

RESUMEN

El presente estudio forma parte de las actividades que viene desarrollando la Dirección General de Hidrología y Recursos Hídricos a través de la Dirección de Hidrología Aplicada, con el fin de contribuir al desarrollo del país mediante el conocimiento del comportamiento hidrológico y meteorológico de las principales variables que forman parte del ciclo hidrológico (precipitaciones, evaporación, transpiración, escurrimiento).

La cuantificación de cada una de las variables del ciclo hidrológico, nos llevara a conocer la disponibilidad del recurso agua en la cuenca a nivel espacial y temporal, mediante la determinación del Balance Hídrico superficial

El trabajo se inicia con la selección y recopilación de la información hidrológica y meteorológica de 23 estaciones (Pluviométricas, Climatológicas Ordinarias, Meteorológicas Agrícolas Principal e Hidrológicas) del SENAMHI, ubicadas dentro de la cuenca y en el entorno del área de estudio.

En el trabajo de gabinete, se realiza el procesamiento automático de la información de precipitación, temperatura, viento, horas de sol, humedad relativa y caudales medios mensuales de la cuenca del río Chicama, con el fin de caracterizar el régimen hidrológico y meteorológico de la cuenca, para lo cual se seleccionó como período el comprendido entre 1969 hasta 1999, abarcando un total de 31 años.

Con el fin de conocer si los datos de precipitación mensual recopilados en cada una de las estaciones, son consistentes y representativas de la zona, se realizó un análisis de consistencia, para lo cual se agruparon las

estaciones en tres grupos de trabajo teniendo en cuenta su altitud y distribución espacial y temporal; como resultado de este análisis se tuvo que corregir la información de ciertas estaciones (saltos y quiebres), lo cual nos permitió uniformizar el período de información (1969 – 1999) y caracterizar la zona de estudio de la manera siguiente:

- La distribución de la precipitación en la cuenca, a nivel medio mensual registra un comportamiento variable con valores que fluctúan entre 0,0 mm y 200 mm; siendo marzo el mes más lluvioso, donde se registra el 23% de la precipitación total anual.
- El período lluvioso se inicia en el mes de noviembre y termina en abril del año siguiente; siendo en este período donde se produce el 84% de la precipitación total del año.
- En el período mayo – octubre, se registra el 17% de la precipitación acumulada anual, siendo julio el mes más seco, donde se registra el 0,05% de la precipitación anual.
- Las zonas con mayor precipitación, esta ubicada en la parte alta de la cuenca, en las subcuencas 3 y 4, donde la precipitación total anual es de 650,0 mm, 768,9 mm, respectivamente.
- La zona de menor precipitación, esta ubicada en la parte baja de la cuenca (subcuenca 1); donde la precipitación total anual es de 131,3 mm.
- La precipitación media areal para la cuenca total es de 377,1 mm .
- La precipitación mínima, varía 0,0 mm y 20 mm, siendo marzo el mes donde se presentan los mayores valores de este parámetro.
- En el período mayo – septiembre, se presentan los menores valores de precipitación mínima, siendo los meses de julio a setiembre los más secos del año.
- La menor precipitación mínima total anual se registra en la subcuenca 1 , con un acumulado anual de 6,4 mm.
- Los mayores valores de precipitación máxima areal, se presentan en las subcuencas 3 y 4, con 2 256,7 mm y 1 896,3 mm total anual, respectivamente.

- Y los menores valores de precipitación máxima areal, se presenta en las subcuencas 1, con 575,5 mm/año.

Al analizar la variable temperatura, permitió conocer su distribución espacial y temporal, la que se caracteriza por los siguiente:

- La temperatura media en la cuenca registra un comportamiento variable, en su distribución espacial y temporal; registrándose en marzo las mayores temperatura, con valores que fluctúan entre 16,0° C y 24,0° y el más frío en agosto con 13,0°C y 19,0°C.
- La temperatura mínima en la cuenca, registra un comportamiento variable en su distribución espacial y temporal, teniéndose durante los meses de junio y julio las menores temperaturas que oscilan entre 9,0°C y 15°C y las mayores durante el marzo con 11,0°C y 20,0°C.
- La temperatura máxima en la cuenca, se caracteriza por registrar un comportamiento variable a nivel espacial y temporal, teniéndose durante el mes de febrero las mayores temperaturas que oscilan entre 19,0°C y 31,0°C (valor generado mediante gradiente térmico), y las menores en julio y agosto con valores que fluctúan entre 19,0°C y 24,0°C (valor generado mediante gradiente térmico).

Al analizar la variable de humedad relativa, se ha encontrado que:

- A nivel medio, esta variable registra un comportamiento uniforme en su distribución espacial y temporal, registrando durante el período abril - agosto los mayores valores que oscilan entre 80% y 82%, mientras que en el período noviembre - febrero se tiene los menores valores con 70% y 74%.

La variable de velocidad de viento, tiene como característica que

- La distribución eólica en la cuenca, experimenta un comportamiento variable en su distribución espacial y temporal, teniéndose durante el

mes de setiembre los mayores valores los cuales oscilan entre 1,6 m/s y 5,6 m/s, mientras que en el período marzo mayo ocurren las mayores velocidad con valores que fluctúan entre 0,5 m/s y 4,5 m/s.

Con respecto a la variable de horas de sol, el análisis nos indica lo siguiente:

- Experimenta un comportamiento variable en la distribución espacial y temporal, con valores anuales que fluctúan entre 178,0 horas y 188,5 horas. Los mayores valores para la parte baja de la cuenca se da entre noviembre y abril, los que oscilan entre 175 a 215 horas mensuales, mientras que para la parte media y ala en este período ocurren los menores valores que varían de 70,0 horas y 145,0 horas. En el período mayo – octubre, los mayores valores ocurren en la parte media y alta de la cuenca con 182,0 horas y 310 hora al mes y, en la parte baja se presentan los valores menores que oscilan entre 145 y 199 horas.

La determinación de la evapotranspiración de referencia (ET_o) se realizó mediante la aplicación del método de Penman – Monteith, el cual fue desarrollado y aplicado por la FAO, y utilizado debidamente en los balances hídricos de los ríos Chancay - Huaral, Chilca, Mala, Omas, Cañete, Supe, Pativilca, Fortaleza, Huarmey, Culebras Casma, Nepeña , Lacramarca y Santa donde se ha obtenido muy buenos resultados

Asimismo, para obtener la evapotranspiración de cultivo (ET_c), ha sido necesario conocer el valor del coeficiente de cultivo (K_c).

En la cuenca, los mayores valores de ET_c, se presentan en el período febrero – julio, a razón de 86,7 mm/mes y los menores son de 71,8 mm/mes. que ocurren en los meses de agosto a enero.

Los caudales de las subcuencas se han obtenido en base a la información de caudales de la estación Salinar, donde se ha obtenido un módulo de 24,5 m³/s.

Los mayores caudales se presentan en el período febrero - abril y los menores en el período agosto - setiembre de cada año. A nivel anual las

subcuencas 3 y 4 son las que más aportan al escurrimiento superficial, con 8,6 litros/seg/km² y 7,9 litros/seg/km², respectivamente al escurrimiento superficial hasta el área de recepción (Salinar).

Conocidos los valores de precipitación y evapotranspiración, se determinaron los valores mensuales del escurrimiento superficial, mediante la aplicación de la ecuación del balance hídrico, encontrándose que dicha variable, registra un comportamiento no uniforme, registrando en el mes más lluviosos (marzo) isoclinas que oscilan entre - 100 mm a + 100 mm y, en el mes donde ocurren las menores precipitaciones (julio) las isoclinas fluctúan entre - 75 mm (parte baja) a - 60 mm (parte alta).

Las Subcuencas de 3 y 4 durante el mes de período diciembre - marzo registran superávits promedios de 47,3 mm y 37,9 mm, respectivamente; y en el punto de control (Salinar) la cuenca presenta un déficit promedio mensual de 48,9 mm en el período abril - noviembre y un superávit de 26,8 mm durante los meses de diciembre a marzo.

A nivel multianual la cuenca hasta el punto de control (Salinar) presenta una precipitación media areal de 583,2 mm y una evapotranspiración media areal de 843,7 mm, lo que significa un déficit de 260,5 mm.

Considerando que el caudal medido es de 24,5 m³/s que equivale a 213,8 mm, nos indica que la cuenca no satisface las demandas de agua en la zona.

Al analizar los resultados obtenidos, cabe resaltar que el mayor déficit del recurso hídrico, ocurre principalmente en las zona del valle (subcuenca 1), donde se desarrolla la mayor actividad agropecuaria de la cuenca y en la cual no se registra aportes pluviométricos importantes.

CAPITULO I: INTRODUCCION, OBJETIVOS, JUSTIFICACION

1.1 INTRODUCCION

El agua es un recurso esencial para la vida humana y fundamental para todo desarrollo socioeconómico, así como, para preservar la salud de los ecosistemas. En los últimos dos decenios, se ha expresado una preocupación creciente por el aumento cada vez mayor de la demanda de este limitado recurso en los sectores agrícola, industrial y doméstico. La escasez de agua, la contaminación, el suministro de agua potable en condiciones de seguridad y saneamiento adecuado, así como las tensiones entre los países que comparten fuentes de agua comunes, son problemas que irán en aumento a medida que crezca la población mundial. Por ello, incumbe a los gobiernos gestionar este recurso de manera sostenible para el bienestar económico y social.

El ciclo hidrológico gobierna caprichosamente la presencia del agua, que es decidida en cada momento por la latitud, la altura, la vegetación, la orografía, la temperatura y la influencia de los océanos, así como por el tiempo y las actividades humanas. El agua que precipita de la atmósfera, brota del suelo en manantiales, es ofrecida por deshielos en la alta montaña, fluye por cauces fluviales y se acumula en vasos naturales, se deposita en grandes reservorios subterráneos o se encuentra y se funde con el mar en las desembocaduras de ríos y de lagunas costeras.

Pero cuando la disponibilidad del agua es discontinua o intermitente o cuando su exceso es causa de desgracia en inundaciones y avenidas, deslizamientos de terreno, huaycos y sequías que han obligado a contar

con esquemas de evaluación de los recursos hídricos adecuados y fiables para hacer frente a estos desafíos.

Entonces con la finalidad de poder responder a la creciente demanda actual y futura de información sobre el agua y los conocimientos necesarios para el desarrollo sostenible, es indispensable conocer el comportamiento de las diversas variables que intervienen en el ciclo hidrológico (Precipitación, Evapotranspiración, caudal) a través del **Balance hídrico superficial**.

La información obtenida en la determinación del balance hídrico es de mucha utilidad en muchos campos de la investigación. Por ejemplo el conocimiento del déficit de humedad es primordial para comprender la factibilidad de irrigación, ya que provee información sobre el volumen total de agua necesaria en cualquier época del año y entrega un valor importante sobre la sequedad. La información sobre los excedentes de agua y la cantidad por la cual la precipitación excede las necesidades de humedad cuando el suelo esta en su capacidad de campo, es fundamental en todo estudio hidrológico, lo cual nos conllevaria a una adecuada planificación y gestión de los recursos hídricos, de tal forma que el desarrollo socioeconómico tenga como base el uso racional y armónico de sus recursos naturales.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 GENERAL

- Proporcionar un documento que contenga información de los recursos hídricos superficiales de la cuenca del río Chicama, que sirva como base para la planificación óptima de este recurso en la cuenca

1.2.2 ESPECÍFICOS

- Estimar la disponibilidad neta mensual del recurso hídrico en la cuenca del río Chicama a través del Balance Hídrico Superficial.

1.3 JUSTIFICACION

En el estudio se evaluará las condiciones hidrológicas y meteorológicas de la cuenca del río Chicama, con el fin de conocer su comportamiento y caracterizar cada una de las variables del ciclo hidrológico. Una vez realizado este proceso, se determinará el Balance Hídrico Superficial de la cuenca, que nos permitirá conocer la disponibilidad del recurso hídrico durante todos los meses del año así como su uso y distribución en la zona de estudio.

Dicho balance, nos permitirá conocer y planificar un adecuado manejo a nivel espacial y temporal del agua superficial, así como en qué forma y medida es actualmente usada, lo que a su vez requiere de la integración de las diferentes instituciones relacionadas con el manejo del agua.

En el sector agrícola, el balance permitira desarrollar una agricultura más eficiente y productiva mediante la selección de un adecuado método de riego que optimice y aproveche al máximo el recurso hídrico.

Desde el punto de vista de la demanda poblacional, nos permitirá conocer el volumen de agua actual y el abastecimiento en un futuro próximo. El estudio nos permite cuantificar las zonas vulnerables, ocurrencia de huaycos, desbordes e inundaciones.

A nivel industrial y energético, se dispondrá de un estudio que brindará la disponibilidad de agua en la cuenca para su utilización en las industrias y en la generación de energía hidroeléctrica.

Es por ello que la elaboración, desarrollo y culminación del BHS, se justifica ya que es un elemento base para la planificación del desarrollo de los pueblos y elevar el nivel de vida de las poblaciones asentadas en la cuenca del río Chicama.

CAPITULO II: REVISIÓN BIBLIOGRAFICA

2.1 DEFINICIONES

- **Hidrología:**

Es la ciencia que estudia el agua, y sus manifestaciones en la atmósfera, sobre y debajo de la superficie terrestre; sus propiedades y sus interrelaciones naturales (Guevara y Cartaya, 1991).

- **Ciclo Hidrológico.**

El ciclo hidrológico es la sucesión de etapas que atraviesa el agua al pasar de la atmósfera a la tierra y volver a la atmósfera: evaporación desde el suelo, mar o aguas continentales, condensación de nubes, precipitación, acumulación en el suelo o masas de agua y reevaporación.

El ciclo hidrológico involucra un proceso de transporte recirculatorio e indefinido o permanente, este movimiento permanente del ciclo se debe fundamentalmente a dos causas: la primera, el sol que proporciona la energía para elevar el agua (evaporación); la segunda, la gravedad terrestre, que hace que el agua condensada descienda (precipitación y escurrimiento).

Chereque, 1989, se entiende como el conjunto de cambios que experimenta el agua en la naturaleza, tanto en su estado (sólido, líquido y gaseoso) como en su forma (agua superficial, sub-superficial, subterránea, etc.)

En la Figura 2.1 se muestra la representación del ciclo hidrológico.

Precipitación

Evapotranspiración

Figura 2.1 Representación del Ciclo Hidrológico

Fuente: Musy, André, 2001. Cours "Hydrologie générale" . Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne. IATE/HYDRAM. Laboratoire d'Hydrologie et Aménagement. Capítulo 1. El ciclo hidrológico

- **Sistema hidrológico:**

Guevara y Cartaya, 1991: los fenómenos hidrológicos son muy complejos, por lo que nunca pueden ser totalmente conocidos. Sin embargo, a falta de una concepción perfecta, se pueden representar de una manera simplificada mediante el concepto de sistema.

Un sistema viene a ser un conjunto de partes diferenciadas que interactúan como un todo. El ciclo hidrológico podría considerarse como un sistema, cuyos componentes son: precipitación, evaporación, escorrentía, y las otras fases del ciclo, tal como se muestra en la Figura 2.2.

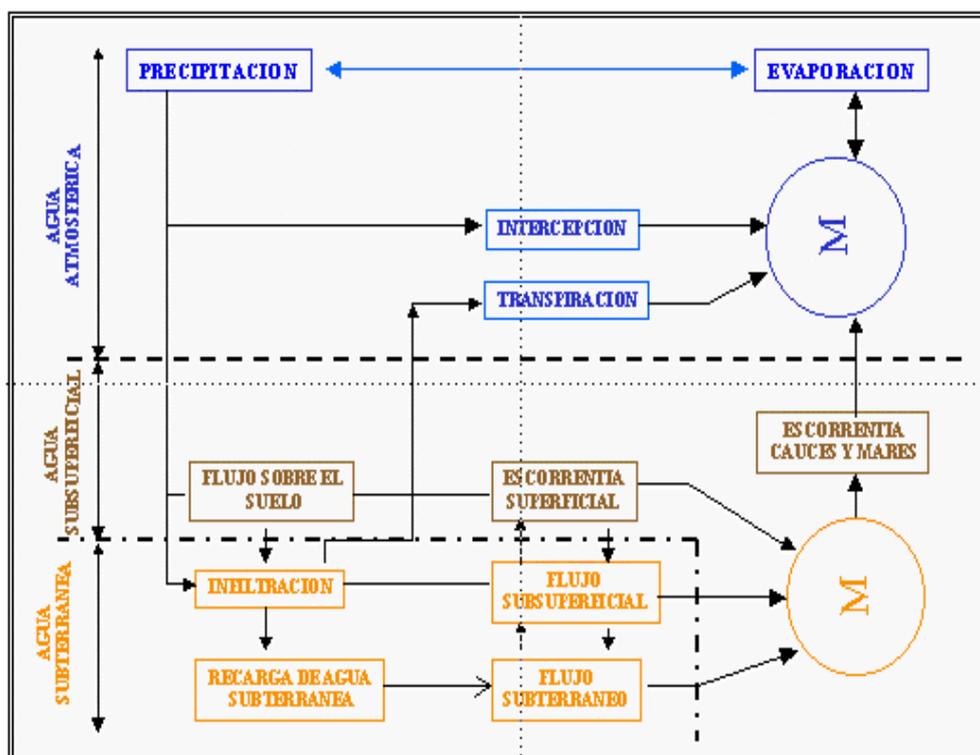


Figura 2.2. Representación del sistema hidrológico

Fuente: Monografía del MOP – CEDES, 1992a, Estrela

- **Año Hidrológico.**

Período continuo de doce meses seleccionados de manera que los cambios globales en el almacenamiento sean mínimos, por lo que la cantidad sobrante de un año al siguiente, se reduce al mínimo. En el Perú, el año hidrológico empieza en Septiembre y termina en Agosto del año siguiente.

- **Hidrograma.**

Expresión gráfica de la variación del caudal a lo largo del tiempo.

Un hidrograma de caudal es una gráfica o una tabla que muestra la tasa de flujo como función del tiempo en un lugar dado de la corriente. En efecto el hidrograma es una expresión integral de las características fisiográficas y climáticas que rigen las relaciones entre la lluvia y escorrentía de una cuenca de drenaje particular.

Según Heras (1983), el hidrograma permite representar la variación del caudal de un río, en función del tiempo.

El hidrograma, esta en función del aporte de precipitaciones que puedan ocurrir en la superficie de la cuenca y de las características físicas de ella, tal como se puede apreciar en la Figura 2.3, donde se observa una comparación de dos hidrogramas en función de la forma de la cuenca. Es decir para este caso a mayor pendiente de la cuenca la respuesta del hidrograma es mas directa.

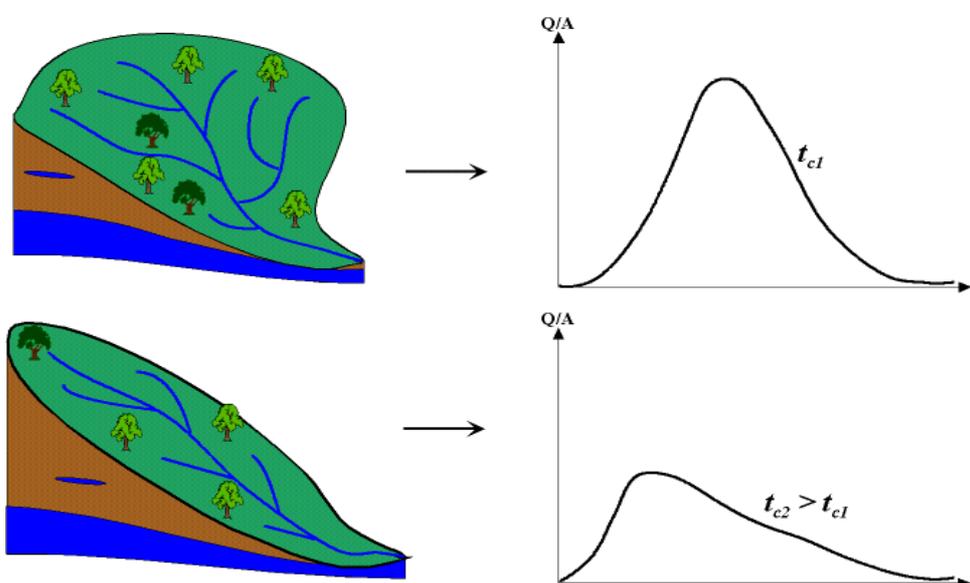


Figura 2.3. Influencia de la forma de la cuenca en el Hidrograma

Fuente: Musy, André, 2001. Cours "Hydrologie générale" Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne. IATE/HYDRAM. Laboratoire d'Hydrologie et Aménagement. Capítulo 1. El ciclo hidrológico.

- **Estación limnimétrica:**

Es aquella en la cual solo se registran los niveles de agua del río, para lo cual se cuenta con unas reglas (escala o miras) llamadas limnimétricas, instaladas de forma recta o escalonadas en estructuras de concreto, con ella se realizan lecturas del nivel del río tres veces al día en época de estiaje y cinco veces en época de avenidas.

- **Aforo:**

Operación por la cual se miden las velocidades, profundidades y anchuras de las corrientes para determinar el caudal, mediante la utilización de un instrumento denominado correntómetro.

- **Balance hídrico:**

Balance de entrada y salidas de agua en una zona hidrológica bien definida, tal como un embalse, un lago, o una cuenca, teniendo en cuenta el déficit o superávit de agua acumulada.

- **Caudal.**

Volumen de agua que fluye a través de una sección transversal de un río o canal en la unidad de tiempo, tal como se aprecia en la Figura 2.4.

