural variability in the flow of the Nile River*. Water Resour. Res., 32(1), 131-137.
- Entekhabi, D., Rodriguez-Iturbe, I., y Eagleson, P.S. (1989). *Probabilistic representation of the temporal rainfall process by a modified Neyman-Scott rectangular pulse model: parameter estimation validation*. Water Resour. Res., 25(2), 295-302.
- Frances, F. (1991). *Utilización de la información histórica en el análisis regional de las avenidas*, tesis doctoral, Universidad Politécnica de Valencia, Valencia, España.
- Graf, W.L. (1990). *Definition of flood plains along arid-region rivers*. En Flood Geomorphology, editado por V.R. Baker y otros, J. Wiley, N. York.
- Greenholtz, D.E., Yeh, T.C.J., Nash, M.S.B., y Wierenga, P.J. (1988). *Geostatistical analysis of soil hydrologic properties in a field plot*. Jour. Contaminant Hydrology, 3, 227-250.
- Grove, A.T. (1977). *The geography of semi-arid lands*, Phil. Trans. R. Soc. London, B, 278, 457-475.
- Hirschboeck, K.K. (1990). *Flood hydroclimatology*. En Flood Geomorphology, editado por V.R. Baker, R.C. Kochel, y P.C. Patton, Wiley, N. York.
- Heathcote, R.L. (1983). *The arid lands: their use and abuse*, Longman, London.
- Hoogmoed W.B. and Stroosnijder, L. (1984). *Crust formation of sandy soils in the Sahel. I. rainfall and infiltration*. Soil Tillage Res., 4, 5-23.
- Islam, S., Bras, R.L, y Rodriguez-Iturbe, I. (1988). *Multidimensional modeling of cumulative rainfall: parameter estimation and model adequacy through a continuum of scales*. Water Resour. Res. 24(7), 985-992.
- Kavvas, M.L. and Delleur, J.W. (1981). *A stochastic cluster model of daily rainfall sequences*. Water Resour. Res., 17(4), 1151-1160.
- Katz, R.W. and Parlange, M.B. (1995). *Generalizations of chain-dependent processes: application to hourly precipitation*. Water Resour. Res. 31(5), 1331-1341.
- Klemes, V. (1987). *Empirical and causal models in hydrologic reliability analysis*. En Engineering Reliability and Risk in Water Resources, editado por L. Duckstein y E.J. Plate, NATO ASI Series E, N. 124, Martinus Nijhoff Publ., Dordrecht.
- Koepsell, R.W. and Valdes, J.B. (1991). *Multidimensional rainfall parameter estimation from a sparse network*. ASCE J. Hydraul. Eng., 117(7), 832-850.
- Lacewell, R.D. y Lee, J.G. (1988). *Land and water management issues: Texas High Plains*. En Water and Arid Lands of the Western United States, editado por M.E. El-Ashry y D.C. Gibbons, Cambridge University

- Press, Cambridge.
- Leavesley, G.H., Litchy, R.W., Troutman, B.M., y Saindon, L.G. (1983). *Precipitation-runoff modeling system: users manual*, U.S. Geological Survey Water Resources Investigations, Report 83-4238, 207 p.
- Linsley, R.K., Kohler, M.A., y Paulhus, J.L.H. (1982). *Hydrology for engineers*, McGraw-Hill Book Company, N. York.
- Loague, K. y Gander, G.A. (1990). *R-5 revisited 1. spatial variability of infiltration on a small rangeland catchment*. *Water Resour. Res.*, 26(5), 957-971.
- Lorenz, E.N. (1990). *Can chaos and intransitivity lead to interannual variability?*. *Tellus*, 42A, 378-389.
- Marco, J.B. (1995). *Hydrometeorological and hydraulic factors and problems related to floods in arid regions of Spain*. *US-Italy Research Workshop on the Hydrometeorology, Impacts, and Management of Extreme Floods*, Perugia, Italia, Nov. 13-17.
