

**Capítulo 1.**

**ESTADO DEL CONOCIMIENTO**



## 1.1.- INTRODUCCIÓN AL FENÓMENO OBJETO DE ESTUDIO

El agua de un río intercambia calor con su entorno: la atmósfera y el lecho. Este proceso puede alcanzar el equilibrio de manera que el calor cedido por el agua sea igual al absorbido. Si las características físicas y climáticas del entorno son idénticas a lo largo de un tramo de río, el equilibrio antes citado da lugar a que, en un instante dado, la temperatura del agua sea idéntica en todo el tramo. Normalmente, a lo largo de un río en estado natural la temperatura aumenta a medida que disminuye la altitud. A ésta variación espacial se superpone una doble variación temporal: en una sección dada del río la temperatura varía según un ciclo diario y otro anual.

El comportamiento térmico de un río, tal como anteriormente se ha descrito, puede ser profundamente alterado por circunstancias no naturales como son los vertidos térmicos procedentes de la refrigeración de una central térmica o la presencia de un embalse.

Aguas abajo de una presa, la temperatura del agua sufrirá una evolución tendente a recuperar el equilibrio térmico con su entorno. En esta Tesis se estudian las características de dicha evolución. El régimen térmico de un río condiciona en gran medida los procesos químicos y biológicos que en él tienen lugar. La alteración de la temperatura y de su evolución temporal (ciclos diarios y anuales) afecta a los organismos acuáticos, incidiendo en sus poblaciones como consecuencia de una modificación en su metabolismo, reproducción, comportamientos, fuentes de alimentación, etc. Garcia Jalón *et al.* (1988) sugieren que el descenso de temperatura en verano, provocado por embalses hidroeléctricos, puede explicar la disminución de las poblaciones de trucha en el río Cinca, afluente del Ebro.

En un embalse no existe normalmente una temperatura constante para cualquier profundidad, como es (aproximadamente) el caso de un río. El acusado movimiento de las partículas de agua en un río favorecen la uniformidad térmica. Por otra parte, las grandes masas de agua, prácticamente en reposo, existentes en un embalse presentan una notable inercia térmica. La capacidad calórica y la conductividad térmica del agua impiden que los intercambios térmicos entre la atmósfera y el agua situada en superficie modifiquen de una forma inmediata la temperatura en toda la profundidad. Así, el ciclo diario de la temperatura en superficie no se refleja a partir de cierta profundidad. Por el contrario, el ciclo anual sí suele afectar a la mayor parte de la masa de agua. El comportamiento térmico del embalse en un territorio de clima mediterráneo es diferente si éste recibe calor (primavera-verano) o cede calor (otoño.invierno); ver figura 1.1. En el primer caso el calor recibido en la superficie es transmitido a las zonas situadas a cotas inferiores y con menor temperatura.

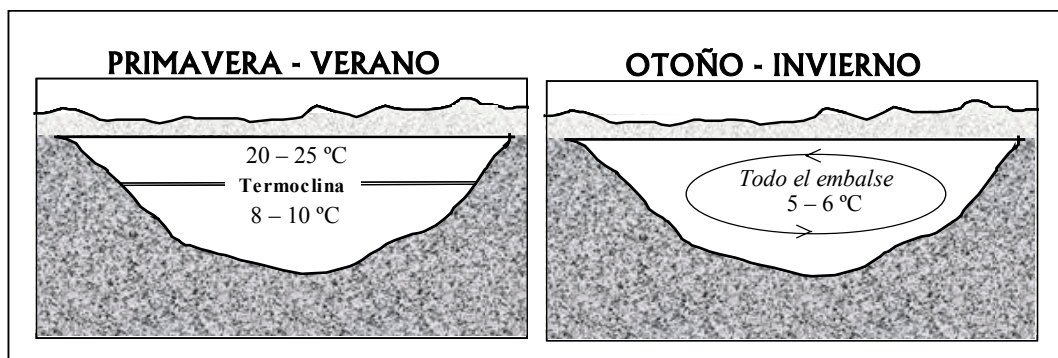


Figura 1.1.- Mezcla del agua en un embalse durante la diferentes épocas del año

Dado que el agua aumenta su densidad al disminuir la temperatura (siempre que esta sea superior a 4°C), el gradiente de temperaturas da lugar a un gradiente estable de densidades (densidad creciente con la profundidad). Cuando el embalse cede calor a la atmósfera (otoño-invierno), el agua situada junto a la superficie se enfría dando lugar a un gradiente inestable de densidades, lo que provoca un mezclado por convección y, por tanto, una uniformización de las temperaturas en profundidad.