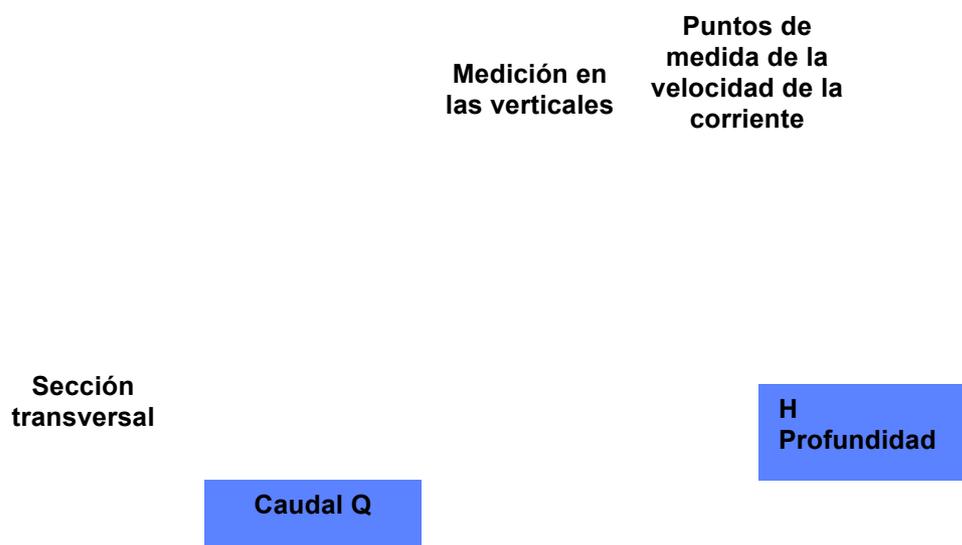


Figura 2.4: Caudal circulante a través de una sección transversal

Fuente: Musy, André, 2001. Cours "Hydrologie générale" . Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne. IATE/HYDRAM. Laboratoire d'Hydrologie et Aménagement. Capítulo 7. Mediciones hidrológicas.

- **Curva de doble masa:**

Curva de los valores acumulados sucesivos de una variable respecto de los valores acumulados comunes de otra variable.

- **Precipitación**

Se denomina precipitación, a toda agua meteórica que cae en la superficie de la tierra, tanto en forma líquida (llovizna, lluvia, etc) y sólida (nieve, granizo, etc) y las precipitaciones ocultas (rocío, la helada blanca, etc). Ellas son provocados por un cambio de la temperatura o de la presión. La precipitación constituye la única entrada principal al sistemas hidrológico continental (Musy, 2001).

Para la formación de la precipitación se requiere la condensación del vapor de agua atmosférico. La saturación es una condición esencial para desbloquear la condensación. Los varios procesos termodinámicos son convenientes para realizar la saturación de las partículas atmosféricas inicialmente no saturadas y causar su condensación:

- Saturación y condensación isobárica (a presión constante),
- Saturación y condensación por presión adiabática,
- saturación y condensación por presión de vapor de agua,
- saturación por mezcla y turbulencia.

Existen diferentes tipos de precipitación: precipitación convectiva, precipitación orográfica y precipitaciones frontales, tal como se puede apreciar en la Figura 2.5.

Precipitación Convectiva. Resultan de una subida rápida de las masas del aire en la atmósfera. Se asocian a los cúmulos y cumulonimbus, desarrollo vertical significativo, y son generados así por el proceso de Bergeron. La precipitación que resulta de este proceso es generalmente tempestuosa, de corta duración (menos de una hora), de intensidad fuerte y de poca extensión espacial.

Precipitación Orográfica. Como su nombre indica (griego oros, montaña), este tipo de precipitación se relaciona con la presencia de una barrera topográfica. La característica de la precipitación orográfica depende de la altitud, de la pendiente y de su orientación, pero también de la distancia que separa el origen de la masa del aire caliente del lugar del levantamiento. En general, presentan una intensidad y una frecuencia regular.

Precipitación frontal o del tipo ciclónico. Se asocian a las superficies de contacto entre la temperatura de la masa de aire, el gradiente térmico vertical, la humedad y de los diversos índices del recorrido, que uno nombra Frentes. Los frentes fríos crean precipitaciones cortas e intensas. Los Frentes calientes generan precipitaciones de larga, duración pero no muy intensos.

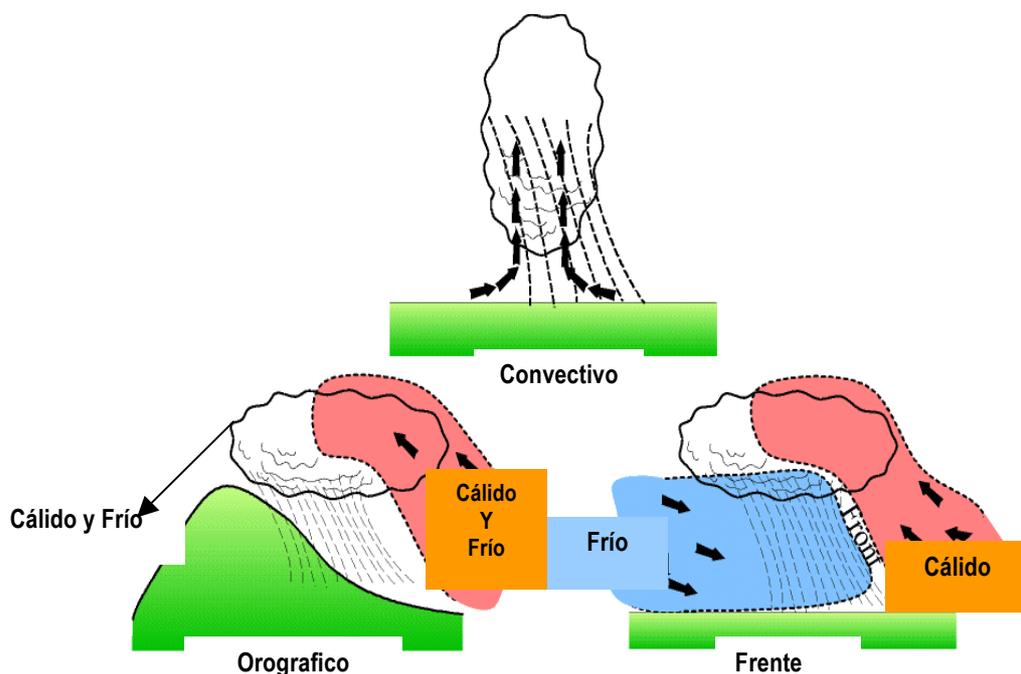


Figura 2.5. Principales tipos de precipitación: convectiva, orográficas y frontales

Fuente: Musy, André, 2001. Cours "Hydrologie générale" . Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne. IATE/HYDRAM. Laboratoire d'Hydrologie et Aménagement. Capitulo 3. La precipitación.

- **Evaporación.**

La evaporación es el fenómeno físico que permite a un fluido, convertirse en vapor o sea, en gas e incorporarse al aire. Es un fenómeno no conocido exhaustivamente y forma parte del ciclo hidrológico.

- **Transpiración.**

Es la evaporación a través de las hojas. El proceso fisiológico de alimentación de las plantas se efectúa mediante el paso de ciertas cantidades de agua, portadoras de los alimentos, por el interior de ellas y ese tráfico solamente es posible gracias a la transpiración.

- **Intercepción.**

Es la parte de la precipitación que es interceptada por objetos superficiales como la cubierta vegetal (Figura 2.6) o los tejados, en general, parte de esta agua interceptada nunca alcanza al suelo porque se adhiere y humedece estos objetos, posteriormente se evapora.

- **Recarga del acuífero.**

Proceso mediante el cual el agua ingresa al almacenamiento subterráneo del acuífero, el área de recarga es una zona que permite que se suministre agua al acuífero.

- **Escorrentía superficial.**

Es la porción de lluvia que no es infiltrada, interceptada o evaporada y que fluye sobre las laderas. En realidad la escorrentía superficial, la infiltración y la humedad del suelo son interactivas entre sí, por tal motivo se debe tener cuidado en seleccionar el modelo adecuado para cada caso.

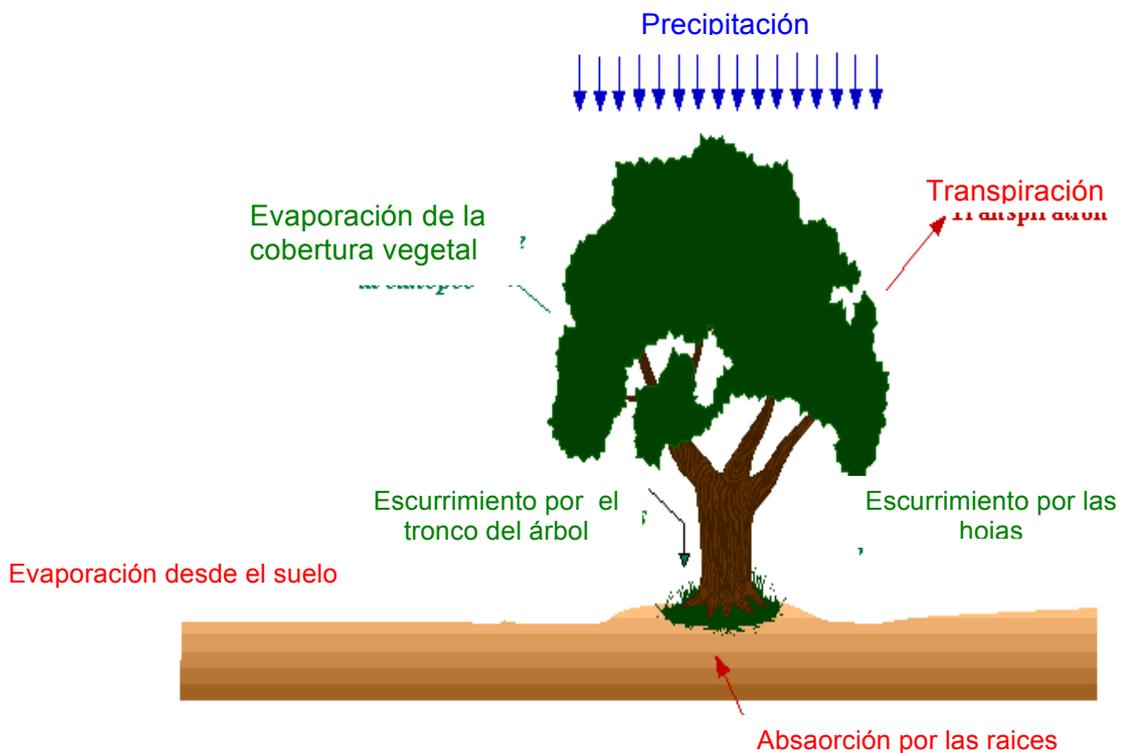


Figura 2.6 Principales componentes que intervienen en los conceptos de evapotranspiración e intercepción.

Fuente: Musy, André, 2001. Cours "Hydrologie générale". Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne. IATE/HYDRAM. Laboratoire d'Hydrologie et Aménagement. Capitulo 4. Evapotranspiración e Intercepción.

- **Escurrimiento subsuperficial.**

Es el agua que ha sido previamente infiltrada y no alcanza el almacenamiento subterráneo o acuífero, por lo tanto debe ser considerada.

- **Flujo base.**

Es la porción de agua derivada del almacenamiento subterráneo ó de otras aguas que se han retrasado en el tiempo y finalmente alcanzan el cauce (Sing, 1989). (ver Figura 2.7).

La representación de cada uno de estos procesos se puede realizar desde un punto de vista físico, en donde se obtienen ecuaciones no lineales cuya solución analítica puede ser muy compleja o simplemente no se encuentra una solución. Sin embargo, mediante la discretización en el tiempo y en el espacio, la linealización de las ecuaciones fundamentales, de sus ecuaciones de estado y de las condiciones de borde es posible encontrar resultados aceptables, teniendo en cuenta que este tipo de simplificaciones inducen a errores de escala. Una representación conceptual de estos fenómenos es aceptada siempre y cuando se trabaje a la escala adecuada.

Escorrentía superficial

Escorrentía subsuperficial

Nivel freático

Flujo de retorno

Zona saturada

Figura 2.7 Principales componentes del agua que intervienen en los conceptos de detención, escorrentía superficial y subterránea.

Fuente: Musy, André, 2001. Cours "Hydrologie générale" . Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne. IATE/HYDRAM. Laboratoire d' Hydrologie et Aménagement. Capítulo 4. Evapotranspiración e Intercepción

- **Cuenca Hidrográfica:**

La cuenca hidrográfica se define como una unidad territorial en la cual el agua que cae por precipitación se reúne y escurre a un punto común o que fluye toda al mismo río, lago o mar. En esta área viven

seres humanos, animales y plantas, todos ellos relacionados (Sing, 1989).

- **Subcuenca:**

Unidad de drenaje de menor superficie que una cuenca y que forma parte de esta, constituyendo un tributario de la misma, o sea una cuenca que sale o que drena a una cuenca más grande. (Sing, 1989).

- **Evapotranspiración.**

Proceso mediante el cual el agua pasa de un estado líquido a un estado gaseoso a través de la transferencia de energía calorífica.

Es el total de agua convertido en vapor por una cobertura vegetal; incluye la evaporación desde el suelo, la evaporación del agua interceptada y la transpiración por los estomas de las hojas.

La alta tasa de evapotranspiración de los bosques puede provocar que durante épocas relativamente secas el subsuelo sea más seco que el mismo tipo de suelo bajo otra cobertura. Si en estas condiciones ocurre un evento fuerte de precipitación, gran parte del agua infiltrada es usada para llenar la capacidad de almacenamiento del suelo, y no escurre superficialmente. Este fenómeno puede contribuir en ciertos casos a mitigar un evento de inundación (sobre todo en cuencas pequeñas). Sin embargo, de este fenómeno no se puede deducir que los bosques protegen contra inundaciones grandes.

La correcta determinación de la ETP es uno de los mayores problemas prácticos de la agrometeorología y su resolución contribuiría en gran medida al aumento de la efectividad de la agricultura, tanto de riego como de secano. En algunos países, la agricultura es la actividad que consume más agua, con una muy baja eficiencia, llegando a representar más del 85% del consumo total, lo

que va acompañado de una eficiencia global del 30 al 40%; en general, se trata de una utilización excesiva del recurso (Martelo, 1986).

En condiciones tropicales el cálculo del balance hídrico hecho a partir de fórmulas de evapotranspiración presenta diferencias apreciables con el obtenido a partir de mediciones de humedad en el suelo. Entre otras cosas, estas diferencias se deben a que tales métodos no son representativos para aquellas condiciones, al haberse desarrollado en latitudes templadas. Por este motivo se considera conveniente disponer de una ecuación más adaptable al trópico, en especial para la faja latitudinal 15°N-15°S (García y López, 1970).

En la obtención de la misma se debe adoptar el criterio de utilizar los factores climatológicos de más fácil consecución. Para este orden de ideas, hay que analizar la disponibilidad de registros climatológicos de la región en consideración. Para nuestro caso conduce a los siguientes razonamientos:

- a) Existe una baja densidad total de estaciones climatológicas,
- b) Hay baja densidad de registradores de radiación solar,
- c) Los registros más abundantes son temperatura, humedad y evaporación.

Con referencia al apartado (b) se observa que los pocos registradores de radiación solar son aparatos mecánicos de relativa precisión que pueden incurrir en errores del 10%.

En lo que respecta al factor humedad relativa se considera más conveniente la utilización del valor medio de las horas diurnas ya que presenta varias ventajas en comparación con la humedad media diaria, así:

- a) La evapotranspiración es un proceso fundamentalmente diurno,

b) El valor calculable por la expresión corresponde muy aproximadamente a la humedad relativa media de las horas diurnas. Estos valores son los únicos que presenta la mayoría de los boletines meteorológicos.

La evapotranspiración, es la combinación de dos procesos separados que originan pérdida de agua:

- **Evaporación:** es el proceso por el cual el agua líquida es convertido en vapor de agua (vaporización) y removida de la superficie evaporante.

La energía requerida para cambiar el estado de las moléculas de agua a vapor es la radiación solar directa, la temperatura ambiental del aire.

- **Transpiración:** Consiste en la vaporización del agua líquida contenida en las plantas y el vapor removido a la atmósfera. La pérdida del agua es a través de los estomas de las plantas.

La transpiración, depende de la energía radiante, gradiente de presión de vapor y viento, radiación, temperatura del aire, humedad del aire y viento. La razón de la transpiración también está influenciada por, la característica de la vegetación, aspecto del ambiente y práctica de cultivo.

La evaporación y transpiración ocurren simultáneamente que no es fácil de distinguirlos. Cuando la planta es pequeña, el agua perdida es por evaporación del agua en el suelo, pero cuando la planta va desarrollándose paulatinamente, la transpiración va cobrando mayor importancia en este proceso, tal como se puede apreciar en la Figura 2.8, donde se observa que el 100% de la ET es por evaporación y cuando la planta está en su máximo desarrollo sólo llega al 90% la transpiración.

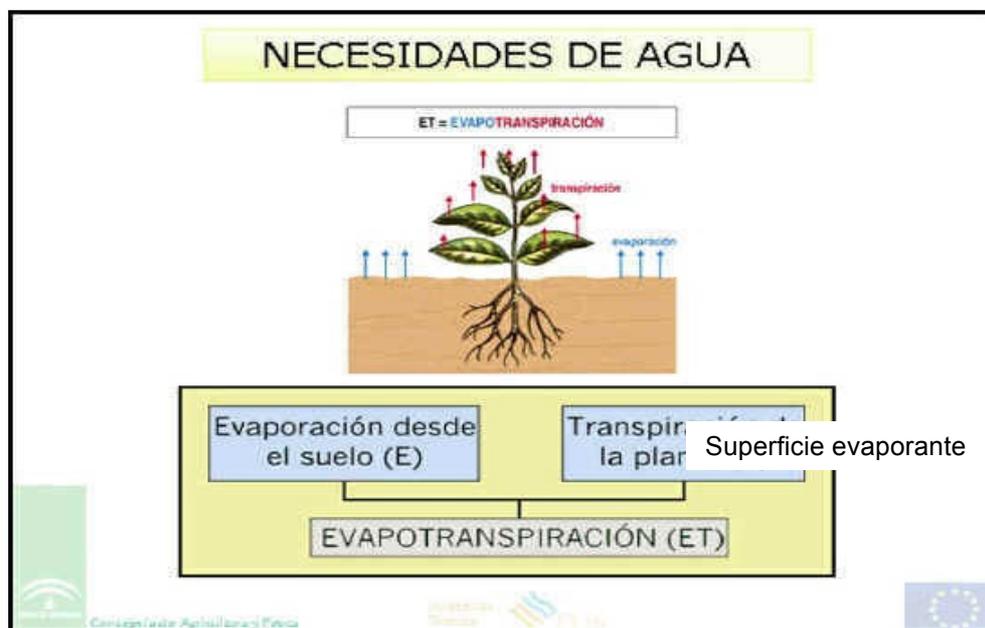


Figura 2.8. Componentes de la evapotranspiración

Fuente: Elriego.com. Cálculo de las necesidades diarias de agua, 2001

http://www.elriego.com/dom/informate/Calculos/indice_calcneces_tiemp_riegos.htm

Los factores que afectan la evapotranspiración son: clima, característica de la planta, aspecto del ambiente y manejo, son estos parámetros los que afectan los procesos de evaporación y transpiración, tal como se puede observar en la Figura 2.9.

- **Parámetro clima:**

Los principales parámetros climáticos que afectan la evapotranspiración son la radiación, temperatura del aire, humedad y velocidad del viento. El poder de evaporación de la atmósfera está expresado por la evapotranspiración del cultivo de referencia (ETo).

- **Factores del cultivo:**

El tipo de cultivo, variedad y estado de desarrollo son considerados cuando se evalúa la evapotranspiración del cultivo. La resistencia de la transpiración difiere por la altura del cultivo, rugosidad del cultivo, reflexión del suelo cubierto y característica

de las raíces de los cultivos, todo ello da como resultado diferentes niveles de ET en diferentes tipos de cultivo y bajo condiciones ambientales idénticas. La evapotranspiración del cultivo bajo condiciones standard (ET_c), se refiere a la demanda de evaporación para cultivos que están creciendo en grandes campos bajo condiciones de agua óptima en el suelo, excelente condiciones ambientales y de manejo.

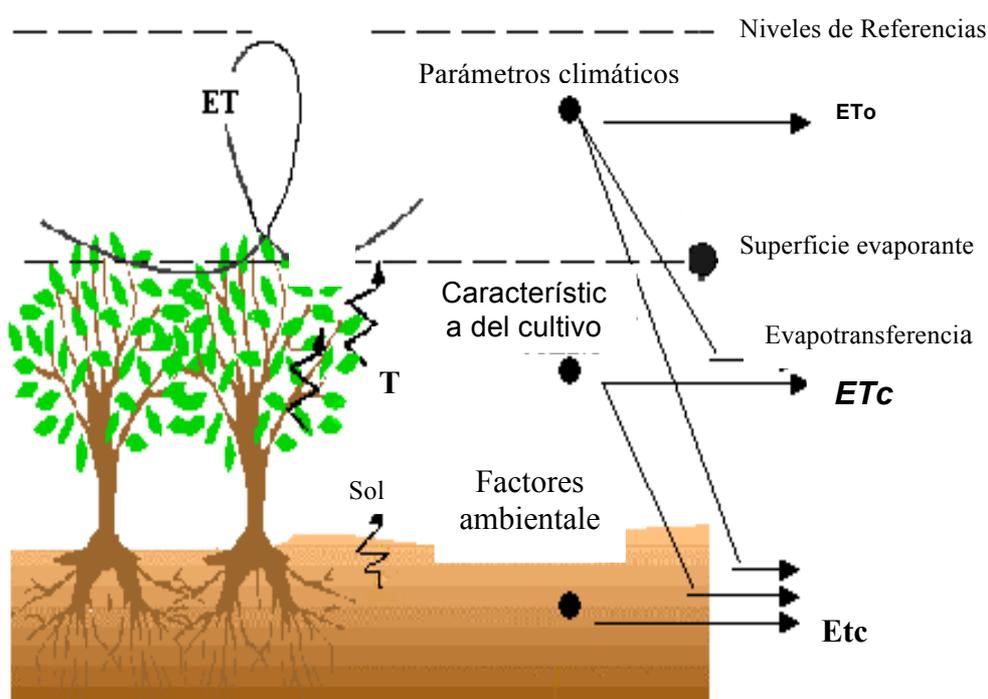


Figura 2.9 Factores que afectan la evapotranspiración

Fuente: Musy, André, 2001. Cours "Hydrologie générale". Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne. IATE/HYDRAM. Laboratoire d'Hydrologie et Aménagement. Capítulo 4. La evaporación e interceptión

- **Condiciones ambientales y de manejo:**

Factores tales como salinidad del suelo, suelo poco fértil y de limitada aplicación de fertilizante, presencia de horizontes impermeables del suelo, ausencia de control de enfermedades y peste, y poco manejo de suelo pueden limitar el desarrollo del cultivo y reducir la evapotranspiración. Otros factores a ser considerados cuando se evalúa la ET son: suelo cubierto, densidad de la planta y el contenido de agua en el suelo.