- Matthai, H.F. (1990). *Floods*. En *Surface Water Hydrology*, editado por M.G. Wolman y H.C. Riggs, The Geology of North America, Vol. 0-1, The Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- McMahon, T.A. (1979). *Hydrological characteristics of arid zones*. En *The Hydrology of Areas of Low Precipitation*, Proc. del Simposio de Camberra, IAHS, Publ. N. 128, p. 105-123.
- Meigs, P. (1952). *Arid and semiarid climatic types of the world*. *Proceedings, VIII General Assembly and XVII International Congress*, International Geographical Union, Washington D.C., p.135-138.
- Meigs, P. (1953). *World distribution of arid and semiarid homoclimates*. En *Arid Zone Hydrology*, UNESCO Arid Zone Research Series, 1: 203-209.
- Meng, H., Ramirez, J.A., Salas, J.D., y Ahuja, L.R. (1996). *On the scaling characteristics of infiltration process*. *American Geophysical Union*, Abstract, Fall Meeting en San Francisco.
- Mimikou, M. (1983). *Daily precipitation occurrences modeling with Markov chain of seasonal order*. *Hydrol. Sci. J.*, 28(2), 221-232.
- Mualen Y. y Assouline, S. (1996). *Soil sealing, infiltration and runoff*. En *Runoff, Infiltration and Subsurface flow in Arid and Semi-arid Regions*, Editado por A.S. Issar y S.D. Resnick, Kluwer Academic Publ., Boston.
- Nielsen, D.R., Biggar, J.W., y Erb, K.T. (1973). *Spatial variability of field-measured soil-water properties*. *Hilgardia*, 42(7), 215-259.
- Obeysekera, J.T.B., Tabios, G., and Salas, J.D. (1987). *On parameter estimation of temporal rainfall models*. *Water Resour. Res.* 23(10), 1837-1850.
- Osterkamp, W.R. y otros (1987). *Great plains*. En *Geomorphic Systems of North America*, editado por W.L. Graf, Centennial Special Vol. 2, Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- Page, J. (1984). *Arid lands*, Time-Life Books, Virginia.
- Piechota, T.C. y Dracup, J.A. (1996). *Drought and regional hydrologic variation in the United States: association with the El Niño-Southern oscillation*. *Water Resour. Res.*, 32(5), 1359-1373.
- Philip, J.R. (1957). *Evaporation and moisture and heat fields in the soil*. *J. Meteorology*, 14, 354-366.
- Ramirez, J.A. y Bras, R.L. (1985). *Conditional distributions of Neyman-Scott models for storm arrivals and their use in irrigation control*. *Water Resour. Res.*, 21(3), 317-330.
- Rawls, W.J., Ahuja, L.R., Brakensiek, D.L., y Shirmohammadi, A. (1993). *Infiltration and soil water movement*. En *Handbook of Hydrology*, edited by D.R. Maidment, Mc-Graw Hill Book Company, N. York.
- Redmond, K.T. y Koch, R.W. (1991). *Surface climate and streamflow variability in the Western United States and their relationship to large-scale circulation indices*. *Water Resour. Res.*, 27(9), 2381-2399.
- Riggs, H.C. y Harvey, K.D. (1990). *Temporal and spatial variability of streamflow*. En *Surface Water Hydrology*, editado por M.G. Wolman y H.C. Riggs, The Geology of North America, Vol. 0-1, The Geology Society of America Inc., Boulder, Colorado.
- Robinson, T.W. (1952). *Phreatophytes and their relation to water in Western United States*. *Trans. Am. Geophys. Union*, 33, 57-61.
- Rodriguez-Iturbe I., Gupta, V.K., y Waymire, E. (1984). *Scale consideration in the modeling of temporal rainfall*. *Water Resour. Res.*, 20(11), 1611-1619.
- Rodriguez-Iturbe, I. (1986). *Scale of fluctuations of rainfall models*. *Water Resour. Res.*, 22(9), 15S-37S.
- Rodriguez-Iturbe, I., Vogel, G.K., Rigon, R., Entekhabi, D., Castelli, F. y Rinaldo, A. (1995). *On the spatial organization of soil moisture fields*. *Geoph. Res. Letters*, 22(20), 2757-2760.