La acción mecánica del viento sobre la superficie del embalse provoca el movimiento del agua, lo que tiende a uniformizar las temperaturas en una zona de embalse junto a la superficie, aún en las épocas en que el resto del embalse se encuentra estratificado. Esta zona recibe el nombre de epilimnion. Cuando existe estratificación térmica, por debajo del epilimnion se sitúa una zona de fuertes gradientes térmicos llamada metalimnion o termoclina. Debajo de la termoclina existe una zona de pequeño gradiente térmico denominado hipolimnion; ver figura 1.2. Durante el otoño, en la fase de enfriamiento, el embalse pierde su estratificación, rompiendo la termoclina (figura 1.1).

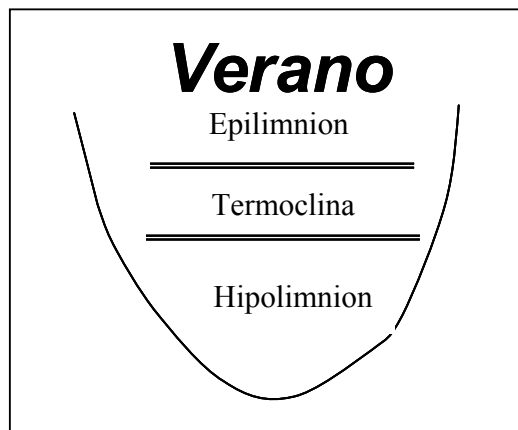


Figura 1.2.- Estratificación de un embalse en tres capas durante la época de verano

El comportamiento térmico de un embalse, anteriormente descrito, viene condicionado por muy diversos factores; tamaño y morfología del embalse (principalmente profundidad media) acción del viento y características climáticas de la zona, movimiento del agua en el embalse (dependiente en gran medida del volumen del embalse, de los caudales de entrada y de los caudales de salida), temperatura del agua que entra en el embalse, cota a la que se extrae agua del embalse, etc.

La estratificación térmica de un embalse tiene unas consecuencias directas sobre la calidad del agua del río. Una primera consecuencia se refiere a la propia temperatura: aguas abajo de la presa la temperatura del agua del río dependerá de la cota a la que es extraída del embalse. Normalmente los órganos de desagüe (y las tomas de las turbinas) se sitúan a cotas bajas y por tanto en la época en que el embalse está estratificado térmicamente, el río inmediatamente aguas abajo estará a temperatura inferior a la que existiría de no haber embalse; ver figura 1.3. Además de modificar el valor de la temperatura también se altera su evolución temporal (ciclos diarios y anuales) debido a la diferente respuesta que presentan el río y el embalse a la variación de las condiciones climáticas. Esta distorsión térmica creada por la existencia de un embalse puede disminuirse en gran medida si se utilizan dispositivos que permitan seleccionar la cota a la que se extrae el agua.

La estratificación térmica condiciona en gran medida los procesos químicos y biológicos que tienen lugar en el embalse, lo que a su vez determina la calidad del agua del propio embalse y del río aguas abajo. La termoclina suele separar dos zonas de calidad muy diferentes: el epilimnion con un alto contenido en oxígeno y el hipolimnion con bajo contenido en oxígeno. Ello es debido a que la inmovilidad del agua de la termoclina dificulta el reemplazar con oxígeno del epilimnion el oxígeno consumido en los procesos químicos y biológicos que tienen lugar en el hipolimnion. Un análisis detallado del comportamiento de los embalses y su incidencia en la calidad del agua puede verse, por ejemplo, en Smalley y Novak (1978), Cassidy (1989) y Petts (1984).