La evapotranspiración puede determinarse mediante medidas directas a base de evapotranspirómetros de pesada o lisímetros de drenaje(ver Foto 1), pero dadas las dificultades que encierra su instalación y lo costoso de ésta, la estimación indirecta de ET a base de fórmulas empíricas, seguirá siendo de gran utilidad (Cebas, 2000).



Foto 1. Lisímetro de drenaje

Fuente: CEBAS. Programa de asesoramiento en riego. Fichas agronómicas. Murcia, 2000.

Los métodos de Thornthwaite (1948), Blaney-Cridle (1950) y Turc (1961), han sido los más comúnmente utilizados en nuestro país para el cálculo de la evapotranspiración. Hasta años muy recientes, la estimación de las necesidades de agua de los cultivos del regadío, se han basado en las valoraciones aportadas por tales métodos, principalmente el de Thornthwaite. Sin embargo, pese a su interés, actualmente se cuestiona su validez en condiciones de clima mediterráneo, ya que da valores de evaporación muy inferiores a los reales, con un error que puede llegar a ser del 40 - 50% por defecto.

El problema de las fórmulas climáticas es su utilización en zonas diferentes a aquellas para las que fueron elaboradas.

Mayor precisión ofrece la fórmula original de Penman que mediante la combinación de dos términos, el de radiación y el

aerodinámico (viento y déficit de saturación), permite expresar mejor las variaciones de ET a nivel local. Sin embargo, presenta la dificultad de necesitar información de estaciones meteorológicas muy completas (dada la complejidad de la fórmula), que son muy costosas y por tanto escasas, y presenta un margen de error aproximado de un 10-15% por debajo de la evaporación real.

Para dar mayor validez y precisión a las estimaciones de ET de la ecuación de Penman, superando al tiempo el ambiguo concepto de «evapotranspiración potencial », se desarrolló en la pasada década el concepto de **evapotranspiración del cultivo de referencia**, para el que se utilizan dos definiciones:

- La de la **FAO**, que define E_{To} , como «tasa de evapotranspiración de una superficie extensa de **gramíneas** de altura uniforme entre 8 y 15 cm. y que no escasea de agua».
- La de la **A.S.C.E.**, que define E_{Tr} como «evapotranspiración máxima que se produce en un campo de cultivo de superficie rugosa, como **alfalfa**, entre 30 y 45 cm. y bien provista de agua». Esta experiencia sobre la anterior ofrece la ventaja de adaptarse mejor a los cultivos arbóreos más frecuentes en la Región Mediterránea. Sin embargo, se ha demostrado que en climas áridos, semejantes a algunas de nuestras regiones, subvalora la evapotranspiración aproximadamente en un 10%.

En la Figura 2.10, se puede observar la diferencia entre evapotranspiración de cultivo de referencia (E_{To}), evapotranspiración de cultivo bajo condiciones standard (E_{Tc}) y evapotranspiración de cultivo bajo condiciones no standard (E_{Tcadj}). E_{To} es un parámetro climático que expresa la fuerza de evaporación de la atmósfera, E_{Tc} se refiere a la evapotranspiración para un campo con un manejo excelente, extenso y disponibilidad de agua.

El concepto de la evapotranspiración de referencia ^C fue introducido en estudios sobre la demanda de la evaporación de la atmósfera independiente del tipo de cultivo, desarrollo y manejo de practicas de cultivos y abundante cantidad de agua en la superficie.

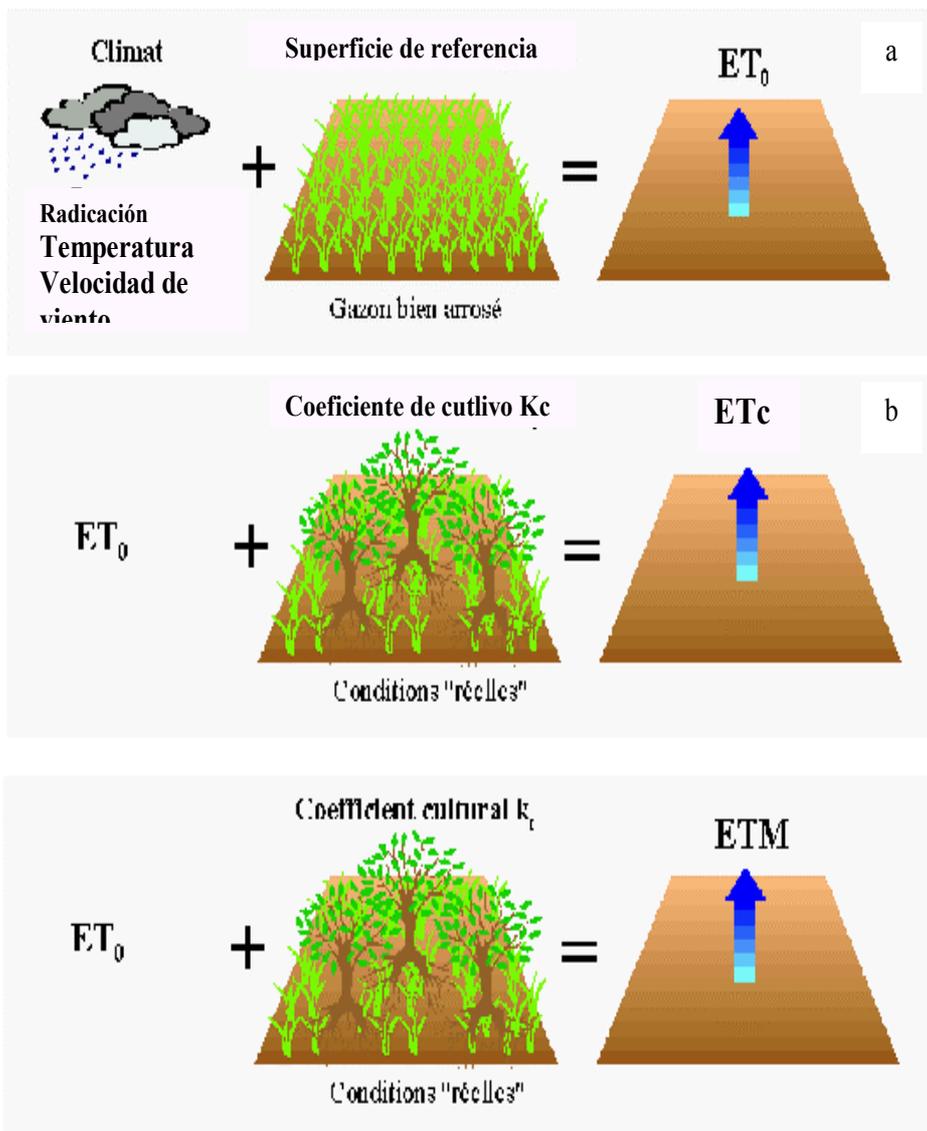


Figura 2.10. a) Evapotranspiración de referencia (ET_0), b) Evapotranspiración de cultivo bajo condiciones estándar (ET_c), c) Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar (ET_c adj)

Fuente: Musy, André, 2001. Cours "Hydrologie générale". Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne. IATE/HYDRAM. Laboratoire d'Hydrologie et Aménagement. Capítulo 4. Evaporación e Intercepción

Los únicos factores que afectan la ET_0 , son los parámetros climáticos, por lo tanto ET_0 es un parámetro climático y puede ser calculado con datos climáticos. ET_0 expresa la fuerza de evaporación de la atmósfera en una localidad específica en el

tiempo y no considera la característica del cultivo ni factores del suelo. La FAO, recomienda el método de Penman – Monteith solamente para determinar la ETo.

Los rangos típicos para valores de ETo para diferentes regiones agroclimáticas están dadas en la Tabla 2.1. Esos valores propuestos no han sido obtenidos por aplicaciones directas.

ETc, que es la evapotranspiración del cultivo bajo condiciones standard, es aquella correspondiente a un cultivo libre de enfermedades, bien fertilizado, campos extensos en crecimiento, bajo condiciones óptima de agua en el suelo. El método de Penman – Monteith es usado para la estimación del cultivo de referencia standard y determinar el valor de la evapotranspiración ETo. Experimentalmente se determinó la razón de (ETc / ETo), llamado coeficiente de cultivo (Kc), que es usado para relacionar ETc a ETo o $ETc = Kc * ETo$.

Tabla 2.1. Promedios de ETo para diferentes regiones agroclimáticas en mm/día

Regiones	Temperatura media diaria en (°C)		
	Frío - 10 ° C	Moderad o 20 ° C	Caliente > 30 ° C
<u>Tropical y subtropical</u>			
- Húmedo y sub húmedo	2 - 3	3 - 5	5 - 7
- Árido y semi árido	2 - 4	4 - 6	6 - 8
<u>Templada</u>			
- Húmeda y sub – húmeda	1 - 2	2 - 4	4 - 7
- Árido y semi árido	1 - 3	4 - 7	6 - 9

Fuente: FAO, Crop evapotranspiration, irrigation and drainage paper 56, p 8, 1998

ETc adj, conocido como la evapotranspiración de cultivo bajos condiciones no standard: suelo con vegetación bajo condiciones ambientales y de manejo que difieren de las condiciones standard. Cuando los campos de cultivos se cultivan, la evapotranspiración real del cultivo puede desviarse a ETc debido a condiciones no óptima, tal como la presencia de fertilizante, suelos salinos, baja

fertilidad del suelo, déficit de agua o saturado de agua. Todas estas condiciones dan como resultado un escaso desarrollo de la planta, baja densidad y puede reducir el valor de la ETc.

En 1948, Penman, combinó el método de balance de energía con el método de transferencia de masa y derivó una ecuación para calcular la evaporación en superficies libres de agua para registros climatológicos standard de horas de sol, temperatura, humedad y velocidad de viento. También llamado método combinado y fue desarrollado por muchos investigadores y extendido a superficies cultivadas por un factor de resistencia.

El factor de resistencia, esta expresado mediante la combinación de dos factores: factor de resistencia aerodinámico y factor de resistencia superficial, tal como se puede observar en la Figura 2.11.

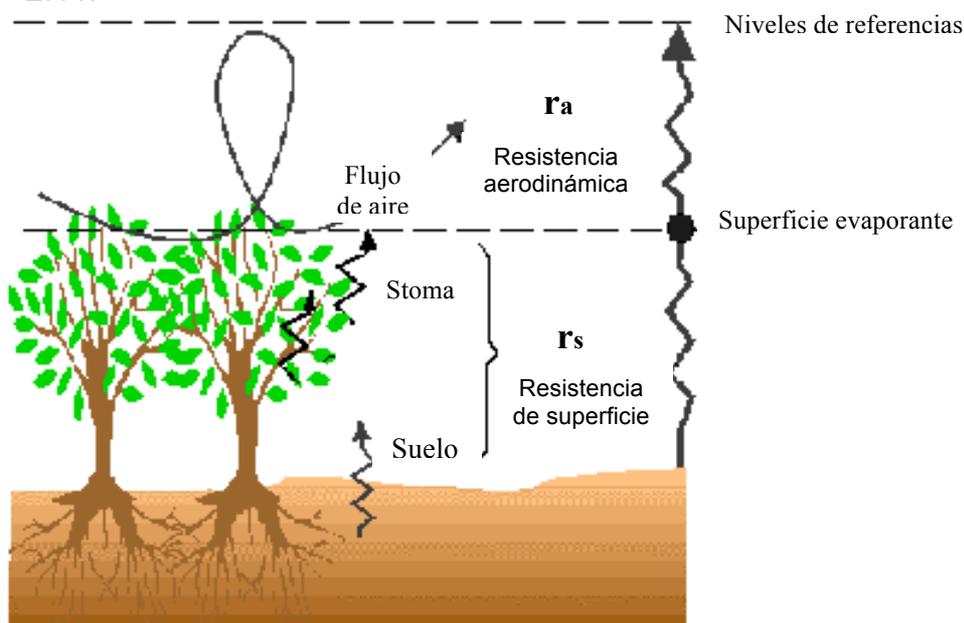


Figura 2.11. Resistencia superficial y aerodinámica del flujo de vapor de agua

Fuente: Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water Requirements. Capítulo 2 “Ecuación de FAO Penman - Monteith”, FAO56

La resistencia superficial, r_s , describe la resistencia del flujo de vapor a través de las aberturas de los estomas, área floreal total y superficie del suelo. La resistencia aerodinámica, r_a , describe la resistencia de la vegetación dirigido hacia arriba y alrededor por la

fricción del flujo de aire sobre la superficie de la vegetación. Aunque los procesos cambian en una capa de vegetación, también es complejo describir completamente mediante los dos factores de resistencia, pueden obtenerse buenas correlaciones entre los valores de la evapotranspiración medida y la calculada, especialmente para una superficie uniforme y con grass de referencia.

La superficie de referencia, según los expertos de la FAO, está definido de la manera siguiente:

“Se asume que un cultivo de referencia es aquel que tiene una altura de 0,12 m, una resistencia superficial de 70 s/m y un albedo de 0,23.”

La cuantificación de la ETo, mediante otros métodos indirectos más comunes, para determinar la evapotranspiración de referencia son (SIAR,2001):

- Cubeta
- Blaney – Criddle modificado por FAO
- Hargreaves
- Papdakis
- Turc
- Penman – FAO
- Penman - Monteith

Los estudios comparativos entre los diferentes métodos llevados a cabo por FAO, se resumen de la siguiente manera:

Todos los métodos necesitan calibración in situ mediante lisímetros y técnicas de medición indirecta, métodos micrometeorológicos (relación de Bowen, el método del perfil, el método del torbellino, los métodos aerodinámicos combinados, el método sensorial remoto, etc) .

Los métodos de radiación muestran buenos resultados en regiones donde el término aerodinámico es relativamente pequeño, pero la realización en condiciones áridas tiende a subestimar la evapotranspiración de referencia.

En el caso de los métodos que utilizan la cubeta de evapotranspiración claramente reflejan las insuficiencias de predecir la evapotranspiración del cultivo a partir de la evaporación de agua al aire libre. Los métodos son susceptibles a las condiciones microclimáticas bajo las cuales están las cubetas y el rigor del mantenimiento de la estación.

La relativa precisión y cumplimiento de la aproximación de Penman-Monteith tanto en climas áridos y húmedos ha sido indicado en los estudios de American Society of Civil Engineers (A.S.C.E.) y en estudios europeos.

El análisis de la realización de varios métodos de cálculo revela la necesidad de formular un método estándar para el cómputo de ETo. En el cálculo de la evapotranspiración de referencia se va a calcular Penman-Monteith debido al rigor en su planteamiento, a pesar de varias simplificaciones de su planteamiento teórico. Es un método con gran probabilidad de predecir ETo correctamente con un amplio rango de localizaciones y climas y tiene disposición para su aplicación en situaciones de falta de datos, por lo que será el método utilizado para el cálculo de la evapotranspiración de referencia. Además el tipo de estaciones con el que contamos nos ofrecen los datos necesarios para aplicar este método.

La representación de cada uno de estos procesos se puede realizar desde un punto de vista físico, en donde se obtienen ecuaciones no lineales cuya solución analítica puede ser muy compleja o simplemente no se encuentra una solución. Sin embargo, mediante la discretización en el tiempo y en el espacio, la linealización de las ecuaciones fundamentales, de sus ecuaciones

de estado y de las condiciones de borde es posible encontrar resultados aceptables, teniendo en cuenta que este tipo de simplificaciones inducen a errores de escala. Una representación conceptual de estos fenómenos es aceptada siempre y cuando se trabaje a la escala adecuada.

2.2 BALANCE HIDRICO

Estrela, 1992; las entradas a la ecuación detallada del balance hídrico comprenden la precipitación total (P), como lluvia y nieve que alcanza el terreno, y las importaciones de agua exteriores al sistema, superficial (Ims) y subterráneas (Ima). Las salidas incluyen la evapotranspiración (ET) y los flujos superficial (A) y subterráneo (F) que salen de los límites de la cuenca:

- **Entradas:**

Los aportes naturales de agua recogidos por un territorio, cuenca en estudio (entradas al sistemas) pueden tener dos orígenes:

Precipitaciones eficaces (P - ET):

Se obtiene sustrayendo la acción de la evapotranspiración (ET) y retenciones a las precipitaciones totales (P), y que a su vez provocan:

Escorrentía (E) inmediata en los cauces superficiales, Infiltración (I) que alimenta a los acuíferos subterráneos y a la parte subsuperficial.

Importaciones (I m):

Proviene del agua exterior que pueden entrar en el sistema por la red fluvial (Ims) o a través de acuíferos conexos (Ima).

- **Salida:**

Se define como aportación total (At) al flujo efluente de un determinado territorio y es la suma de:

Los caudales circulantes por los cursos superficiales de agua que abandonan el territorio considerado: Aportaciones de la red fluvial (A).

El flujo subterráneo que sale del territorio a través de los acuíferos existentes: Fugas subterráneas (F).

En la aportación de la red fluvial se puede distinguir el **componente superficial (As)** que proviene directamente de la escorrentía y el **componente subterráneo (Af)**, consistente en las salidas de aguas subterráneas a los cauces superficiales.

En los sistemas en que las importaciones de territorios conexos tengan importancia, es conveniente definir la **aportación total de origen interno (At - Im)** como la diferencia entre la aportación total y las importaciones.

- **Reserva:**

La reserva es el almacenamiento natural de agua presente en un determinado territorio y en una fecha dada, pudiendo encontrarse:

En superficie: cursos fluviales, lagos, nieve, glaciares.

En el subsuelo, tanto en la zona no saturada, como en los acuíferos.

Las reservas varían con el tiempo de acuerdo con las diferencias que se producen entre los flujos de entrada y de salida del territorio considerado.

Se define como **reservas medias** la media de las reservas existente en un sistema a lo largo de un período suficientemente extenso como para ser considerado representativo. Este período deberá cumplir la propiedad de que los flujos medios de entrada y de salida coincidan sensiblemente, lo que asegura un equilibrio en el sistema.

Estrela, 1992; cuando las entradas exceden las salidas, el total de agua almacenada en el territorio (S) se incrementa, y la expresión que engloba estos parámetros es:

$$P + I_{ms} + I_{ma} - ET - A - F - \Delta S = 0 \quad (2.1)$$

esta ecuación puede simplificarse o hacerse más compleja dependiendo de la disponibilidad de datos, finalidad del cálculo, tamaño del territorio y duración del intervalo de tiempo del balance.

Por ejemplo, si se establecen unidades territoriales que soporten balances hídricos prácticamente independientes, las importaciones y exportaciones a otros territorios serían nulas y si esas unidades tienen, además, una extensión importante, las salidas subterráneas al mar serían porcentualmente despreciables. Con esas hipótesis la ecuación (2.1) quedaría reducida a:

$$P - ET - A - \Delta S = 0 \quad (2.2)$$

Donde:

- P → Precipitación en mm.,
- ET → Evapotranspiración en mm.,
- A → Representa la salida superficial de la cuenca o aportaciones de la Red Fluvial, en mm.,
- ΔS → Cambio de almacenamiento en mm.

La escala temporal hace referencia al intervalo de tiempo adoptado en la evaluación de recursos (día, semana, mes, estación, año) y a la longitud de las series de aportaciones.

El intervalo temporal viene condicionado por la futura gestión de cada sistema, que como mínimo precisa la simulación a escala mensual. La evaluación de aportaciones a escala inferior a la mensual (semanal, diaria) deberá realizarse solo cuando la propia especificidad del sistema lo requiera pues la disponibilidad de datos y su manejo y controlabilidad disminuye de forma notable.

CAPITULO III: MATERIALES Y METODOS

3.1 DESCRIPCION DEL AREA DE LA CUENCA

La Cuenca del río Chicama, se encuentra en la jurisdicción de las provincias de Pacasmayo, Trujillo y Otuzco de la Región La Libertad y de las provincias de Contumaza y Cotabambas en el departamento de La Cajamarca.

Geográficamente, sus puntos extremos de la cuenca se hallan comprendidos entre los 7° 21' y 8° 01' de Latitud Sur y los 78° 16' y 79°27' de Longitud Oeste (fuente: Atlas hidrológico 1976 del SENAMHI).

Limites: por el norte con la cuenca del río Jequetepeque, por el sur con la cuenca del río Moche y la quebrada de río Seco, por el sureste con la cuenca del ríos Santa, por el este con la cuenca del río Marañón y por el oeste con el océano Pacífico.

Altitudinalmente, se extiende desde el nivel del mar hasta la línea de cumbres que constituye la divisoria de aguas entre la cuenca del río Chicama y la del río Marañón y cuyo punto más alto corresponde al Cerro Tuanga (4 297 msnm).

La cuenca en estudio tiene una forma suigéneris, asemejándose en general a todas las cuencas de la costa, es decir ancha en la parte alta y estrecha en la desembocadura, su cuenca Imbrifera o cuenca húmeda representa el 35% (2080,3 Km²) situada por encima de la cota 2000 msnm.