- Roesner, L.A. and Yevjevich, V. (1966). *Mathematical models for time series of monthly precipitation and monthly runoff*. *Hydrology Paper 15*, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.
- Roldan, J. and Woolhiser, D.A. (1982). *Stochastic daily precipitation models*. *Water Resour. Res.*, 18(5), 1451-1459.
- Rovey, E.W., Woolhiser, D.A., y Smith, R.E. (1977). *A distributed kinematic model of upland watersheds*. *Hydrology Paper 93*, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.
- Salas, J.D. y Boes, D.C. (1980). *Shifting level modelling of hydrologic series*. *Advances in Water Resources*, 3, 59-63.
- Salas, J.D., Saada, N., y Chung, C.H. (1995). *Stochastic modeling and simulation of the Nile River system monthly flows*. *Computing Hydrology Laboratory*, Tech. Report 5, ERC, Colorado State University.
- SCS (Soil Conservation Service) (1972). *SCS national engineering handbook*, Sec. 4, hydrology. *US Department*

- of Agriculture (USDA).
- Schick, A.P. (1990). *Hydrologic aspects of floods in extreme arid environments*. En Flood Geomorphology, editado por V.R. Baker y otros, J. Wiley, N. York.
- Shantz, H.L. (1956). *History and problems of arid lands development*. En The Future of Arid Lands, editado por G. F. White, Amer. Soc. Adv. Science, Publ. 43, Washington.
- Slatyer, R.O. (1961). *Methodology of a water balance study conducted on a desert woodland (Acacia Aneura F. Muell) community in Central Australia*. UNESCO Proc. Madrid Symp. on Plant-Water Relations in Arid and Semiarid Conditions, p.15-26.
- Slatyer, R.O. y Mabbutt, J.A. (1964). *Hydrology of arid and semiarid regions*. En Handbook of Applied Hydrology, editado por V.T. Chow, McGraw-Hill Book Company, N. York.
- Smith, R.E. and Schreiber, H.A. (1974). *Point process of seasonal thunderstorm rainfall: 2. rainfall depth probabilities*. Water Resour. Res., 10(3), 418-426.
- Smith, R.E. y Hebbert, R.H.B. (1979). *A MonteCarlo analysis of the hydrologic effects of spatial variability of infiltration*. Water Resour. Res., 15(2), 419-429.
- Stiling, P.D. (1996). Ecology: Theories and Applications, Second Edition, Prentice Hall, N. Jersey.
- Thomas, D.S.G. (1989). *The nature of arid environments*. En Arid Zone Geomorphology, Halsted press, N. York.
- Thornthwaite, C.W. (1948). *An approach toward a rational classification of climate*. Geog. Rev., Vol.38, 55-94.
- Trewartha, G.T. (1968). An introduction to climate, McGraw-Hill Book Company, N. York.
- Weiss, G. (1977). *Shot noise models for the generation of synthetic streamflow data*. Water Resour. Res., 13(1).
- Williams, M.A.J. y Balling, R.C. (1996). *Interactions of desertification and climate*. Prepared for WMO United Nations Environmental Programme, Arnold, N. York.
- Woolhiser, D.A., Smith, R.E., y Goodrich, D.C. (1990). *KINEROS, a kinematic runoff and erosion model: documentation and user manual*. U.S. Agriculture Research Service, ARS-77.
- Woolhiser, D.A., Smith, R.E., y Giraldez, J.V. (1996). *Effects of spatial variability of saturated hydraulic conductivity on Hortonian overland flow*. Water Resour. Res., 32(3), 671-678.
- UNEP (United nations Environment Programme) (1992). World atlas of desertification, E. Arnold, London.
- UNESCO (1979). Map of the world distribution of arid regions, MAB Technical Notes 7, UNESCO, Paris.
- Yevjevich, V. (1967). *An objective approach to definitions and investigations of continental hydrologic droughts*. Hydrology Paper 23, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.
- Yevjevich, V. (1972). Probability and statistics in hydrology, Water Resources Publications, Littleton, Colorado.