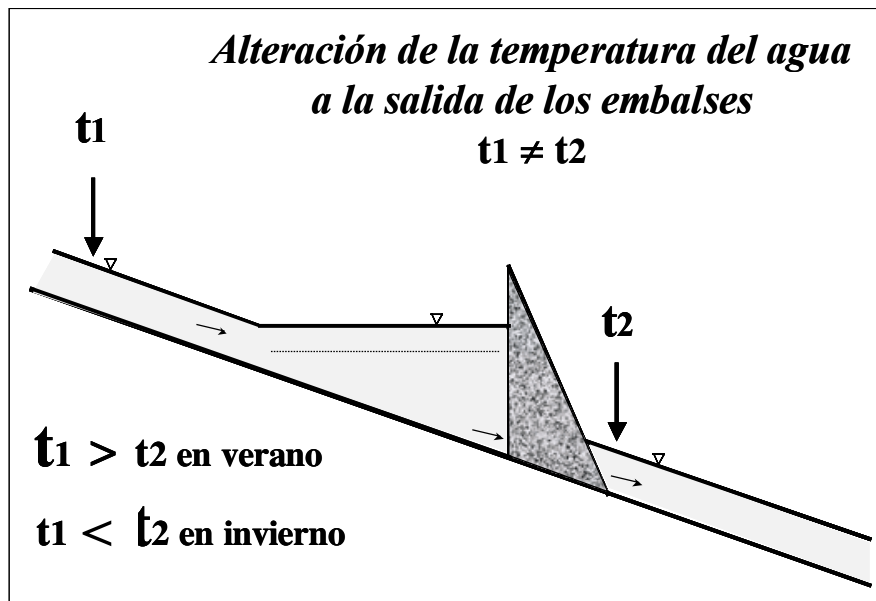


Figura 1.3.- Esquema de la alteración de la temperatura provocada por un embalse

En la figura 1.4 se presenta la evolución anual (del 1/04/90 al 31/03/91) de la temperatura en el embalse de Mequinenza, en las proximidades de la presa. Se trata de la temperatura diaria (a las 8 AM) en la superficie y junto a la toma de la central. Debido a la oscilación del nivel del embalse, a lo largo del periodo indicado la diferencia de cotas entre la superficie y la toma de la central varió, aproximadamente, entre 30 y 40 metros.

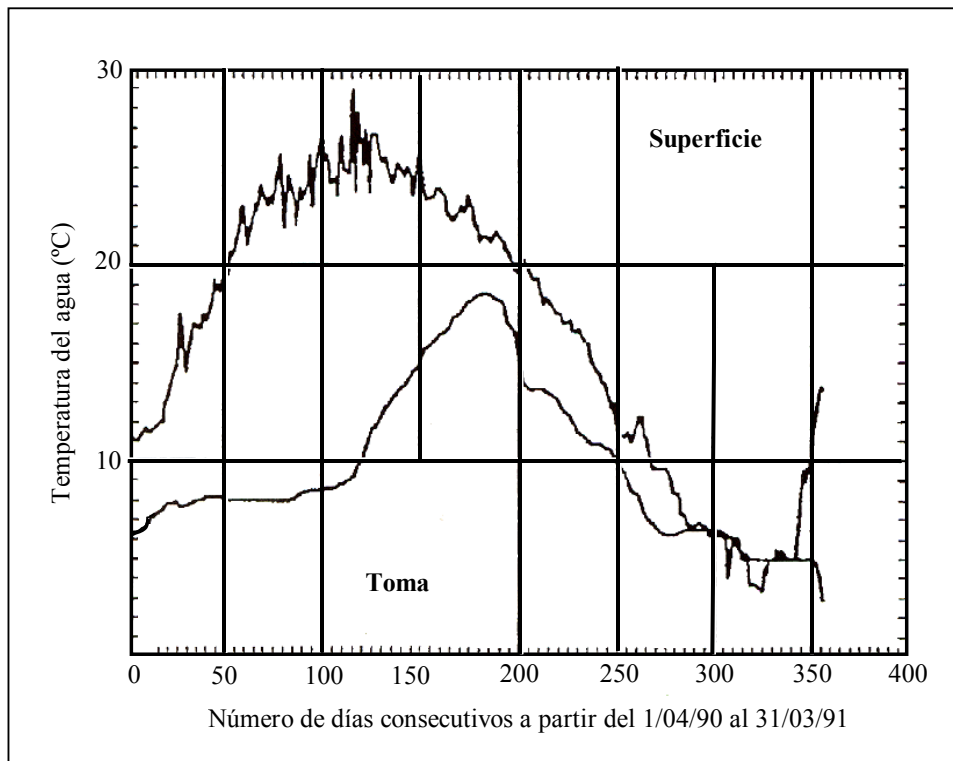


Figura 1.4.- Evolución anual de las temperaturas en el embalse de Mequinenza (Dolz *et al.*, 1995)