A) SUELOS

El valle del río Chicama, presenta en su mayor parte buenas condiciones edáficas, no disponiendo, sin embargo, de recursos hídricos suficientes como para abastecer la totalidad de sus requerimientos. Asimismo,

presenta fuertes problemas de drenaje y salinidad, los que se manifiestan principalmente en la parte baja, entre la margen derecha del río Chicama y el extremo Norte del Valle (zonas de Salamanca, Molinos, Macabi, Paiján).

La cuenca alta, comprende desde la parte inferior del flanco occidental hasta aproximadamente los 1600 msnm ofrece un cuadro definitivamente árido, de topografía abrupta, en la que predominan las formaciones líticas asociadas a los litosoles, que se hallan en menor proporción. En los sectores de pendiente suaves, se presentan suelos profundos, pardo desérticos.

Desde los 1600 msnm hasta los 3700 msnm presentan suelos profundos, con gran desarrollo genético, cuya fertilidad y naturaleza dependen de la composición litológica de la zona. Sin embargo, la topografía muy agreste solo permite escasa agricultura en los lugares de pendientes suaves o en áreas vecinas a los ríos. Asociado a estas características, persiste la presencia de litosoles y formaciones líticas.

En áreas sobre los 3700 msnm el factor climático se hace sumamente adverso en lo que se refiere a la temperatura, la que desciende a niveles por debajo de 0°C. Esta superficie, de topografía variada presenta suelos profundos aunque menos desarrollados que en la región altitudinal anterior. Se observa la presencia de litosoles y formaciones líticas.

B) GEOLOGÍA

Desde el punto de vista geológico, la zona en estudio esta formada por un heterogéneo conjunto de rocas sedimentarias metamórficas e ígneas intrusivas y extrusivas. Las rocas sedimentarias son tanto de facies marinas como semicontinental y están representadas principalmente por areniscas, lutitas, limolitas, calizas y conglomerados. Entre las rocas metamórficas, destacan las cuarcitas y pizarras. Las rocas ígneas intrusivas están constituidas por granitos, granodioritas, adamelitas, etc. Y sus afloramientos se presentan desde la faja costera hasta el sector de la

cuenca alta, formando parte del Batolito Andino. Las rocas ígneas extrusivas están representadas principalmente por derrames andesíticos y tufos riolíticos. La edad de estas rocas, que forman la columna geológica de la cuenca, oscila entre el Triásico superior-Jurásico inferior y el Cuaternario reciente.

Estructuralmente, la cuenca del río Chicama presenta dos sectores bien diferenciados; uno, que corresponde a la faja costera y estribaciones occidentales de los Andes, y otro, que abarca las partes media y alta de la cuenca. En el primero, solo se presentan fallas y pliegues de escasa significancia, y, en el segundo el tectonismo ha alcanzado su mayor desarrollo, habiéndose generado fallamientos y plegamientos de gran magnitud.

C) CLIMATICOS

En base, al mapa de clasificación climática del Perú elaborado por el SENAMHI (1988) desarrollado según el método de Thornthwaite. La cuenca del Chicama presenta las siguientes características climáticas: (Ver Mapa Cli).

❖ Tipo climático Desértica semicálida [E(d) B₁ ' H₃]

Abarca toda la región costera hasta los 2 000 msnm, caracterizándose por la deficiencia de lluvias en todas las estaciones del año y humedad relativa calificada como húmeda.

❖ Tipo climático Semi seca y templada [C(o,i,p) B₂ ' H₃]

Zona semiseca, templada, se caracteriza por deficiencias de lluvias en el otoño, invierno y primavera, con humedad relativa calificada como húmeda, este tipo de clima se ubica desde los 2 000 hasta 3 000 msnm.

❖ Tipo climático Semiseca y semifrías [C(o,i,p) B₃ ' H₃]

La zona comprendida desde los 3 000 hasta los 4 000 msnm, se caracteriza por la deficiencia de lluvias en el período mayo – setiembre, con humedad relativa calificada como húmeda.

❖ Tipo climático semiseco frío [C(i) C' H₃]

Zona comprendida entre los 4 000 a 5 000 msnm, se caracteriza por deficiencia de lluvias en invierno, con humedad relativa calificada como húmeda.

D) ECOLOGIA

La cuenca estudiada ofrece una configuración medio ambiental muy variada, representada por seis formaciones ecológicas o zonas de vida natural:

- Desierto Pre – montano (d-PM), posee condiciones adecuadas para la agricultura intensiva bajo riego, especialmente de caña de azúcar. Se extiende desde el litoral hasta los 500 y 600 msnm. Se caracteriza por presentar un clima extremadamente árido y semi – calido.
- Matorral Desértico Pre – Montano (md – PM), se extiende inmediatamente por encima de la formación Desierto Pre – montano (d-PM) hasta los 1200 msnm en el sector oriental y 1300 msnm en los sectores noroccidental y suroccidental, respectivamente. Estas variaciones indican que, mientras en el sector central de la cuenca , la aridez ha perdido altitud, en los sectores extremos de la misma la aridez gana altitud, debido principalmente a la influencia marítima.
- Monte Espinoso Pre – Montano (me – PM) alcanza una altitud entre los 1900 y 2100 msnm, se caracteriza por presentar un clima semi-arido y templado, con tendencia a sub-húmedo en el área próxima a su límite altitudinal superior.
- Bosque seco Montano Bajo (bs-MB), se caracteriza por presentar un clima que puede calificarse como sub-húmedo y templado con tendencia a húmedo en su límite superior sobre los 2 600 msnm y 2800 msnm.
- Pradera Húmeda Montano (ph-M), llega hasta los 4 000 msnm, zona donde se desarrolla una agricultura de secano . Desde el punto de vista

topográfico presenta una configuración montañosa constituida por colinas de relieve ondulado a semi-accidentado, laderas de montañas de relieve suave y cerros escarpados y abruptos.

- Pradera Muy Húmedo Montano (pmh-M), comprende desde los 4000 msnm y la divisoria de aguas de la cuenca en algunos sectores alcanza los 4 200 msnm. La vegetación natural está conformada por gramíneas de tipo forrajero. Presenta una configuración montañosa compuesta por colinas y laderas de relieve suave a semi – accidentado, interrumpidas por abruptas elevaciones rocosas.

E) HIDROGRAFIA

El río Chicama se origina en las alturas de las minas de Callacuyán con el nombre de río Perejil, nombre que mantiene hasta la localidad de Caina, punto a partir del cual toma el nombre de río Grande o Alto Chicama. Aguas abajo, adopta el nombre de río Huancay, tomando el de río Chicama a partir de la hacienda El Tambo, nombre con el cual desemboca en el océano Pacífico.

Sus afluentes principales, por la margen derecha, son los ríos o quebradas Chuquillanqui, San Felipe, Ochape, Cascas y Santanero y, por la margen izquierda, el río Quirripango

El escurrimiento superficial se debe fundamentalmente a la precipitación pluvial estacional que cae en la “cuenca húmeda”.

3.2 DETERMINACION DE LOS PRINCIPALES PARAMETROS FISIOGRAFICOS

A) Superficie de la cuenca

- Área total de la cuenca (A): se considera a toda área de terrenos cuyas precipitaciones son evacuadas por un sistema común de cauces de agua estando comprendido desde el punto donde se

inicia esta evacuación hasta la desembocadura u otro punto de interés.

- Área de la cuenca de recepción (A_r): es el área de la cuenca donde ocurre la mayor cantidad promedio de precipitación y está determinada desde una estación de aforos en el río principal aguas arriba.
- Rango de altitud: es la diferencia entre la cota máxima y la cota mínima de la cuenca.

$$A_a = H_{\max.} - H_{\min.} \quad (3.1)$$

Donde:

- $A_a \rightarrow$ Rango de altitud
- $H_{\max} \rightarrow$ Altitud máxima
- $H_{\min} \rightarrow$ Altitud mínima.

B) Perímetro de la cuenca

El perímetro de la cuenca se define como la longitud del contorno del área de la cuenca.

C) Forma de la cuenca

Determina la distribución de las descargas de agua a lo largo del curso principal; se expresa en los siguientes parámetros:

- **Coficiente de compacidad o índice de Gravelius (K_c).**

Se define como la relación entre el perímetro de la cuenca y el área de la cuenca en estudio.

$$K_c = 0,28 \left(\frac{P}{A^{1/2}} \right) \quad (3,2)$$

Donde:

K_C	=	Índice de compacidad
P	=	Perímetro de la cuenca
A	=	Área de la cuenca

Cuando en una cuenca K_C se acerca a la unidad significa que habrá mayores posibilidades de crecientes debido a que los tiempos de concentración de los diferentes puntos de la cuenca serían iguales.

- **Factor de forma (F_f)**

Relación entre el ancho medio de la cuenca (A_m) y la longitud del curso de agua más largo. El ancho medio de la cuenca se obtiene dividiendo el área de la cuenca entre la longitud del curso de agua más largo, de acuerdo a la expresión (3,3).

$$F_f = \frac{A_m}{L} = \left(\frac{A/L}{L} \right) = \frac{A}{L^2} \quad (3,3)$$

Donde:

F_f	=	Factor de forma
A_m	=	Ancho medio
A	=	Área de la cuenca
L	=	Longitud del río

Una cuenca con factor de forma bajo está sujeta a menos crecientes.

El factor de forma es adimensional.

D) Elevación de los terrenos

- Rectángulo equivalente

Rectángulo que tiene la misma superficie de la cuenca, el mismo coeficiente de compacidad e idéntica repartición hipsométrica. Se trata de una transformación geométrica.

Los lados del rectángulo equivalente están dados por las fórmulas siguientes:

$$L = \frac{K_C}{1,12} \sqrt{A} * \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_C} \right)^2} \right] \quad (3,4)$$

$$l = \frac{K_C}{1,12} \sqrt{A} * \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_C} \right)^2} \right] \quad (3,5)$$

Siendo:

L	=	lado mayor del rectángulo
l	=	lado menor del rectángulo
K_C	=	coeficiente de compacidad

Debiendo verificarse que:

$$L + l = P/2 \text{ (semiperímetro)}$$

$$L \times l = A$$

E) Declividad de los Alveos

- **Pendiente media (Ic)** se obtiene dividiendo la diferencia total de la altitud mayor del cauce (H_M -m) y la altitud menor del cauce (H_m -m) entre la longitud horizontal (L -km) del curso de agua entre esos dos puntos:

$$S(\%) = \frac{H_M - H_m}{1000 * L} \quad (3,6)$$

Donde:

H_M	=	Altitud mayor en metros
H_m	=:	Altitud menor en metros
L	=	Longitud del curso de agua en Km

- **Perfil longitudinal (S)** Taylor y Schwarz proponen calcular la pendiente media como la de un canal de sección transversal uniforme, que tenga la misma longitud y tiempo de recorrido que la corriente en cuestión.

Estos autores llegan a la conclusión de que en el caso de que los tramos no sean iguales la pendiente se encuentra dada por la siguiente expresión, la expresión matemática es:

$$S_{eq} = \left[\frac{L}{\frac{1}{\sqrt{S_1}}} \right]^2 \quad (3,7)$$

Donde:

L	=	longitud del río en un tramo
S_1	=	pendiente en el tramo

3.3 INFORMACION REQUERIDA Y EQUIPOS

3.3.1 Recopilación de información

3.3.1.1 Cartográfica:

Para el estudio se contó con el apoyo cartográfico siguiente:

- Mapa físico político del Perú a escala 1: 1000 000, publicado por del Instituto Geográfico Nacional (IGN).

- Mapa de la cuenca del río Chicama a escala 1:1000,000 publicado por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología – SENAMHI.
- Mapa de la cuenca del río Chicama a escala 1:100,000 publicado por el Instituto Geográfico Nacional (IGN).
- Mapa de clasificación climática del Perú a escala 1: 1000,000 publicado por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología – SENAMHI.

3.3.1.2 Información meteorológica e hidrológica:

Se ha utilizado la información meteorológica e hidrológica siguiente:

- a) Precipitación total mensual ,en milímetros (mm)
- b) Precipitación Mínima mensual ,en milímetros (mm)
- c) Precipitación Máxima mensual ,en milímetros (mm)
- d) Temperatura promedio mensual en grados centígrados (C°)
- e) Temperatura mínima mensual en grados centígrados (C°)
- f) Temperatura máxima mensual en grados centígrados (C°)
- g) Humedad relativa media mensual en porcentaje (%)
- h) Velocidad del viento en metros por segundo (m/s)
- i) Horas de sol (horas)
- h) Caudal promedio mensual (m³/s).

La información hidrológica y meteorológica ha sido recopilada del Banco Nacional de Datos del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología – SENAMHI.

3.3.1.3 Red hidrológica y meteorológica:

Para el estudio se consideró el mayor número de estaciones ubicadas dentro y alrededor de la cuenca, las que se detallan en la Tabla 3.1 y su ubicación se muestra en el Mapa Est.

3.3.2 PERÍODO DE ANÁLISIS

UNESCO – Guía metodológica para la elaboración del balance hídrico de América del sur, 1982; un balance puede ser realizado para distintos períodos de tiempo, pero está condicionado a la información hidrológica y meteorológica disponible, en el presente estudio y teniendo en consideración la longitud de las series estadísticas correspondientes de los parámetros a usar, se estableció que el período de análisis sea el comprendido entre los años 1969 a 1999.

3.3.3 EQUIPOS

Para la elaboración del presente estudio se ha contado con el apoyo de los siguientes equipos:

Computadora Personal

Impresora Epson Stylus 850

Planímetro Digital PLACOM KP – 82N

Software : Windows XP

Surfer 8,0

Autocad 2004

Sistema de información geográfica (SIG)

Internet

ArctInfo/Arview

3.4 METODOLOGIA

3.4.1 TRABAJO DE CAMPO

En esta parte del estudio, se realizaron trabajos de reconocimiento integral del estado geomorfológico de la cuenca así como también de la identificación y evaluación de cada una de las estaciones hidrológicas y meteorológicas ubicadas en la zona de estudio.

- **Reconocimiento integral de la cuenca**

La cuenca del río Chicama, se encuentra ubicada dentro de las Regiones de La Libertad y Cajamarca, entre las coordenadas geográficas 7°21' y 8°01' de latitud sur y 78°16' a 79°27' de longitud oeste y, abarca una extensión de 6 012,2 Km².

En valle de Chicama los principales cultivos son el arroz y en menor cantidad y maíz, así como árboles frutales como la palta.

La parte media y alta de la cuenca, se caracteriza por presentar cobertura vegetal natural (arbustos, cactus) en su superficie y desarrollo de cultivos agrícolas como es la vid

La parte alta de la cuenca (margen derecha del río Chicama), registra una cobertura vegetal natural, así como plantaciones de eucaliptos que se mezclan entre ellos dando la impresión de un bosque, mientras que la margen izquierda se caracteriza por presentar escasas áreas de cultivos.

El río Chicama, se caracteriza por presentar en su cauce gran cantidad de material de arrastre por rodamiento y saltación (erosión hídrica y colmatación), lo que origina que en ciertas partes del río; su cauce se ensancha tremendamente y en otras se angosta.

- **Operación y funcionamiento de la red hidrometeorológica**

La red hidrometeorológica ubicada en la cuenca, está conformada por cinco estaciones siguientes PLU San Benito, PLU Callancas, CO Cospan y CO Laredo. ubicadas en la parte alta, media y baja de la cuenca, las que registran las variabilidad climática de la zona donde se ubican.

En la cuenca no existe estación hidrológica que registre la variabilidad del régimen hídrico del río, los caudales se analizarán con la información de la estación HLG Salinar la que se encuentra desactivada hace 12 años,

pero cuenta con información durante los períodos 1969 – 1972 y 1980 – 1992.

3.4.2 TRABAJO DE GABINETE

A) Análisis de precipitación

El proceso de la precipitación no es tan sencillo como parece, sino hace falta una serie de condiciones previas en la atmósfera tales como la existencia de vapor de agua en grandes proporciones; este vapor debe ascender y condensarse en la altura formando nubes, y que las condiciones dentro de las nubes permita que las pequeñísimas partículas de agua e hielo aumenten de tamaño y peso, suficiente para caer desde la nube y llegar al suelo.

Este fenómeno se da por la condensación del vapor de agua con tal rapidez en la atmósfera alcanzando tal peso que no pueda seguir flotando como las nubes, la niebla o la neblina (cuyas partículas están suspendidas o se depositan directamente sobre la tierra en forma de rocío o escarcha) y se precipita de las diversas formas ya mencionadas.

Se entiende por precipitación a todo aquello que cae de la atmósfera a la superficie de la tierra, ya sea en forma de lluvia, granizo, pedrisco, nieve, etc.

Los factores que determinan el desigual reparto de las precipitaciones son múltiples y complejos, desde los de ámbito general hasta los regionales o locales.

Los **factores de alcance general** son los responsables de que en los climas ecuatoriales las lluvias sean fundamentalmente de convección, y en los climas tropicales las estaciones lluviosas coincidan con los solsticios.

Los **factores regionales** o locales determinan aspectos tales como la mayor humedad de las zonas costeras y la mayor frecuencia de lluvias en las barreras montañosas, en especial en su vertiente orientada al mar

Este parámetro se puede considerar como el más importante que interviene en el balance hídrico y la exactitud en su medición y su evaluación es determinante en el resultado.

Sin embargo, a pesar de su importancia no se puede estimar con un alto grado de exactitud ya que su evaluación es afectada por dos tipos de errores:

- Error en la medida puntual
- Error en la medida espacial.

Su evaluación requiere estudiar y analizar:

- Error en la medida
- Consistencia y ajuste de las estadísticas
- Ampliación de los registros
- Evaluación de la precipitación espacial
- Régimen pluviométrico de un lugar, zona o región

➔ **Análisis de consistencia de datos:**

Aliaga, 1983, la no homogeneidad e inconsistencia en secuencias hidrológicas representa uno de los aspectos más importantes del estudio de la hidrología, particularmente en lo relacionado a la conservación, desarrollo y control de los recursos hídricos

Los datos pluviométricos a nivel mensual, recopilados y automatizados, se procesaron con el fin de determinar su confiabilidad y consistencia, la que consiste en determinar si la información de precipitaciones registradas en cada una de las estaciones (PLU y CO) son representativas de la zona y no presentan ningún tipo de error.

El primer paso al efectuar la evaluación espacial de la precipitación es verificar que el período de la estadística pluviométrica que se va a utilizar sea consistente; quiere decir que la estación haya sido observada durante el período en la misma forma, criterio y que su instalación no haya sufrido variaciones de ningún tipo.

La consistencia de la información comprende la elaboración de tablas con valores promedios a nivel mensual y anual de la variable precipitación, la construcción de histogramas, curvas de doble masa y pruebas estadísticas, con el fin de identificar y si es necesario cuantificar inconsistencias, saltos o tendencias de los datos.

- Histogramas: son gráficos que se construyen en coordenadas cartesianas, ploteando la precipitación con el tiempo.
- Curva doble masa: consiste en llevar los valores acumulados de la estación en estudio y en la abscisa los valores acumulados de una estación patrón, que viene a ser el promedio de varias estaciones índices.
- Pruebas estadísticas: comprende el empleo de los tests de: T – student y F – Fisher, con la finalidad de cuantificar la inconsistencia de la información.

Mediante la prueba de T de Student se analiza si los valores son estadísticamente iguales, es decir probar que ambos valores provienen de la misma población.

- **Doble masa**

Este método es aplicado en cada grupo de análisis considerado; consiste en calcular un patrón de precipitaciones anuales (PPA) como el promedio anual de un conjunto de estadísticas pluviométricas que se considera son las mejores y más largas del grupo; el PPA se acumula año a año obteniéndose una serie de valores anuales acumulados.

Comparando con el PPA acumulado las precipitaciones anuales acumuladas de cada estación (X) y llevando los pares de valores (ΣPPA , ΣP_x) a un gráfico, los puntos quedarán alineados si la estación (X) ha sido bien observada, lo que indicaría que su estadística es consistente, si se produce un quiebre a partir de un

determinado año, la estadística de la estación (X) no es consistente y debe corregirse.

Para realizar la consistencia de la información pluviométrica fue necesario agrupar las estaciones bajo los siguientes criterios:

- * Ubicación dentro y fuera de la cuenca
- * Proximidad entre estaciones (latitud y longitud)
- * Intervalo de altitudes.

Para el estudio se utilizó el método de doble masa para el consistenciado, utilizando el siguiente procedimiento:

- Se seleccionó el período común de información del grupo de estaciones utilizadas en el estudio.
- Se determinó las precipitaciones totales anuales para cada estación; para los datos faltantes a nivel mensual, se procedió a reemplazar temporalmente por los promedios mensuales de la serie, solamente para aquellos años que tuvieran como máximo 6 datos faltantes.
- Posteriormente los valores anuales determinados fueron acumulados en orden cronológico, a partir del año más antiguo (1969) hasta el más reciente (1999).
- Se procedió a graficar cada uno de los valores de las precipitaciones acumuladas de cada estación con el promedio acumulado de ellas, con el fin de determinar la estación patrón en cada grupo.
- Si los puntos ploteados presentan una sola tendencia, es decir si se puede trazar por ellos una recta sin quiebres, significa que la estadística de la estación es consistente.
- Si los puntos presentan quiebres o mucha dispersión, la estadística no es consistente y se procede a su corrección o eliminación del análisis.
- Las estaciones cuyas precipitaciones registren diferentes pendientes (quiebres), serán ajustadas mediante la multiplicación de

esos valores por un factor de corrección cuya expresión matemática es:

$$\beta_i = \frac{m_2}{m_1} \quad (3,8)$$

Donde:

B_1 → Factor de corrección

m_1 → Pendiente de la recta del período más antiguo

m_2 → Pendiente de la recta del período más reciente

La expresión se utiliza para corregir los valores inconsistentes del período más antiguo, y si requiere corregir el período más reciente la relación entre pendientes se invierte.

A cada uno de los períodos seleccionados, de acuerdo al quiebre de la información, se ajusta a una ecuación de regresión lineal del tipo :

$$Y = mX + b \quad (3,9)$$

$$Y = mX \quad (3,10)$$

Donde:

Y → Variable dependiente

X → Variable independiente

m → Pendiente de la recta a determinarse

b → Constante a determinarse

- Con la estadística ajustada, se procede nuevamente a realizar el proceso de análisis de doble masa, con el fin de corroborar el análisis.

El grupo de estaciones seleccionadas en la cuenca del río Jequetepeque, después de ser analizada su consistencia y ajustada, quedo lista para el proceso de completado y extensión de los datos de precipitaciones totales anuales.

◆ Completar y/o utilizar información para su extensión

Es esencial que en el balance hídrico intervenga el máximo número de registros pluviométricos, por lo cual es necesario establecer métodos que permitan estimar precipitaciones anuales del período 1969 - 1999, de aquellas estaciones que contengan información estadística incompleta.

El método que se recomienda para estimar valores anuales es el de la correlación lineal entre las precipitaciones acumuladas anuales de las estaciones en estudio y el promedio de las acumuladas del grupo de estaciones.

Estas técnicas permiten uniformizar la serie de datos pluviométricos en la cuenca, facilitando de esta manera el mejor conocimiento del comportamiento de la precipitación a escala temporal y espacial.

◆ Determinación del gradiente pluviométrico

Debido a la escasa cantidad de estaciones que registren o midan la precipitación en esta cuenca fue necesario determinar un **gradiente pluviométrico**, que es un indicador de gran importancia que permite tener una idea de la variación de la precipitación en relación con la altitud.

Para la determinación del gradiente, se utilizarán estaciones representativas de la zona de estudio así como también aquellas de cuencas vecinas.

◆ Estimación de la precipitación a nivel mensual

Analizada la información anual de la serie histórica, se procede a completar los valores mensuales faltantes en la serie, los cuales se generaran en base a pesos porcentuales de cada uno de los meses en cada estación.

◆ Estimación de la precipitación media areal

Para evaluar la precipitación caída en una zona de la superficie terrestre, es indispensable basarse en valores puntuales.

Para determinar la precipitación media de la cuenca se puede realizar por los métodos:

- Media aritmética
- Polígono de Thiessen
- Isoyetas

Gómez 1987, el método más preciso de evaluar la precipitación espacial es el de Isoyetas; obtenidos los valores puntuales de precipitación en todas las estaciones seleccionadas de la cuenca, se procedió a plotear en un mapa las estaciones y sus cantidades de lluvia, luego se interpola para obtener isolíneas de igual valor pluviométrico en la cuenca y subcuencas respectivas.

Este método nos permite estimar la variación paulatina de las precipitaciones en el espacio, aún en zonas montañosas.

La precipitación promedio sobre el área de la cuenca se evalúa ponderando la precipitación entre isoyetas sucesivas por el área entre isoyetas, relación que se expresa por la siguiente expresión:

$$P_m = \frac{\sum AP}{A_T} \quad (3,11)$$

Donde:

- P_m = Precipitación media de la cuenca
- AP = área parcial entre isoyetas
- A_T = área total de la cuenca

Para la interpolación de los valores puntuales se realizó con la ayuda del software Surfer 7.0.

B) Análisis de temperatura

El análisis de esta variable se realizará a nivel regional donde incluye a las cuencas de los ríos Chicama, Moche, Viru y Chao, en el estudio se considera los valores mínimos, máximos y medios, para las cuencas en mención.

Este tipo de análisis se realiza debido a la escasa información de temperatura en la cuenca de estudio, para tal fin, la información seleccionada, corresponde a las estaciones Climatológicas Ordinarias ubicadas dentro de la zona de estudio y de estaciones de apoyo ubicadas en las cuencas de los ríos Jequetepeque, Crisnejas y Maraños, tal como se puede observar en el Tabla 3.2. Con dicha información, se realizó el análisis regional de esta variable con el fin de conocer el comportamiento y distribución espacial y temporal.

➤ Estimación del gradiente térmico

Como la temperatura varía en función a la altitud, consideramos conveniente determinar los gradientes térmico a nivel medio, mínimo y máximo (ver Tabla 3.2), en las cuencas de los ríos Chicama, Moche, Viru y Chao, con el fin de conocer el comportamiento y distribución en función de la altitud, así como también poder estimar valores de temperatura en puntos en la cual no se tiene registrado esta variable climática.

➤ Determinación de la temperatura a nivel mensual

Analizada la información a nivel mensual y anual, se pasó a completar la serie de datos mensuales, para lo cual se procedió de la misma forma que en el análisis de las precipitación, determinándose los diferentes factores de corrección, mediante los cuales se determinarán los valores de las temperaturas medias mensuales para cada una de las estaciones.

C) Análisis de humedad relativa, viento y horas de sol

◆ Humedad relativa

Variable que se analiza a nivel regional, con información de las estaciones que se ubican en las cuencas los ríos Chao – Virú, Moche, Chicama, Jequetepeque, Chaman, Zaña y Chancay – Lambayeque. Con información histórica de humedad relativa media a nivel mensual de las estaciones seleccionadas (ver Tabla 3.3), se realizaron análisis estadísticos que nos permitieron conocer la características, distribución y comportamiento de este parámetros en forma espacial y temporal, así como también la determinación del gradiente.

➔ Viento y horas de sol:

Estas variables se han evaluado a nivel regional que incluye las cuencas de los ríos Chao – Virú, Moche, Chicama, Jequetepeque, Chaman, Zaña y Chancay – Lambayeque.

Para el análisis recurrimos a información histórica, tal como se muestra en las Tablas 3.4 y 3.5. Para el análisis de viento y horas de sol se han considerado un total de 42 y 16 estaciones, respectivamente, las cuales nos permitirán conocer el comportamiento de la distribución espacial y temporal de ambas variables dentro de las zonas de estudio.

La determinación del gradiente de viento y horas de sol, permitirá conocer la variabilidad de cada uno de estos parámetros en función de la altitud, así como también la generación de datos en zonas sin información.

D) Estimación de la evapotranspiración

La determinación de esta importante variable, puede ser realizada mediante la aplicación de las fórmulas empíricas desarrolladas por los diferentes investigadores que deseando encontrar la forma practica de describir conceptualmente cada una de las variables que inciden en forma

directa en la pérdida de agua por los diferentes procesos descritos en la parte de la revisión bibliográfica.

A fin de realizar una comparación cualitativa y cuantitativa entre los diferentes métodos indirectos y directos más importantes, utilizados en la determinación de la evapotranspiración, se describe a continuación cada uno de ellos (SIAR, 2001):

➤ **Cubeta:**

El tanque de evaporación permite estimar los efectos combinados de radiación solar, viento, temperatura y humedad sobre la evaporación de una superficie de agua libre. De un modo análogo, la planta responde a las mismas variables climáticas. El método del tanque de evaporación permite relacionar la evaporación del agua del tanque con la evapotranspiración del cultivo de referencia (*ET_o*) (Inia, 2001)

Existe una íntima relación entre los procesos de evapotranspiración del cultivo y la evaporación del Tanque Clase "A" por lo que este método es de gran utilidad para determinar la *ET_o* a partir de la evaporación de un tanque de agua. Existen diversos modelos de tanques, pero el más utilizado es la cubeta evaporimétrica "Clase A" del "Weather Bureau" de los EE.UU. Este recipiente es circular, de hierro galvanizado, con dimensiones de 120,7 cm de diámetro y 25,4 cm de profundidad, y se monta sobre la plataforma de madera que permite situar el fondo a unos 15 cm sobre el nivel del suelo.

Doorenbos y Pruitt (1974,1977) proponen un método para la predicción de la *ET_o* a partir de los datos medidos de evaporación de una lámina libre de agua en la cubeta "Clase A" . La ecuación correspondiente es la siguiente:

$$ET_o = K_c * E_v \quad (3,12)$$

Donde:

- *ET_o* = evapotranspiración de referencia (mm/día)
- *k_t* es el factor de corrección, que se calcula para un tanque sobre hierba mediante la ecuación 3.13.

$$k_t = 0.108 - 0.00033 * U_d + 0.0422 \ln(fetch) + 0.1434 \ln(Hrmed) - 0.000631 [\ln(fetch)]^2 * [\ln(Hrmed)] \quad (3.13)$$

Donde:

- fetch = distancia de cobertura verde en la dirección predominante del viento (m)
- Hrmed = humedad relativa media (%)
- U_d = velocidad del viento diurna a 2 m de altura (m/s)

Los valores de estos parámetros deben estar comprendidos entre los siguientes intervalos:

30	<	Hrmed	<	84%.
0,97	<	U_d	<	8,1 m/s.
1	<	“fetch”	<	1000

◆ Blaney – Criddle modificado por Fao:

El método original de Blaney-Criddle (Blaney y Criddle, 1950) se basó en estudios de correlación entre la temperatura y el uso del agua en el oeste de EE.UU. Con el fin de definir mejor los efectos de clima sobre la evapotranspiración. La modificación de FAO del método de Blaney-Criddle es la siguiente:

$$ET_o = a_b + b_b * f \quad (3.14)$$

Donde:

- ET_o = evapotranspiración de referencia (mm/día)
- f es el factor de uso consuntivo dado por la ecuación 3.12 en mm/día
- a_b y b_b son los valores de ecuaciones 3.14 y 3.15.

$$f = P * (0.46 * t + 8.13) \text{.utilizando } ^\circ C \quad (3.15)$$

Donde:

- f = factor consuntivo (mm/día)

- t = porcentaje de horas de sol diarias anuales durante el período considerado (%)
- P = período considerado (días).

$$a_b = 0.043 * Hr \min - \frac{n}{N - 1.41} \quad (3.16)$$

$$b_b = a_b + a_1 * HR_{\min} + a_2 * \frac{n}{N} + a_3 * U_d + a_4 * HR_{\min} * \frac{n}{N} + a_5 * HR_{\min} * U_d \quad (3.17)$$

Donde:

- HR_{\min} = humedad relativa mínima (%); n/N = fracción de insolación
- U_d = velocidad del viento tomada a 2 m de altura (m/s).

Los coeficientes de regresión son :

- $a_0 = 0,81917$
- $a_1 = -0,0040922$
- $a_2 = 1,0705$
- $a_3 = 0,065649$
- $a_4 = -0,0059684$
- $a_5 = -0,0005967$

◆ Hargreaves:

La fórmula que plantea Hargreaves es la que se presenta a continuación:

$$ET_o = 0.0023 * R_A * (T_{\max} - T_{\min})^{1/2} * (T_{med} + 17.8) \quad (3.18)$$

Donde:

- T_{med} = $(T_{\max} + T_{\min})/2$
- R_A = radiación extraterrestre (mm/día)
- T_{\max} = temperatura máxima (°C)
- T_{\min} = temperatura mínima (°C),
- T_{med} = temperatura media (°C).

◆ **Método Climdata (1981):**

Se emplean los datos mensuales de (Uct, 2001)

T = temperatura media mensual ,en °C

H.R. = humedad relativa media mensual, en %

Para calcular la Evapotranspiración Potencial como:

$$ETP = 0.31*(T + 2)*T - 1.67*(HR - 76) \quad (3.19)$$

Donde:

ETP = evapotranspiración en mm/día

◆ **Método de Turc:**

Emplea la expresión matemática siguiente (Uct, 2001):

$$ETP = 0.013 * \left(\frac{T}{T + 15} \right) * (RS + 50) * \left(1 + \frac{(65 - HR)}{120} \right) \quad (3.20)$$

Donde:

- **ETP** = evapotranspiración en mm/día
- T = temperatura media mensual, en °C
- RS = radiación solar media mensual , en cal cm-2 min-1.
- HR = humedad relativa media mensual, en %

También existe el método modificado de Turc, el cual esta dado por la expresión matemática siguiente (Musy, 2001):

$$ET = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad (3.21)$$

Donde:

ET : Evapotranspiración en [mm],

$$\begin{aligned}
 P & : \text{Precipitación total anual en [mm]} \\
 T & : \text{Temperatura media anual [°C].} \\
 L & = 300 + 25 T + 0.05 T^3.
 \end{aligned}$$

➤ Penman – Fao:

La ecuación original de Penman estimaba las pérdidas de agua por evaporación en una superficie libre de agua (E_o). La fórmula es la que se presenta a continuación:

$$ET_o = c * \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} * Rn_1 + \frac{\gamma}{\gamma + \Delta} * 2.7 * (1 - 0.01 * U_2) * DPV_1 \right] \quad (3.22)$$

Donde:

- c = factor de corrección
- D = pendiente de la curva que relaciona la presión de vapor con la temperatura del aire (kPa/°C)
- G = constante psicométrica (kPa/°C)
- Rn_1 = radiación neta (mm/día)
- u_2 = velocidad del viento a 2 m de altura (km/día)
- DPV_1 es el déficit de presión de vapor (kPa).

$$DPV_1 = (e_{s1} - e_{o1}) \quad (3.23)$$

Donde:

- e_{s1} = presión de vapor en saturación (kPa)
- e_{o1} = presión actual de vapor (kPa)

calculados por las ecuaciones siguientes:

$$e_a = 0.6108 * e^{\left[\frac{17.27 * T_{med}}{T_{med} + 237.3} \right]} \quad (3.24)$$

$$e_{D1} = e_{s1} * \frac{HR_{med}}{100} \quad (3.25)$$

Donde:

- T_{med} = Temperatura media diaria (°C)
- H_{rmed} = humedad relativa media (%)

En el cálculo de D se utilizó la expresión 3.26, y en el de g la expresión 3.27.

$$\Delta = \frac{4098 * e_{s1}}{(T_{med} + 237.3)^2} \quad (3.26)$$

$$\gamma = \frac{0.0016286 * P}{\lambda} \quad (3.27)$$

Donde:

- P = presión atmosférica (kPa)
- g = calor latente de vaporización (MJ/kg)

calculados como:

$$P = 101.3 * \left[\frac{(293 - 0.0065 * altitud)}{293} \right]^{5.296} \quad (3.28)$$

Donde:

- $altitud$ = altura sobre el nivel del mar (m).

$$\lambda = 2.501 - (2.361 * 10^{-3}) * T_{med} \quad (3.29)$$

Donde:

- T_{med} = temperatura media (°C)

La radiación neta fue calculada utilizando la expresión:

$$Rn_1 = (1 - \alpha) * R_s - R_b \quad (3.30)$$

Donde:

- A = albedo de la superficie ($a = 0,25$ para una pradera)
- R_s = radiación global (mmdía^{-1})
- R_b = pérdida de radiación neta de onda larga (mmdía^{-1}).

$$Rb = \left(\frac{0.9 * n}{N} + 0.1 \right) * (0.34 - 0.139 * e_D^{1/2}) * s * T^{-4} \quad (3.31)$$

Donde:

- s = constante de Stefan-Boltzmann ($s=4,9*10^{-9} \text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}\text{k}^{-4}$)
- T = temperatura absoluta en K ($T = T_{\text{med}} + 273,16$)
- n/N = relación entre el número de horas de sol (n) y el número máximo de horas de sol (N) para la fecha evaluada.

El factor de corrección C fue ajustado por Allen y Pruitt (1991):

$$C = 0.892 - 0.0781 * U_d + 0.00219 * U_d * R_s + 0.000402 * H_{\text{max}} * R_s + 0.000196 * \left(\frac{U_d}{U_n} \right) * U_d * H_{\text{max}} + 0.0000198 * \left(\frac{U_d}{U_n} \right)^2 * H_{\text{max}} * R_s + 0.00000236 * U_d^2 * H_{\text{max}} * R_s - 0.0000086 * \left(\frac{U_d}{U_n} \right)^2 * U_d * H_{\text{max}} - 0.0000000292 * \left(\frac{U_d}{U_n} \right) * U_d^2 * (H_{\text{max}})^2 * R_s - 0.0000161 * H_{\text{max}} * R_s \quad (3.32)$$

Donde:

- U_d = velocidad del viento diurna a 2 m de altura (m/s)
- H_{max} = humedad relativa máxima (%)
- $U_d/U_n = 2$, es la relación entre la velocidad del viento diurna y (7:00 as 19:00 h) y nocturna (19:00 as 7:00 h) que es el valor promedio.

Los límites de validez en la ecuación 3.32, cuando los datos de entrada los superen, se deben adoptar los límites especificados:

- 3 < R_s < 12 mm/día.
- 30 < H_{max} < 90 %.
- 0 < U_d < 9 m/s.
- 1 < U_d/U_n < 4.

◆ Penman – Monteith:

Monteith (1965) desarrolló un modelo que incluye, en el modelo de Penman, la resistencia a la superficie de la cubierta vegetal, quedando de la siguiente manera:

$$ET_o = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} * (Rn_1 - G) + \frac{\gamma}{\gamma + \Delta} * K_1 * \left(0.622 * \lambda * \frac{\rho}{P} \right) * \frac{1}{R_A} * DPV_2 \quad (3.33)$$

Donde:

- ET_o = evapotranspiración de referencia (mm/día)
- Rn_2 = radiación neta calculada por el método de Wright, (1982)(MJm²/día)
- G = flujo de calor del suelo (MJm²/día)
- K_1 = coeficiente de conversión de unidades ($K_1=8,64$ si la velocidad media del viento a 2 m de altura (U_2) se expresa en m/s y $K_1= 10^3$ si U_2 se expresa en km/día)
- DPV_1 = déficit de presión de vapor (kPa).

$$l' = l * \left(1 + \frac{r_C}{r_A} \right) \quad (3.34)$$

Donde:

- l = calor latente de la evaporación (MJ/kg)
- r_A = resistencia aerodinámica (s/m)
- r_C = resistencia de la cubierta (s/m)

$$r_C = \frac{100}{(0.5 * IAF)} \quad (3.35)$$

El índice de área foliar (IAF) se puede estimar de la siguiente manera:

$$IAF = 0,24 h_C.$$

El valor de r_A en condiciones neutras de estabilidad de la atmósfera es:

$$r = \frac{\left[\ln\left(\frac{Z_m - d}{Z_{nm}}\right) \right] * \left[\ln\left(\frac{Z_b - d}{Z_{nb}}\right) \right]}{k^2 * U_x} \quad (3.36)$$

Donde:

- Z_m = altura de medida del viento (m)
- Z_h = altura de medida de la temperatura y la humedad relativa (m)
- d = altura del plano cero (m)
- Z_{om} = longitud de la rugosidad para transferencia de cantidad de movimiento
- Z_{oh} = longitud de la rugosidad para transferencia de calor sensible y calor latente
- k = constante de von Karman ($k = 0,41$)
- U_2 = velocidad del viento a la altura z (m/s)

$$Z_{om} = 0.1236 * hc \quad (3.37)$$

$$Z_{oh} = 0.0123 * hc \quad (3.38)$$

$$d = 0.67 * hc \quad (3.39)$$

$$Rn_2 = (1 - a) * R_s - R_b \quad (3.40)$$

Donde:

- hc = altura del cultivo (m)

La pérdida de radiación neta de onda larga R_b se calcula con la ecuación 3.41.

$$R_b = \left[\frac{a * n}{N} + b \right] * R_{bo} \quad (3.41)$$

Las constantes a y b vienen de:

- $a = 1,126$ y $b = -0,07$ p/ $n/N > 0,7$
- $a = 1,107$ y $b = -0,06$ p/ $n/N \leq 0,7$.

La radiación neta de onda larga se calcula de la siguiente manera:

$$Rbo = \left[a_1 + b_1 * (e_d)^{0.5} \right] * \left[4.903 * 10^{-9} \right] * \left[\frac{T_{\max} k^4 + T_{\min} k^4}{2} \right] \quad (3.42)$$

$$a = 0.26 + 0.1 * e^{-\left[0.0154 * (30 * m + 2.25) \right]^2} \quad (3.43)$$

Donde:

- $b_1 = -0,139$
- e_d en kPa
- T_{\max} = temperatura máxima en kelvin
- T_{\min} = temperatura mínima en kelvin
- m es el número del mes (enero 1 y diciembre 12, hemisferio norte)

El flujo del suelo es:

$$G = \frac{4 * 2 * (T_{i+1} - T_{i-1})}{\Delta t} \quad (3.44)$$

Donde:

- G = flujo de calor del suelo ($\text{MJm}^2/\text{día}$)
- T = temperatura media del aire en los días $i+1$ y $i-1$
- Δt el intervalo de tiempo entre medidas de temperatura

La expresión $K_1 = (0,622lr/P)$ de la ecuación 3.31 se puede calcular directamente por la siguiente ecuación:

$$K * \left(0.622 * \lambda * \frac{v}{P} \right) = (1710 - 6.85 * T_{\text{med}}) \quad (3.45)$$

Para la determinación de DPV_2 se utilizan las siguientes expresiones:

$$DPV = (c_{S2} - c_{D1}) \quad (3.46)$$

$$e_{S2} = \frac{e_s * (T_{\max}) + e_s * (T_{\min})}{2} \quad (3.47)$$



(3.48)

siendo:

- $e_{S(T_{max})}$ = tensión de vapor en saturación a temperatura máxima
- $e_{S(T_{min})}$ = tensión de vapor en saturación a temperatura mínima

Para nuestro caso, utilizaremos el modelo Crop Evapotranspiration (FAO-56, 1998), desarrollado por la FAO mediante la aplicación del método de Penman-Montieth, el cual esta basado en la determinación de los balances de energía y el balance aerodinámico, cuya expresión final es:

$$ET_o = \frac{0.408 * \Delta * (R_n - G) + \gamma * \frac{900}{T + 273} * U_2 * (e_S - e_A)}{\Delta + \gamma * (1 + 0.34 * U_2)} \quad (3.49)$$

Donde:

- E_{to} → Evapotranspiración [mm/días],
- R_n → Radiación neta en la superficie [MJ/(m²*día)]
- G → Densidad de flujo de calor del suelo [MJ/(m²*día)],
- T → Temperatura media del aire a 2 metros del suelo [°C],
- U_2 → Velocidad del vientos a 2 metros sobre el suelo [m/s],
- e_s → Presión de vapor de saturación [kPa],
- e_a → Presión de vapor actual [kPa],
- $e_s - e_a$ → Déficit de presión de vapor de saturación [kPa],
- Δ → Pendiente de la curva de presión de vapor [kPa / °C],
- γ → Constante psicrometrica [kPa / ° C].

La evapotranspiración de referencia, E_{To} proporciona un valor standard cualquiera:

- La evapotranspiración, a diferentes períodos de años, puede ser comparada con otras regiones,
- La evapotranspiración de otros cultivos puede ser relacionada.

La ecuación utiliza registros climatológicos standard de radiación solar, temperatura, humedad de aire y velocidad de viento, a nivel diario, semanal y mensual, mediante la aplicación de un análisis de regresión lineal.

Con la aplicación de cada una de estos métodos y la comparación entre ellas, se seleccionará el que mejor se ajuste al comportamiento real de la evapotranspiración en la cuenca.

Para la determinación de la evapotranspiración potencial, se utilizará la expresión siguiente

$$ETP = K_C * ETo \quad (3.50)$$

Donde:

- ETP → Evapotranspiración potencial
- Kc → Coeficiente de cultivo
- ETo → Evapotranspiración de referencia

El coeficiente de cultivo, k_c , es básicamente la relación de transformación del cultivo ET_c a la referencia ETo , y representa una integración de los efectos de cuatro características primarias que distinguen el cultivo de la hierba de referencia. Estas características son:

- Altura del cultivo. La altura del cultivo influye en el término de resistencia aerodinámico, ra , de la ecuación de FAO Penman-Monteith y de la transferencia turbulenta del vapor del cultivo en la atmósfera. El término ra aparece dos veces en forma completa en la ecuación de FAO Penman-Monteith.
- Albedo (reflexión) de la superficie del cultivo-suelo. El albedo es afectado por la fracción de la tierra cubierta por la vegetación y por la humedad de la superficie del suelo. El albedo de la superficie del cultivo-suelo influye en la radiación neta de la superficie, R_n , que es la fuente primaria del intercambio de la energía para el proceso de la evaporación.
- Resistencia del pabellón(dosel). La resistencia del cultivo a la transferencia del vapor es afectada por el área de la hoja (número del stomas), edad y condición de la hoja, y el grado de control del stomas..

La resistencia del pabellón(dosel) influye en la resistencia superficial, **rs**.

- Evaporación del suelo, especialmente del suelo expuesto.

El k_c en la ecuación 3.48 predice ET_c bajo condiciones estándares. Esto representa la pérdida por evapotranspiración del cultivo y representa las condiciones donde no se pone ningunas limitaciones en el crecimiento del cultivo o evapotranspiración debido a la escasez del agua, densidad del cultivo, o enfermedad, mala hierba, insecto o las presiones de la salinidad. El ET_c determinado por K_c se ajusta en caso de necesidad a las condiciones no estándar, $ET_{c(adj)}$, en donde cualquier condición ambiental o característica se sabe que tiene un impacto o limita a ET_c .

Los factores que influyen en la determinación del coeficiente de cultivo (K_c), son el tipo de cultivo, el clima, la evaporación del suelo, etapas de crecimiento del cultivo (etapa inicial, desarrollo del cultivo, desarrollo completo del cultivo y etapa final, como puede verse en la Figura 3.1).

Los valores de K_c aumentan a medida que lo hace la superficie foliar y la cobertura del suelo por parte del cultivo, alcanzando los valores máximos cuando la cobertura alcanza el 60-80%. A medida que el cultivo avanza en su ciclo fisiológico y empieza la senescencia foliar, los valores de K_c decrecen hasta alcanzar sus valores mínimos cuando apenas quedan hojas verdes (Itap, 2001), tal como se puede apreciar en la Figura 3.2.

En función a estos factores, que influyen en la determinación del valor de K_c ; se han seleccionado para los diferentes tipos de cultivos que existen en la cuenca y que se presenta en la Tabla 3.6, en la cual se observa que para los diferentes tipos de cultivos existentes en las cuencas de los ríos Jequetepeque, Chicama y Moche, se ha considerado las 4 etapas de desarrollo (ver Figura 3.2), lo que nos da una idea general sobre el consumo de agua en cada una de las etapas

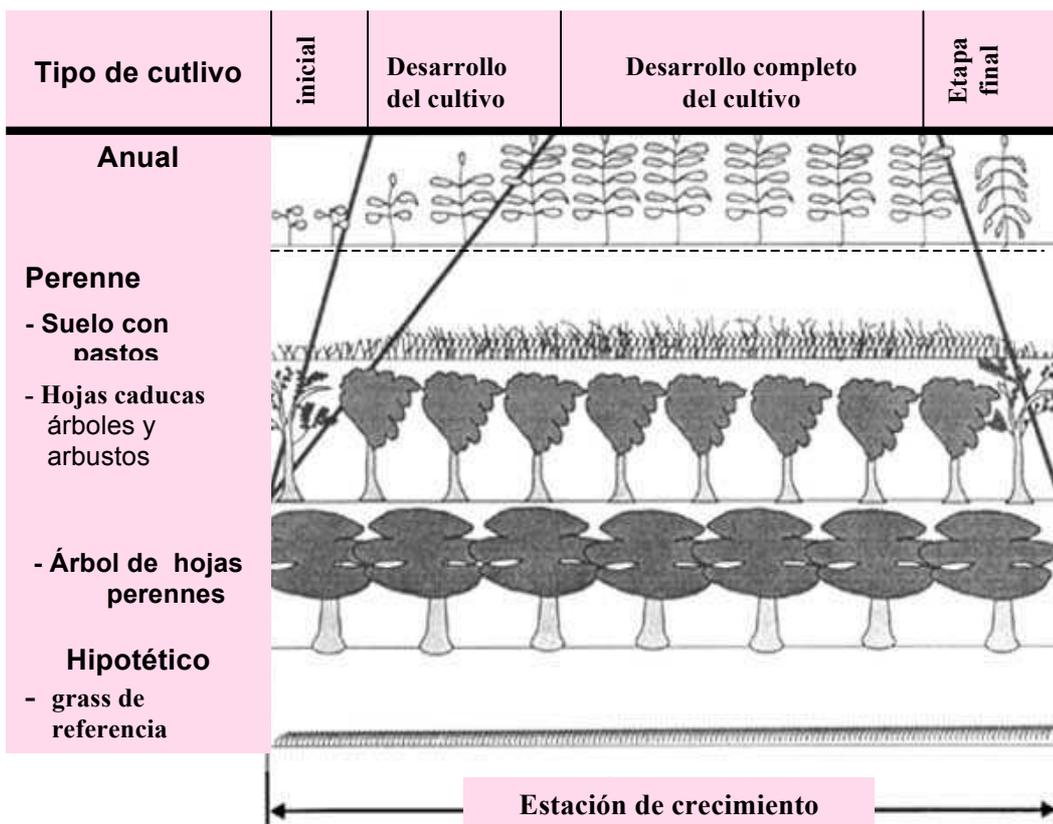


Figura 3.1. Etapas del crecimiento del cultivo para diversos especies.
 Fuente: Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements Capítulo 5 “Introducción a la evapotranspiración de cultivo (ETc)”, FAO- 56

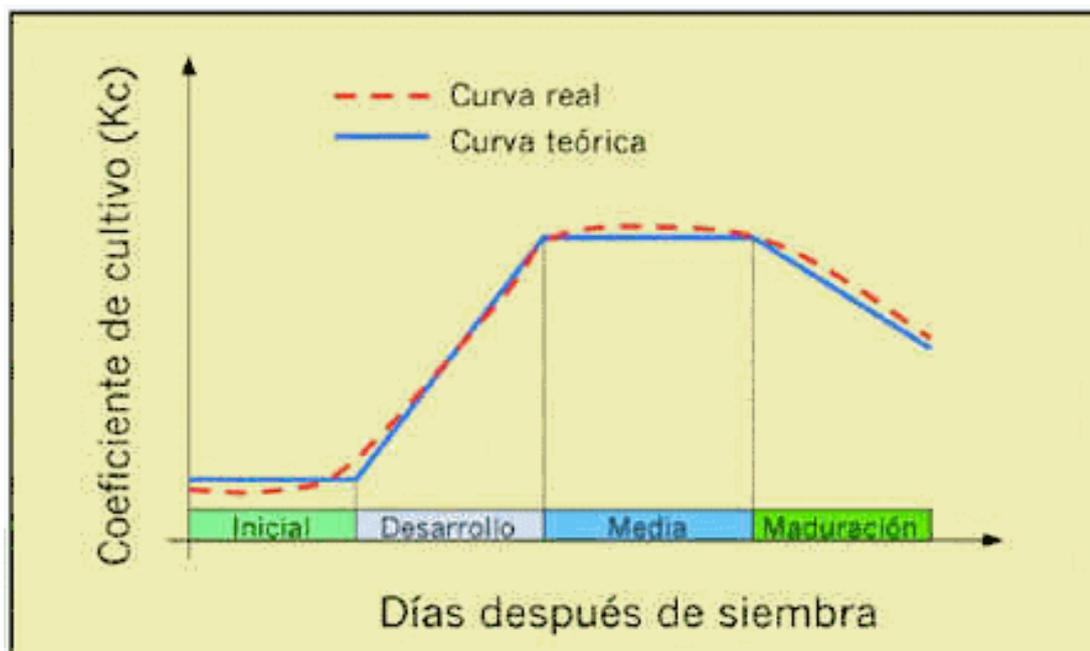


Figura 3.2. Curva real y teórica del coeficiente de cultivo Kc
 Fuente: Elriego, 2001: Necesidades de agua en los cultivos
http://www.elriego.com/dom/informa_te/riego_agricola/fundamentos_riego/programacion_riegos/necesidades_agua.htm

E) Análisis del caudal y determinación de la escorrentía

➤ Caudal

Para el aprovechamiento del recurso hídrico, es necesario conocer en un punto dado o en la salida de la cuenca, el caudal disponible a partir de las precipitaciones. El problema es aparentemente simple en su presentación, pero de una solución en muchos casos compleja, para ello se han ideado una serie de metodologías que van desde las más simples a las más complejas, como: isocaudales de escorrentía, caudales específicos, generación por modelos de simulación precipitación – escorrentía, etc.

La cuenca con información de caudales de la estación Salinar en los períodos 1969 – 1972 y 1980 – 1992, actualmente se encuentra desactivada y se localiza en cabecera del valle sobre los 350 msnm, actualmente en la parte alta sobre los 3300 msnm se encuentra la estación HLM Cascabambas donde se registra niveles de agua que es operada en la actualidad por El SENAMHI.

El consistenciado de la información de la estación Salinar se realizará con las pruebas t-Student y f – Fisher y el completado mediante correlaciones simples o con el método racional deductivo.

Para cuencas con características fisiográficas, cobertura vegetal y comportamiento hidrológico similar, se puede estimar el caudal específico en función de la siguiente expresión:

$$Q_x = \frac{A_x}{A_A} * Q_A \quad (3.51)$$

Donde:

Q_x = Caudal a estimar en la cuenca X en m^3/s

A_x = Área de la cuenca X en Km^2

Q_A = Caudal registrado en la cuenca A en m^3/s

A_A = Área de la cuenca A en m^2

Para el análisis y estimación de caudales en las subcuencas se ha tenido en cuenta la ecuación 3.52, la cual se considera como la más adecuada, ya que no sólo relaciona área y caudal sino que también relaciona el aporte pluviométrico de las cuencas.

$$Q_x = \frac{(A_x * P_x) * Q}{A * P} \quad (3.52)$$

Donde:

Q_x = Caudal a estimar subcuenca en m^3/s

A_x = Área de la subcuenca en Km^2

P_x = Precipitación espacial sobre la subcuenca en mm

Q = Caudal del río Chicama en m^3/s .

A = Área de la cuenca del río Chicama (Salinar)

P = Precipitación espacial sobre la cuenca Chicama (Salinar).

➔ Escorrentía

Para el cálculo de la escorrentía (mm) en las subcuencas y cuenca total se utiliza la expresión matemática que relaciona el caudal y el área de drenaje.

Su fórmula es:

$$E = \frac{31,536 * Q}{A} \quad (3.53)$$

Donde:

E = Escorrentía en mm

Q = Caudal en m^3/s

A = Área de drenaje km^2

F) Balance hídrico

El Balance Hídrico Superficial de la cuenca total y subcuencas del río Chicama, se realizó a una escala temporal mensual, para lo cual se empleó la expresión simplificada (2.2), que relaciona las variables siguientes:

- P → Precipitación en mm.,
 ET → Evapotranspiración en mm.,
 Esc → Representa la salida superficial de la cuenca o aportaciones de la Red Fluvial, en mm.,
 ΔS → Cambio de almacenamiento en mm.

Como el balance hídrico superficial se realizó a nivel mensual multianual, el termino correspondiente al cambio de almacenamiento (ΔS) se considera que toma el valor de 0, debido a que la variabilidad del agua almacenada en la cuenca en períodos largos no experimenta cambios significativos.

Finalmente nuestra expresión algebraica quedo expresada por:

$$Esc_i = PP - ETc \quad (3.54)$$

cuya aplicación permitirá conocer la disponibilidad del recurso agua en la superficie integral de la cuenca y a nivel de subcuencas, así como también su distribución espacial y temporal.

◆ BHS en áreas con control hidrométrico

Para este caso se ha utilizado la siguiente expresión:

$$P = E + ETR + \delta \quad (3.55)$$

Donde:

- P = Precipitación media del período y área en mm
 E = Escorrentía del período y área en mm
 ETR = Evapotranspiración real media del período y área en mm
 δ = Término de discrepancia

◆ **BHS en áreas sin control hidrométrico**

El Balance hídrico en las áreas sin control hidrométrico es determinada mediante la siguiente ecuación.

$$E = P - ETR \quad (3,56)$$

CAPITULO IV: RESULTADOS Y DISCUSION

4.1 RESULTADOS

4.1.1 Determinación de los principales parámetros fisiográficos

A.) Superficie de la cuenca

- Área total de la cuenca (A):

Los valores de las áreas determinadas para la cuenca del río Jequetepeque y las subcuencas se presentan en la Tabla 4.1, donde se observa que la superficie en estudio abarca una extensión de

$$A = 6012,2 \text{ km}^2$$

- Área de la cuenca húmeda (Ah): también se define como cuenca Imbrifera y se considera por encima de los 2 000 msnm; para la cuenca en estudio es de :

$$A_c = 2080,2 \text{ km}^2$$

- Área de la cuenca de recepción (Ar): para la cuenca en estudio se ha considerado hasta la estación Salinar.

$$A_c = 3609,1 \text{ km}^2$$

- Rango de altitud

La altitud de la cuenca del río Chicama varía entre los 0,0 msnm y 4 000 msnm, tal como se muestra en la Tabla 4.2.

B.) Perímetro de la cuenca

Los valores de los perímetros se muestran en la Tabla 4.1, siendo el perímetro de la cuenca del río Chicama:

$$P = 465,1 \text{ km}$$

C.) Forma de la cuenca

- **Coefficiente de compacidad o índice de Gravelius (K_c)**

Relación entre el perímetro y el área de la cuenca en estudio y reemplazando valores en la ecuación 3,2 se tiene:

$$K_c = 0,28 \left(\frac{465,1}{\sqrt{6012,2}} \right) = 1,7$$

Donde:

$$\begin{aligned} K_C &= \text{Índice de compacidad} \\ P &= \text{Perímetro de la cuenca} = 465,1 \text{ Km} \\ A &= \text{Área de la cuenca} = 6\ 012,2 \text{ Km}^2 \end{aligned}$$

Cuando en una cuenca K_C se acerca a la unidad significa que habrá mayores posibilidades de crecientes debido a que los tiempos de concentración de los diferentes puntos de la cuenca serían iguales.

- **Factor de forma (F_f)**

Parámetro que se expresa de acuerdo a la expresión 3,3.

Donde:

$$\begin{aligned} F_f &= \text{Factor de forma} \\ A_m &= \text{Ancho medio} \\ A &= \text{Área de la cuenca} = 6\ 012,2 \text{ km}^2 \\ L &= \text{Longitud del río Chicama} = 219,19 \text{ km} \end{aligned}$$

Reemplazando valores se tiene :

$$F_f = 0,13$$

Una cuenca con factor de forma bajo está sujeta a menos crecientes.

D.) Elevación de los terrenos

- Rectángulo equivalente

Los lados del rectángulo equivalente están dados por las expresiones matemáticas 3,4 y 3, 5 :

Debiendo verificarse que:

$$L + l = P/2 \text{ (semiperímetro)}$$

$$L \times l = A$$

Reemplazando valores se tiene que:

$$L = 202,9 \text{ km}$$

$$l = 29,63 \text{ km}$$

En la Figura 4.1 se presenta el esquema del rectángulo equivalente.

E.) Declividad de los Alveos

- **Pendiente media (Ic)** se expresa por la ecuación 3,6:

Donde:

H_M = Altitud mayor en metros

H_m =: Altitud menor en metros

L = Longitud del curso de agua en Km

Para nuestro estudio se calculó que la pendiente media:

$$S = \left(\frac{4000 - 0}{1000 * 219,19} \right) * 100$$

$$S = 1,8\%$$

- **Perfil longitudinal (S)**

En el estudio, para la obtención de este parámetro se ha utilizado la expresión 3,7, cuyos cálculos se presentan en la Tabla 4.3, resultando que el curso de agua desciende 1,2 m por cada 100 metros, y en la Figura 4.2 se muestra el perfil longitudinal respectivo.

$$S = (219194,7 / 2038869,921)^2 * 100 = 1,2\%$$

4.1.2 Análisis de la información hidrológica y meteorológica

A.) Análisis de la precipitación

Los datos pluviométricos a nivel mensual, recopilados y automatizados, se procesaron con el fin de determinar su confiabilidad y consistencia, para lo cual se procedió a realizar los análisis siguientes:

◆ Análisis de consistencia

Del análisis de doble masa realizado para cada una de las estaciones se ha obtenido los siguientes resultados:

El período común de información utilizado en el estudio comprendió el período entre 1969 y 1999, abarcando un total de 31 años.

Del grupo de estaciones seleccionadas y en función del comportamiento pluviométrico y a su cercanía se ha seleccionado 7 grupos de estaciones para el análisis de doble masa, los cuales se muestran en la Tabla 4.4.

En el análisis preliminar de doble masa para grupo, permitió determinar la estación patrón, las que se detallan a continuación:

Grupo N°1 : estación CO Laredo	ver Figura 4.3
Grupo N°2 : estación PLU San Benito	ver Figura 4.4
Grupo N°3 : estación PLU San Juan	ver Figura 4.5
Grupo N°4 : estación CO Sinsicap	ver Figura 4.6
Grupo N°5 : estación CO San Talla	ver Figura 4.7
Grupo N°6 : estación CO San Chimbote	ver Figura 4.8

Con las estaciones patrones para cada grupo, se realizo el análisis de doble masa para cada una de ellas obteniéndose:

Análisis del G₁

Las Figuras del 4.9 al 4.11, muestran el comportamiento de las precipitaciones totales anuales de las estaciones analizadas, apreciándose lo siguiente:

- Casagrande, durante el período común (1969 – 1985) presenta saltos en los años 1972, 1975, 1978 y 1979 información que se corrige con la ecuación:

$$P_{Casagrande} = 1,3392 * P_{Laredo}$$

- Cartavio, durante el período común presenta saltos en el año 1970, 1972, 1973 y 1977, información que se corrige con la ecuación:

$$P_{Cartavio} = 0,9848 * P_{Laredo}$$

- Trujillo, en el período común presenta saltos en los años 1973, 1974, 1977 y 1981, información que se corrige con la ecuación:

$$P_{Trujillo} = 0,1666 * P_{Laredo}$$

Análisis del G₂

En la Figura 4.12 se muestra la distribución de las precipitaciones anuales durante el período común (1969 – 1979), donde se ha obtenido lo siguiente:

- Cascas, en su serie histórica presenta saltos en el período 1972 - 1974, información que se corrige con la siguiente expresión:

$$P_{Cascas} = 0,6841 * P_{San-Benito} + 0,2326$$

Análisis del G₃

Las Figuras 4.13 y 4.14, muestran el comportamiento de las precipitaciones totales anuales de las estaciones analizadas, apreciándose lo siguiente:

- Cospan, presenta durante el período común quiebres en los años 1969, 1973, 1982, información que se corrige con la ecuación:

$$P_{Cospan} = 1,0754 * P_{San-Juan}$$

- Cachachi, durante el período común presenta quiebres en el período 1991 - 1998, información que se corrige con la ecuación:

$$P_{Cachachi} = 0,9332 * P_{San-Juan} + 2750,5$$

Análisis del G₄

En este grupo se observó un comportamiento de las estaciones es decir en el análisis de doble masa hay una buena linealidad de los valores de precipitaciones. No siendo necesario ningún tipo de corrección en el período común (1969 – 1979).

Análisis del G₅

Las Figuras del 4.15 y 4.16, muestran el comportamiento de las precipitaciones totales anuales de las estaciones analizadas, apreciándose lo siguiente:

- San Jose, se aprecia que durante el período común presenta saltos en los años 1972, 1973, información que se corrige con la ecuación:

$$P_{San-José} = 0,5825 * P_{Talla}$$

- San Pedro, durante el período común presenta saltos en el año 1970 y un quiebre en el período 1972 - 1975, información que se corrige con la ecuación:

$$P_{SanPedro} = 0,631 * P_{Talla}$$

Análisis del G₆

La Figura 4.17, muestra el comportamiento de las precipitaciones totales anuales de las estación analizada, apreciándose lo siguiente:

- Virú, se aprecia que durante el período común presenta un quiebre en el período 1970 - 1975, información que se corrige con la ecuación:

$$P_{Viru} = 0,0111 * P_{Chimbote}$$

◆ **Completar y/o utilizar información para su extensión**

Debido a que algunas estaciones presentan su registro histórico incompleto (1969 – 1999), fue necesario realizar el completado de los datos faltantes mediante un análisis de correlación, obteniéndose lo siguiente:

Análisis del G₁

La Figuras del 4.18 al 4.20 muestran el análisis de correlación de la estaciones a extender (Casagrande, Cartavio y Trujillo) con la estación patrón (Laredo), donde se ha obtenido las ecuaciones siguientes:

$$P_{Casagrande} = 1,3036 * P_{Laredo} + 5,4928$$

$$P_{Cartavio} = 1,006 * P_{Laredo} - 5,7244$$

$$P_{Trujillo} = 0,164 * P_{Laredo} + 0,3448$$

Análisis del G₂

La Figura 4.21 muestra el análisis de correlación de la estación a extender (Cascas) con la estación patrón (San Benito), donde se ha obtenido la ecuación siguiente:

$$P_{Cascas} = 0,6805 * P_{San-Benito} + 16,03$$

Análisis del G₃

La información de este grupo no fue necesario extender ni completar ya que las tres estaciones de este grupo presentan información del período de análisis.

Análisis del G₄

Las Figuras 4.22 y 4.23 muestran el análisis de correlación de las estaciones a extender (Callancas y Otuzco) con la estación patrón (Sinsicap), donde se ha obtenido la ecuación siguiente:

$$P_{Callancas} = 1,164 * P_{Sinsicap} - 227,27$$

$$P_{Otuco} = 1,0534 * P_{Sinsicap} + 405,56$$

Análisis del G₅

Las Figuras 4.24 y 4.25 muestran el análisis de correlación de la estaciones a extender (San Jose y San Pedro) con la estación patrón (Talla), donde se ha obtenido la ecuaciones siguientes:

$$P_{San-Jose} = 0,5799 * P_{Talla}$$

$$P_{San-Pedro} = 0,6291 * P_{Talla} - 0,0022$$

Análisis del G₆

La Figura 4.26 muestra el análisis de correlación de la estación a extender (Virú) con la estación patrón (Chimbote), donde se ha obtenido la ecuación siguiente:

$$P_{Viru} = 0,0138 * P_{Chimbote} - 0,0122$$

◆ **Determinación del gradiente pluviométrico**

Para la generación del gradiente pluviométrico se ha recurrido a información de cuencas vecinas, seleccionando estaciones representativas de las cuencas de los ríos Jequetepeque, Chicama, Moche y Crisnejas, las que se muestran en la Tabla N° 4.5.

Los análisis se han realizado mediante un ajuste polinomial de los módulos pluviométricos mensuales con la altitud; de las variables de precipitación media, mínima y máxima, obteniéndose expresiones algebraicas que se muestran en las Tablas 4.6, 4.7 y 4.8 cuyos coeficientes de correlación obtenidos son muy significativos, tal como se puede apreciar en las Figuras del 4.27 al 4.45.

Del análisis realizado para la cuenca del río Chicama, se ha podido observar que el régimen de precipitaciones en la mencionada cuenca mantiene un comportamiento variable en su distribución temporal y espacial, lo que se refleja en los tipos de expresiones algebraicas.

➤ **Estimación de la precipitación media areal**

En la Tabla 4.9 se muestra los resultados de las precipitaciones areales mensuales y en los mapas Pmed del 01 al 12 la distribución espacial de la precipitaciones en toda la cuenca de estudio.

B) Análisis de temperatura

El análisis de consistencia de la información de temperatura no fue necesario realizarlo en vista que la variabilidad espacial y temporal de esta variable se mantiene en el área de estudio, tal como se puede observar en las Figuras 4.46 y 4.47, donde se aprecia que el comportamiento es uniforme y homogéneo de la temperatura máxima y mínima.

Las variables climatológicas, por lo general no presentan variaciones considerables a través del tiempo, sin embargo con el fin de poder uniformizar la serie de datos de cada una de las estaciones; se realizó un análisis de extensión de los datos de temperatura a nivel medio, máximo y mínimo.

En las Figuras 4.48 al 4.60 se presentan los resultados obtenidos de los análisis de correlación lineal de las temperaturas (mínimo y máximo), observándose en cada una de ellas un ajuste significativo lo cual nos permitirá extender las series originales hasta el período que estamos considerando para el análisis (1969/99), cuyas expresiones algebraicas son las siguientes:

- Temperaturas máximas (T_{máx}):

Análisis del G₁

En este grupo las estaciones tiene una buena correlación y se encuentran completas, no siendo necesario su corrección ni completación.

Análisis del G₂

$$TT \max_{Cartavio} = 1,0731 * T \max_{Salaverry} - 4,8751$$

$$TT \max_{Casagrande} = 1,0964 * T \max_{Salaverry} - 4,9677$$

Análisis del G₃

$$TT \max_{Cajabamba} = 1,2488 * T \max_{Huamachuco} - 0,6997$$

$$TT \max_{Otuzco} = 1,0983 * T \max_{Cajabamba} + 0,486$$

Análisis del G₄

$$TT \max_{Cascas} = 1,174 * T \max_{San-Juan} + 3,0527$$

$$TT \max_{Contumaza} = 0,9485 * T \max_{San-Juan} + 0,2522$$

Análisis del G₅

$$TT \max_{Porcón} = 0,7686 * T \max_{Weeberbauer} + 2,255$$

Análisis del G₆

$$TT \max_{San-José} = 0,9467 * T \max_{Talla} - 026309$$

$$TT \max_{SanPedro} = 0,919 * T \max_{Talla} - 2,9112$$

- Temperaturas mínima (TTmín):

Análisis del G₁

En este grupo las estaciones tiene una buena correlación y se encuentran completas, no siendo necesario su corrección ni completación.

Análisis del G₂

$$TT \min_{Cartavio} = 0,9128 * T \min_{Salaverry} + 0,2419$$

$$TT \min_{Casagrande} = 0,8331 * T \min_{Salaverry} + 0,6091$$

Análisis del G₃

$$TT \min_{Cajabamba} = 1,3001 * T \min_{Huamachuco} - 2,8203$$

$$TT \min_{Otuzco} = 1,0206 * T \min_{Cajabamba} + 0,3972$$

Análisis del G₄

$$TT \min_{Cascas} = 1,3388 * T \min_{San-Juan} + 0,1234$$

Análisis del G₅

La información de este grupo presenta una buena correlación y no necesita corrección ni completación.

Análisis del G₆

$$TT \min_{San-José} = 1,0546 * T \min_{Talla} + 8,4221$$

$$TT \min_{SanPedro} = 1,0655 * T \min_{Talla} - 0,8223$$

Las temperaturas media (TT_{med}), para cada una de las estaciones, fueron determinadas mediante la expresión siguiente:

$$TT_{media} = \frac{(TT_{MAXIMAA} + TT_{MINIMA})}{2} \quad (4.1)$$

los resultados obtenidos mediante esta expresión fueron comparadas con los datos de temperaturas medias registradas en algunas estaciones, no encontrándose diferencias significativas en los valores; razón por la cual se toma la expresión (4.1) como confiable y representativa para dicha variable.

Consistenciada, extendida, completada y generada la información de temperatura para cada una de las estaciones seleccionadas, se procedió a determinar el gradiente térmico, que permitirá obtener información de esta variable en función de la altitud.

➔ **Gradiente térmico**

El análisis fue realizado a nivel regional (Cuencas Chicama – Moche, Virú y Chao) y a una escala temporal anual y mensual, empleándose para ello; la red de estaciones que se presenta en la Tabla 4.10, donde se puede apreciar los valores medios de las temperaturas medias, máximas y mínimas, obtenidas en función a los análisis realizados en los pasos anteriores. En dicha tabla se puede apreciar que los rango de variación de esta variable en función de la altitud, registra un comportamiento inverso, es decir; a medida que la altitud se incrementa los valores de las temperaturas van disminuyendo.

a) A nivel mensual:

Se analizaron los valores de temperaturas medias, máximas y mínimas, obteniéndose las Figuras 4.61 a 4.84, donde se pueden apreciar la distribución espacial y temporal de esta variable para cada uno de los meses en función de la altitud.

En dichas figuras, se presentan también el ajuste realizado a cada una de las distribuciones obtenidas para cada mes, cuyas ecuaciones se presentan en las Tablas 4.11 y 4.12, donde se aprecia los altos coeficiente de correlación y que nos permitirán representar el comportamiento térmico a nivel espacial y temporal.

Mediante estos análisis, se obtendrán los valores de temperaturas máximas, mínimas y medias para cada una de las estaciones que no cuenten con esta información y que permitirá mas adelante realizar otros análisis que son los objetivos del presente trabajo de investigación.

Con la información completa se procede a elaborar los mapas Tmed 01 al 12, Tmin 01 al 12 y en Tmax 01 al 12, donde se muestra la distribución espacial mensual de las temperaturas medias, mínimas y máximas en toda la cuenca de estudio, donde se observa lo siguiente:

Temperatura Media: el régimen de temperatura media en la cuenca del río Chicama, se caracteriza por presentar valores que fluctúan entre 14,0 °C y 22,0 °C.

La temperatura media areal determinada en función del área total de la cuenca y de la superficie de recepción es:

$$\overline{TT}_{total} = 19,9^{\circ} C$$

$$\overline{TT}_{recepción} = 18,0^{\circ} C$$

Temperatura Máxima: los mapas Tmáx del 01 al 12 muestran la distribución espacial del régimen de temperaturas máximas multianual a nivel espacial para la cuenca Chicama , con valores que fluctúan entre 20,0°C y 28,0 °C.

La temperatura máxima areal determinada para la cuenca integral y de recepción es de :

$$\overline{TT}_{total} = 25,2^{\circ} C$$

$$\overline{TT}_{recepción} = 23,4^{\circ} C$$

Temperatura Mínima: en la cuenca del río Chicama, el régimen de temperaturas mínimas multianual a nivel espacial fluctúan entre 10,0 °C y 18,0 °C.

La temperatura mínima media areal determinada para la cuenca integral y de recepción es la siguiente:

$$\overline{TT}_{total} = 14,7^{\circ} C$$

$$\overline{TT}_{recepción} = 12.6^{\circ} C$$

C) Análisis de humedad relativa, viento y horas de sol

➔ Humedad relativa

De la información de humedad relativa seleccionada, procesada y analizada, se ha determinado que el régimen a nivel temporal y espacial; presenta un comportamiento variable en su distribución tal como se puede observar en la Figura 4.85, sin embargo dicha información es representativa y característica de la zona.

En dicha Figura se puede apreciar que el régimen de la humedad relativa varía en función a su altitud, determinándose que a altitudes bajas se registran los mayores valores y su comportamiento es casi uniforme, mientras que para valores altos de altitud, se presentan dos comportamientos muy bien definidos, teniéndose para los meses de enero, febrero y marzo valores altos y para los meses de abril, mayo y junio una tendencia decreciente, para luego registrar un incremento hasta fin de año.

Para su análisis las estaciones con valores de humedad relativa (Tabla 3.3) se agruparon de la siguiente manera:

Grupo 1: Anta, Caraz, Corongo, Querococha, y Santiago de Chuco.

Grupo 2: Ambo, La Unión, San Rafael y Huallanca.

Grupo 3: Cachicoto, Laredo, Salaverry, Santa, Virú y Chimbote.

Los análisis de correlación se presentan en las Figuras del 4.86 al 4.92.

La determinación del gradiente de humedad relativa, fue realizado a nivel mensual, con el fin de cuantificar el comportamiento de dicha variable; este análisis ha permitido conocer que la humedad relativa presenta un comportamiento variable e inversamente proporcional con la altitud. El ajuste de dichos valores mediante el análisis de correlación, ha generado una serie de curvas las cuales varían en función de la pendiente, como se puede ver en las Figuras 4.93 y 4.104.

Las expresiones algebraicas generadas mediante el ajuste realizado se muestran en la Tabla 4.13, donde se aprecia que los coeficientes de correlación obtenidos son muy significativos.

Dicho análisis permitirá generar los valores de la humedad relativa para aquellas estaciones que cuentan con este tipo de información.

Con la información consistenciada, homogenizada, extendida y generada para cada una de las estaciones consideradas para el presente estudio, se elaboró los Mapa HR med 01 al 12, que muestra la distribución de la humedad relativa a nivel espacial en la cuenca del río Chicama, cuyo comportamiento registra una fluctuación en sus valores de 70 % y 82 %,

La humedad relativa media areal determinada para la cuenca integral y de recepción es de :

$$\overline{HR}_{total} = 73,0\%$$

$$\overline{HR}_{recepción} = 75,0\%$$

➤ **Velocidad del viento**

El régimen eólico, presenta un comportamiento variable en su distribución temporal y espacial; tal como se observa en la Figura 4.105, donde se muestra las fluctuaciones de la velocidad de viento a nivel mensual, y en función a la ubicación de la estación; registrándose los mayores valores en la parte baja de las cuencas, y a medida que la altitud aumenta el valor de la velocidad de viento disminuye.

La información analizada es representativa de cada una de las zonas y por ende podemos decir que es consistente y homogénea, para el área de estudio planteado.

El análisis eólico se ha desarrollado en dos fases: la primera considerando sólo la cuenca (Chicama) como una unidad integral, y la segunda considerando 08 cuencas (Chao, Viru, Moche, Chicama, Jequetepeque, Chaman, Zaña y Chancay – Lambayeque) como una unidad integral, a fin de conocer si los patrones de comportamiento del régimen eólico obedecen a un mismo efecto o la características específicas en cada cuenca.

Si bien es cierto, la geomorfología y relieve superficial de las cuencas no son del todo similares, se ha obtenido que la diferencia entre las fases consideradas no son significativas, por lo cual se presenta el análisis regional.

La caracterización eólico en la cuenca del río Chicama, se ha realizado a través del análisis de gradiente de la velocidad de viento que nos ha permitido obtener a nivel mensual patrones de comportamiento espacial, tal como se observa en las Figuras 4.106 al 4.117, donde se aprecia como la distribución de los valores plotados, se agrupan en dos series muy bien definidas a partir de la cota de los 500 msnm., mientras que la zona comprendida entre los 0 m y 500 m de altitud, los puntos se concentran en una sola distribución.

Las expresiones algebraicas, se presentan en la Tabla 4.14, observándose que los coeficientes de correlación son significativos; indicándonos que las ecuaciones halladas representan el comportamiento de esta variable a nivel espacial. La ecuación verde corresponde al análisis regional de información de ciento de las cuencas de los Chancay – Lambayeque, Zaña, Chama, Jequetepeque, Chicama, Moche, Viru y Chao y la ecuación azul corresponde al análisis de las cuencas desde Chicama, hasta Chao, apreciándose el mismo comportamiento pero con menor intensidad.

Con dichas ecuaciones, se generaron los valores correspondientes a la velocidad de viento en las estaciones que no cuentan con dicha información, ello permitirá zonificar y caracterizar el régimen tanto a nivel espacial como temporal

Consistenciada, homogenizada, extendida y generada la información de velocidad de viento, para cada una de las estaciones consideradas en el presente estudio, se elaboró los Mapas Vmed del 01 al 12, que muestran la distribución de dicha variable a nivel espacial en la cuenca de estudio; cuyo comportamiento registra una variación en sus valores de 1,0 m/s y 4,5 m/s.

La determinación de la velocidad de viento media areal para la cuenca integral y de recepción es de:

$$\overline{VV}_{total} = 2,3.m / s$$

$$\overline{VV}_{recepción} = 1,8.m / s$$

➤ **Horas de sol**

Del análisis realizado para esta variable, se ha determinado que la distribución de las horas de sol a nivel espacial y temporal, registra un comportamiento variable; caracterizándose por presentar en promedio, valores altos durante los meses de enero, febrero y marzo, para altitudes bajas; mientras que para las altitudes altas el comportamiento es inverso, tal como se observa en la Figura 4.118.

La información aquí analizada es representativa y homogénea de la zona en estudio. caracterizando el régimen de horas de sol.

La determinación del gradiente de horas de sol a nivel mensual, ha permitido conocer su variabilidad espacial y temporal, encontrándose que durante los meses de diciembre, enero, febrero, marzo y abril el comportamiento es decreciente en su tendencia, mientras que para los meses de mayo hasta noviembre el comportamiento de horas de sol

registra una tendencia creciente, tal como se aprecia en las Figuras del 4.119 al 4.130.

Dichos comportamientos, están descritos a través del ajuste de expresiones algebraicas, que nos describen la distribución y tendencia logarítmica en cada una de ellas.

En la Tabla 4.15, se presentan las ecuaciones obtenidas con el ajuste de las distribuciones de horas de sol en función de la altitud, apreciándose que los coeficiente de correlación son significativos y que dichas expresiones representan en promedio el comportamiento y distribución de esta variable a nivel espacial y temporal.

Con los resultados obtenidos de estos análisis, se generó los valores para cada una de las estaciones consideradas en el presente estudio y que permitirá de una manera significativa conocer el comportamiento de dicha variable a nivel espacial en la cuenca del río Chicama.

La información completa, permitió elaborar los mapas de Hsmed del 01 al 12, que muestran la distribución de las horas de sol a nivel espacial en la cuenca de estudio; cuyo comportamiento registra una fluctuación en sus valores de 178 horas y 189 horas.

La determinación de las horas de sol media areal para la cuenca integral y de recepción es de :

$$\overline{HS}_{total} = 182,0.horas$$

$$\overline{HS}_{recepción} = 180,0.horas$$

D) Determinación de la evaporación

La información de evaporación de tanque recopilada y analizada a nivel regional, ha permitido caracterizar el comportamiento de la pérdida de agua

desde superficies libres tales como: lagos, embalses, superficie de suelo, río, superficies de las hojas de los árboles, etc.

El régimen de evaporación de agua, para la zona de estudio, registran un comportamiento variable en la distribución espacial y temporal, tal como se puede apreciar en la Figura 4.131, donde se observa:

- A nivel espacial, el comportamiento de la evaporación varía inversamente proporcional con la altitud.
- A nivel temporal, la mayor evaporación se registra en el mes de agosto, para la cuenca media y alta, mientras que para la cuenca baja, la mayor evaporación se presenta en el mes de marzo.

La variación de la evaporación de agua en función de la altitud, se ve reflejada en la determinación del gradiente evaporimétrico, el cual fue realizado a nivel mensual, tal como se puede observar en las Figuras 4.132 al 4.143, donde se aprecia como la distribución de los valores de esta variable, es representada mediante el ajuste de dos expresiones algebraicas, las cuales caracterizan el comportamiento de la evaporación para la cuenca baja (tendencia creciente con la altitud hasta los 1000 msnm) y para la cuenca media y alta (tendencia decreciente con la altitud desde los 1000 msnm hasta los 4000 msnm).

Con los valores de evaporación de tanque, los cuales fueron analizados, consistenciados, homogenizados y extendidos, se elaboró los Mapas Emed del 01 al 12, que muestran el comportamiento y distribución espacial de dicha variable en las cuencas del río Chicama, con valores que fluctúan entre 35 mm y 115 mm respectivamente.

La determinación del valor medio areal, de la evaporación de tanque, para la cuenca integral y de recepción, es de:

$$\overline{Ev}_{total} = 1140,3 \text{ mm}$$

$$\overline{Ev}_{recepción} = 1,020,9 \text{ mm}$$

E) Determinación de la evapotranspiración

Para la determinación de la evapotranspiración potencial y real, se utilizó el método de Penman-Monteith, el cual a dado muy buenos resultados en los Balances Hídricos Superficiales desarrollados para las cuencas de los ríos Chancay-Huaral, Cañete, Omas, Chilca, Mala, Supe, Pativilca, Fortaleza, Huramey y Culebras y últimamente para las cuencas de los ríos Santa, Casma, Nepeña y Lacramarca

◆ FAO – PMOND1:

Macro desarrollada por la FAO, para la determinación de los valores de la evapotranspiración de referencia (ET_o), en función de la ecuación de Penman – Monteith, la cual es recomendada como la mas representativa para la determinación de esta variable, por reunir en su expresión matemática, las principales variables que directamente influyen en la pérdida de agua hacia la atmósfera.

Los resultados obtenidos de la aplicación de esta macro a cada una de las estaciones seleccionadas, para la cuenca del río Jequetepeque, se presenta en la Tabla 4.16, donde se puede observar que el comportamiento a nivel espacial varía en función de la altitud, registrándose los mayores valores en las estaciones ubicadas en las partes bajas de las cuencas, para los meses de enero, febrero y marzo; mientras que para las estaciones ubicadas en las partes altas, durante los meses de enero a agosto el comportamiento es uniforme, registrándose los mayores valores durante los meses de septiembre a diciembre, tal como se puede observar en la Figura 4.144.

Como una manera de comprobar los resultados obtenidos mediante la aplicación de la macro antes descrita, se aplicó el programa desarrollado por la FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations), IIDS (Institute of Irrigation and Development Studies), Khaled El – Askari y NWRC (National Water Reserarch Center) y que lleva por nombre CropWat.

Dicho software, utiliza el método de FAO (1992) Penman-Monteith para calcular la evapotranspiración de referencia, utilizando la metodología de Penman-Monteith la cual fue descrita en el Capítulo 3 y que también es utilizado en las versiones 5,7 y 7,0 de CROPWAT.

El programa fue aplicado a cada una de las estaciones, cuyos resultados se pueden apreciar en las Tablas 4.19 a 4.38; que fueron corroborados con los cálculos realizados mediante la macro.

Fernández et al, 2001, en el trabajo de investigación sobre las necesidades de agua de los cultivos bajo invernadero, cuantificó las pérdidas y requerimiento de agua de los cultivos mediante tres métodos: Medida del contenido de agua en el suelo, Medida del estado hídrico de la planta y Medida de parámetros climáticos, utilizando en cada uno de los casos instrumentos calibrados, así como también mediante expresiones matemáticas desarrolladas: Penman – FAO, Radiación – FAO, Hargreaves y FAO-Tanque, obteniendo como resultado la Figura 4.145, donde se aprecia que el método que mejor se ajusta al comportamiento real de la evapotranspiración es el de Penman – FAO (Montieth), que estaría corroborando los resultados obtenidos para la cuenca del río Chicama.

La necesidad de cuantificar el comportamiento de la ETo, a nivel espacial, se ve reflejada en la determinación del gradiente de dicha variable a nivel mensual y anual, obteniéndose las ecuaciones que se muestran en la Tabla 17.

- **A nivel mensual:**

Los análisis de correlación entre ETo y las altitudes de cada una de las estaciones, se ven representadas en las Figuras 4.146 al 4.157, donde se puede observar que dichas variable presentan un comportamiento inversamente proporcional, es decir que a mayores altitudes se registran menores evapotranspiración de referencia y viceversa, lo cual se ve

representado en el tipo de expresiones generadas que se presentan en la Tabla N°17.

En dicha Tabla, se puede apreciar que las expresiones halladas son del tipo polinómica de segundo grado y cuyos coeficientes de correlación son muy significativos, lo que nos indica que ellas expresan el comportamiento real de esta variable en la zona de estudio.

Determinados los valores de la ETo, se elaboró los mapas de ETo 01 al ETo 12, donde se muestra el comportamiento de esta variable en la cuenca del río Chicama, observándose que los valores oscilan entre 50 mm y 145 mm.

El valor medio areal, de la evapotranspiración de referencia (ETo), a nivel de la cuenca integral y de recepción, es de:

$$\overline{ETo}_{total} = 1272,4mm$$

$$\overline{ETo}_{recepción} = 1191,9mm$$

- **Kc:**

El segundo paso es conocer la evapotranspiración del cultivo, para lo cual se empleó la expresión matemática 3.47, para lo cual se analizó y determinó para cada una de las zonas caracterizada por la estación meteorológica seleccionada el valor de Kc más representativo.

En la Tabla 4.18, se presentan los tipos de cultivos más importantes ubicados en las cuencas de los ríos Chicama, obteniéndose para cada una de las estaciones un valor promedio del coeficiente de cultivo (Kc), en función del tipo de cultivo y estado fenológico.

Con el fin de darle al presente análisis una respuesta más real, se consideró para cada estación los diferentes tipos de cultivos más representativo que hay en la zona.

En las Figuras 4.158 al 4.160 se presentan los gradientes de Kc por estado fenológico.

◆ Estimación de la evapotranspiración areal

Con los valores obtenidos de E_{To} y K_c se calculo los valores de E_{Tc} , con lo cual se elaboro los Mapas E_{Tc} 01 al 12 donde se muestra la variación espacial de esta variable.

En las Figuras del 4.161 al 4.172, se presenta los análisis del gradiente de la evapotranspiración (E_{Tc}).

Con la ayuda del SIG, se determinó las áreas entre isolineas de evapotranspiración, obteniéndose los valores medios areales.

Los mayores valores de E_{Tc} , se registran en la parte baja de la cuenca, siendo la subcuenca 1 la que registra 1016,1 mm./año.

En la subcuenca 1 la evapotranspiración media oscila entre 92,4 mm/mes y 74,6 mm/mes, que se presentan en los meses de marzo y agosto, respectivamente.

En la parte alta de la cuenca, especialmente en la subcuenca 3 y 4, la evapotranspiración media oscila entre 38,7 mm/mes y 96,6 mm/mes, que ocurre en los meses de agosto y mayo de cada año, respectivamente.

En la Tabla 4.39 se muestra los resultados de los análisis areales de la evapotranspiración media mensual.

F) Estimación del caudal y escorrentía

Se cuenta con información de caudales de la estación Salinar, cuya serie historica es de 1969 – 1971 y de 1980 – 1992; asimismo se ha recurrido a información de cuencas vecinas como la estación Quirihuac de la cuenca del río Moche (1969 – 1999) y a la estación Yonan – Pampalarga de la cuenca del río Jequetepeque (1978 – 1999). Las estaciones hidrométricas se encuentran ubicadas en la cabecera del valle en sus cuencas respectivas.

La Figura N°4.173, muestra el análisis de doble masa para el período común (1981 – 1992), donde se aprecia una buena correlación entre las tres estaciones seleccionadas.

Para el completado de la estación Salinar se ha recurrido a la estación Quirihuac (Moche) aunque se cree que es mas conveniente realizar el completado con Yonan – Pampalarga, pero esta última carece de información en el período 1969 – 1967, razón principal para elegir a Quirihuac para el completado de la información de Salinar. El completado se efectuó mediante correlaciones simples cuyas ecuaciones se presentan en la Tabla N°4.40

El consistenciado de la información de las estaciones Salinar se realizó mediante las pruebas t-Student y f – Fisher .

En las Figura 4.174 y 4.175 se muestra los Histogramas de caudales mensuales de las estaciones analizadas.

El módulo anual obtenido para el río Chicama en la estación Salinar es:

$$Q_{Chicama} = 24,5m^3 / s$$

En base a la ecuación 3,52 y a la información de caudales hasta el área de recepción (Salinar), se determinaron los módulos mensuales de cada una de las subcuencas, los cuales se muestran en la Tabla 4.41.

➔ Escorrentía

Con los valores de caudales se ha determinado la escorrentía para el área de estudio, cuyos valores se muestran en la Tabla 4.42.

4.1.3 Determinación del Balance hídrico (BHS)

La disponibilidad de agua en el suelo es un factor mucho más importante en el medio que la precipitación en si misma, pues gran parte de ella se pierde de diferentes maneras y de forma no aprovechable.

Para determinar el balance hídrico en la cuenca del río Chicama, se utilizarán las ecuaciones matemáticas 3,55 y 3,56 que relaciona las variables de precipitación, evapotranspiración y escurrimiento superficial.

➔ BHS en áreas con control hidrométrico

El Balance hídrico hasta el área de recepción de la cuenca (Salinar), es determinado mediante la siguiente ecuación.

$$P = E + ETR + \delta$$

Considerando $\delta = 0$ y reemplazando valores, de precipitación y evapotranspiración, obtenemos el escurrimiento medio areal de la cuenca hasta el punto de recepción, tal como se muestra en la Tabla 4.43.

Del análisis desarrollado, se ha determinado que la cuenca del río Chicama (Salinar) registra un déficit en el recurso agua, tal como se puede apreciar en los Mapas Esc 01 al 12, donde se presenta el comportamiento y distribución del escurrimiento superficial, apreciándose que los mayores valores ocurren en los meses de febrero y marzo con valores que fluctúan entre -100 mm a $+100 \text{ mm}$ (Ver Mapa Esc 02 y 03) y los menores se presentan en setiembre con valores de -90 mm en la parte baja (cerca del punto de control) y -50 m en la parte alta (Ver Mapa Esc 09).

La cuenca, se presenta deficitaria durante casi todos los meses del año, con un déficit promedio mensual es de $48,8 \text{ mm/mes}$. El mes con mayor

déficit es julio y el menor marzo, con valores de -93,4 mm/mes y -0,08 mm/mes, respectivamente.

A nivel anual se presenta un déficit acumulado de:

$$Esc_{Salinar} = -535,5mm$$

◆ BHS en áreas sin control hidrométrico

El Balance Hídrico superficial en las áreas sin control hidrométrico es determinada mediante la siguiente ecuación.

$$E = P - ETR$$

❖ Subcuenca 1:

Subcuenca que se localiza en la parte baja de la cuenca, zona donde se producen las menores precipitación y los mayores valores de evapotranspiración.

El escurrimiento medio areal se presenta en la Tabla 4.42 y su comportamiento y distribución en los mapas Esc 01 al 12.

Subcuenca que debido a sus características hidrometeorológicas, resulta deficitaria durante todo el año, cuyo déficit promedio mensual es de 64,9 mm/mes.

Los déficits fluctúan entre 88,9 mm/mes y 24,5 mm/mes, valores que ocurren en los meses de julio y marzo.

A nivel anual en la subcuenca se registra un déficit acumulado de:

$$Esc_{.1} = -884,7mm$$

❖ Subcuenca 2:

Subcuenca, que presenta un comportamiento totalmente deficitario entre los meses de abril a enero, con un déficit promedio de 56,3 mm/mes y en los meses de febrero y marzo ocurren superávits de 6,1 mm/mes y 28,2 mm/mes.

Los déficits fluctúan entre 94,9 mm mes y 6,8 mm/mes, valores que ocurren en los meses de julio y enero, respectivamente.

En la subcuenca, a nivel anual se ha determinado un déficit de:

$$Esc_{.02} = -508,9mm$$

❖ Subcuenca 3:

Subcuenca de la parte alta, con un régimen deficitario en el período mayo - octubre y cuyo déficit promedio mensual es de 51,6 mm/mes y otro de con un superávit promedio de 39,7 mm/mes que ocurre entre noviembre y abril.

Los déficit fluctúan entre 91,9 mm/mes y 18,2 mm/mes, valores que ocurren en los meses de julio y octubre, respectivamente.

A nivel anual se ha determinado que el déficit en la subcuenca es de:

$$Esc_{.3} = -124,0mm$$

❖ Subcuenca 04

Subcuenca de la parte alta, con un régimen deficitario en el período mayo - diciembre y cuyo déficit promedio mensual es de 46,6 mm/mes y otro de con un superávit promedio de 37,9 mm/mes que ocurre entre diciembre y abril.

Los déficit fluctúan entre 95,8 mm/mes y 4,2 mm/mes, valores que ocurren en los meses de julio y noviembre, respectivamente.

A nivel anual se ha determinado que el déficit en la subcuenca es de:

$$Esc_{.4} = -50,4mm$$

❖ Cuenca Total Chicama:

El análisis se ha realizado hasta la desembocadura del río con el océano Pacífico, presentando un déficit promedio mensual de 48,8 mm/mes. Julio resulta el más deficitario, y marzo el que tiene menos déficit.

En toda la cuenca se ha determinado que a nivel anual el déficit medio areal es de :

$$Esc_{Chicama} = -535,5mm$$

En los Mapas Esc 01 al 12, se presenta el comportamiento y distribución del escurrimiento superficial.

4.2 DISCUSIÓN

El balance hídrico contempla el procesamiento, análisis y determinación de cada una de las variables meteorológicas e hidrológicas que intervienen en forma directa en las ecuaciones involucradas en la obtención del balance.

La cuenca del río Chicama cuenta con una red hidrometeorológica básica, que registra la información representativa de la zona, siendo la escasez de información una característica usual en el estudio, lo cual ha conllevado a realizar análisis regionales con información de cuencas vecinas y a generar gradientes de acuerdo a las necesidades.

El tratamiento matemático y estadístico realizado a cada una de las variables permitió conocer los errores sistemáticos o de medición, que fue corroborado en el trabajo de campo realizado en la cuenca, los cuales

fueron corregidos dejando la información consistente y homogénea; además, se realizó la extensión del período de registro, en vista que no todas las estaciones presentaban un período común.

El consistenciado y homogenización de cada una de las variables seleccionadas en el estudio, permitió conocer además la importancia de tener y mantener una red operativa, ya que la dificultad más grande es no contar con información básica para realizar los análisis y evaluaciones respectivas.

De acuerdo a los análisis realizados en los balances hídricos de los ríos Chancay – Huaral, Chilca, Mala, Omas, Cañete, Supe, Pativilca, Fortaleza, Huarmey, Culebras, Casma, Nepeña, Lacramarca y Santa se ha determinado que para el cálculo de la evapotranspiración el método que mejor se ajusta a las condiciones de las cuencas de la vertiente del Pacífico es el de **Penmam – Monteith**.

En la determinación de la evapotranspiración de cultivo (Etc), se tuvo que realizar una adecuada selección del coeficiente de cultivo (Kc), para lo cual se tuvo que zonificar la cuenca en función de los tipos de cultivos existentes y de acuerdo al período vegetativo del mismo, lo cual nos permite de alguna manera reflejar el comportamiento real de cada uno de los cultivos y sus influencia directa en la determinación del Kc medio.

Conocidos ETo y Kc se determinò ETc, que describe de alguna manera la pérdida de agua en la cuenca en función de la evaporación de agua desde superficies libres y de transpiración por la cobertura vegetal.

En lo que respecta a la caracterización y zonificación hidrológica y meteorológica de las principales variables del ciclo hidrológico, se ha encontrado que cada una de ellas registra comportamientos particulares, en función de la altitud, mientras que la tendencia es creciente para la Precipitación y Horas de Sol, sin embargo la Temperatura, Humedad Relativa, Velocidad de Viento, Evapotranspiración de Referencia decrecen, las cuales se conjugan para definir el balance hídrico total.

Los caudales de las subcuencas se han obtenido en base a la ecuación 3.52 y a la información de caudales de la estación Salinar, donde se ha obtenido un modulo de $24,5 \text{ m}^3/\text{s}$.

Los mayores caudales se presentan en el mes periodo febrero –abril y los menores en período agosto - setiembre de cada año. A nivel anual las subcuencas 3 y 4 son las que más aportan al escurrimeinto superficial, con $8,6 \text{ litros/seg/km}^2$ y $8,0 \text{ litros/seg/km}^2$, respectivamente hasta el área de recepción (Salinar).

Conocidos los valores mensuales de cada una de las variables de la expresión del balance hídrico, se determinò la disponibilidad de agua en a nivel mensual en la cuenca del río Chicama y en cada una de las subcuencas que la conforman, apreciándose un marcado déficit en toda la cuenca.

Las Subcuencas de 1 en promedio registra déficits mensuales de $77,1 \text{ mm}$; y hasta Salinar el déficit promedio mensual es de $48,9 \text{ mm}$, en el período mayo – noviembre y superávit de $26,8 \text{ mm}$ durante los meses de diciembre – mayo.

A nivel multianual la cuenca hasta Salinar, presenta una precipitación de $583,2 \text{ mm}$ y la evapotranspiración media es de $843,7 \text{ mm}$, lo que significa un déficit de $260,4 \text{ mm}$.

Considerando que el caudal hasta Salinar es de $24,5 \text{ m}^3/\text{s}$ valor que equivale a $213,8 \text{ mm}$, lo que indica que en el área de estudio existe una demandada de agua insatisfecha.

CAPITULO V: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1 Conclusiones

- El área de la cuenca del río Chicama es de 6 012,2 km² , su perímetro es de 465,1 km y la pendiente media del río principal es de 1,2%.
- La forma de la cuenca esta expresada en función del factor de forma (0,213 y el coeficiente de compacidad (1,7), que nos indica que la cuenca es alargada y el tiempo de concentración es mayor, lo que impide la ocurrencia de crecidas en forma significativa.
- El SENAMHI, no cuenta estación hidrológica que registren la variabilidad del régimen hídrico del río, hasta el año 1992 opero la estación Salinasr en los períodos 1970 – 1972 y 1980 – 1992, operada por la Dirección Agraria.
- La información de precipitación total anual de las estaciones paralizadas, fueron extendidas mediante un análisis de correlación lineal simple, obteniéndose ajustes significativos en sus coeficientes, para luego mediante la técnica de pesos proporcionales completar la información a nivel mensual.
- Del análisis precipitación se determinò que el mes más lluviosos es marzo y julio el mes donde ocurren las menores precipitaciones.
- Al analizar los gradientes medios pluviométricos mensuales, se determinò que el régimen de precipitación media, se caracteriza por aumentar con la altitud; en el mes más lluvioso (marzo) la precipitación se incrementa a razón de 8,5 mm/100 m hasta los 1 000 msnm, hasta los 2 000 msnm se incrementa a razón de 18,7 mm/100 m, entre los 2 000 y 4 000 de altitud el incremento es a razón de 22,4 mm/100m y superior a los 4 000 msnm el incremento

es de 23,3 mm/100 m. Y en el mes menos lluvioso las precipitaciones se incrementan a razón de 0,1 mm/100 m de los 500 hasta los 1000 msnm, mayor de 1000 y menor a los 2 000 msnm el incremento es de 0,3 mm/100 m, mayor de 2000 msnm y menor a los 3 000 msnm el incremento es de 0,6 mm/100 m y sobre los 3 000 el incremento es de 0,9 mm/100 m .

- El régimen térmico en la cuenca del río Chicama, registra un comportamiento variable en su distribución espacial y temporal, registrándose en el mes de Marzo las mayores temperaturas medias, las cuales oscilan entre 16 °C y 24 °C, y las menores temperaturas en el mes de agosto con 13 °C y 19 °C.
- Los gradientes térmicos mensuales, indican que la distribución de la temperaturas en función de la altitud, registra una tendencia media decreciente
- El régimen eólico, se caracteriza por presentar un comportamiento mensual inversamente proporcional a la altitud, es decir que la velocidad del viento disminuye con la altitud.
- Durante el mes de setiembre se registran las mayores velocidades de viento, con valores que oscilan entre 1,6 m/s y 5,6 m/s, mientras que en el período marzo - mayo, ocurren las menores velocidades de viento con 0,5 m/s y 4.5 m/s.
- A nivel mensual la humedad relativa, se caracteriza por variar inversamente con la altitud, lo que indica que en la parte baja de la cuenca se registran las mayores valores y en la cuenca alta los menores valores.
- Los mayores valores de humedad relativa, se presentan durante el período abril - agosto las cuales oscilan entre 80% y 82%, mientras que en el mes período noviembre - febrero se tiene los menores valores con 70% y 74% respectivamente.
- Las horas de sol, presenta un comportamiento variable, mientras que para las estaciones que se encuentran en la parte baja de la cuenca, la mayor cantidad de horas de sol se presenta en el período diciembre – abril y la menor en junio – agosto; sin embargo para la

parte media y alta, la mayor cantidad de horas de sol ocurre en entre los meses de julio – octubre, mientras que la menor se presenta entre los meses de febrero y marzo.

- Los valores Eto, registra un comportamiento variable en sus distribución mensual, registrando los mayores valores en la parte baja de la cuenca y los menores en la parte alta
- La evapotranspiración de referencia (Eto), registra sus mayores valores durante en mes de diciembre y enero y los menores en junio y julio.
- En función de los diferentes tipos de cultivos que existe en la cuenca del río Chicama, los cuales fueron identificado y evaluados en su periodo vegetativo, se elaborò un Mapa del coeficiente del cultivo (Kc), el cual permite zonificar la cuenca por el grado de cobertura vegetal, obteniéndose que en la parte baja(valle) este valor es mayor en comparación con la cuenca media y alta.
- La cuenca integral (desembocadura) registra un déficit promedio mensual de 48,8 mm/mes; los mayores déficits del recurso agua se concentra en la subcuenca 1, cuyo déficit promedio mensual es de 77,1 mm/mes.
- El mòdulo medio anual hasta el área de recepción o Punto de control (Salinar) es de 24,5 m³/s.

5.2 Recomendaciones

- La cada una de las variable que interviene el balance hídrico superficial de la cuenca del río Chicama, han sido obtenidas mediante análisis regionales, que nos permiten de una manera practica representar el comportamiento espacial y temporal de cada una de ellas, sin embargo es indispensable contar con información real de la zona.
- Debido a que la red hidrológica en la cuenca es escasa, se hace necesario la instalación de una estación hidrológica que registre la variabilidad del régimen hídrico estacional del río Chicama.

- Es importante que se mantenga actualizado la base de datos, que se ha elaborado para el desarrollo del presente estudio bajo el Sistema de Información Geográfica, con el fin de poder actualizar los resultados en forma periódica.

CAPITULO VI: BIBLIOGRAFÍA

6.1 Bibliografía

1. ALIAGA ARAUJO Vito (1983), Tratamiento de datos hidrometeorológicos, Lima.
2. CHEREQUE MORAN Wendor (1989), Hidrología para estudiantes de ingeniería civil, Pontificia Universidad Católica del Perú, obra auspiciada por CONCYTEC, Lima, Perú, 223 pp.
3. ESTRELA Teodoro (1992), Metodología y recomendaciones para la evaluación de los recursos hídricos. Centro de Estudios Hidrográficos – Madrid: Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, Gabinete de Formación y Documentación, Madrid España. 52 p.
4. FAO (1998), Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage paper 56. Roma, 301 p.
5. GARCIA VILLANUEVA Jerónimo (1994), Principios físicos de Climatología, Lima, Perú 243 p.
6. GOMEZ LORA Walter (1987), Primer curso nacional de recursos hídricos, Lima. Perú
7. GUEVARA, E. y CARTAYA, H. 1991, HIDROLOGIA . Una introducción a la ciencia Hidrológica Aplicada. GUECA EDICIONES. Valencia, Venezuela, 358p.

8. INSTITUTO NACIONAL DE RECURSOS NATURALES – INRENA (1992), Estudio básico situacional de los recursos hídricos del Perú, Lima.
9. UNESCO, Guía metodológica para la elaboración del balance hídrico de América del Sur, Uruguay – 1982.
10. SALZGITTER INDUSTRIEBAU GMBH (1973), Estudio de factibilidad económica del proyecto Jequetepeque – Zaña- Tomo I y VI, Lima – Perú.
11. SÁNCHEZ SAN ROMAN, J. 2001, El agua en el suelo.
Web.usual.es/~javisan/hidro/temas/T040
12. SIAR, 2001. Metodología – Determinación de la evapotranspiración de referencia (Eto). Universidad Castilla la Mancha – servicio Integral de Asesoramiento al regante.
13. SERVICIO NACIONAL DE METOROLOGIA E HIDROLOGIA – SENAMHI (2003), Balance hídrico superficial de la cuenca del río Santa.
14. SERVICIO DE METOROLOGIA E HIDROLOGIA NACIONAL – SMHN, 1999, Humedad relativa del aire.
<http://www.hidromet.com.pa>
15. SINGH. V.P. (1989), Hidrologic systems Vol II watershed modeling Prentice Hall, New Jersey 320 p..
16. REDNAMAC (1995) Compendio de Ponencias del III Encuentro de la red nacional de manejo de cuencas, Cajamarca – Perú 167 pág.
17. ONERN (1973) “ Inventario, evaluación y uso racional de los recursos hidricos naturales de la costa”- Cuenca del río Chicama – volumen I , Lima – Perú, 502 pag.

ANEXO I

TABLAS

ANEXO II

FIGURAS

ANEXO III

MAPAS