Observamos que existe una clara estratificación térmica durante la mayor parte del año, presentándose al inicio del verano una diferencia máxima de temperatura de unos 15 grados. También se observa que en algunos meses del invierno existe uniformidad de temperaturas. Cabe esperar que la temperatura en la superficie del embalse sea próxima a la que tendría el río de no existir éste.

De todo lo anterior se desprende que en verano la temperatura del agua procedente del embalse de Mequinenza es más baja que la correspondiente al río en equilibrio con las condiciones climáticas del entorno. Inmediatamente aguas abajo del embalse de Mequinenza se encuentran los embalses de Ribarroja y Flix. En el capítulo cinco se vera que a la salida de la CH Flix en verano el agua presenta una temperatura inferior a la correspondiente a su equilibrio térmico con el entorno. Por tanto, al circular aguas abajo, el río Ebro incrementa su temperatura; ver figura 1.5.

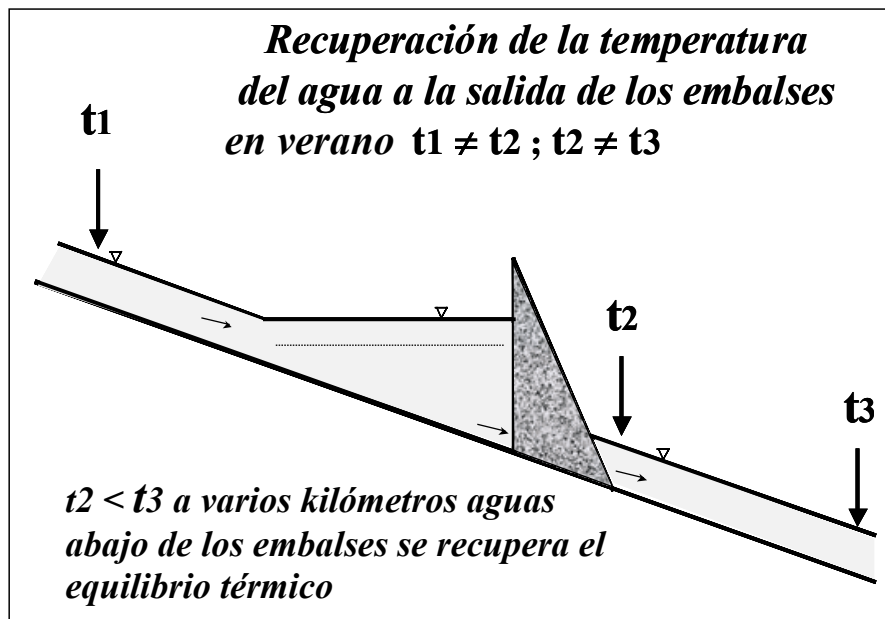


Figura 1.5.- Esquema de la recuperación de temperatura del agua aguas abajo de los embalses

## 1.2.- REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

Se llevó a cabo una búsqueda bibliográfica de acuerdo a lo que se plantea estudiar en este trabajo de Tesis, relacionada específicamente con el estudio de la modelación de la temperatura del agua en un río después de que se altera su estado inicial debido a un sistema de embalses, tratando de establecer de nuevo ese equilibrio térmico que tiene con su entorno ambiental aguas abajo de ellos. Al respecto, se encontraron algunos autores que se enfocan a un fenómeno semejante, en el que se estudia la intervención de los parámetros meteorológicos y la temperatura del agua, algunos tocan el tema del intercambio de calor que hay entre el fondo del río y el agua. Sin embargo, en lo que se refiere al equilibrio térmico que se da aguas abajo de los embalses, este tema no es fácil de encontrar como tal. La mayor parte de los estudios se enfocan al estudio de la alteración térmica provocada por el uso del agua como refrigeración de centrales termoeléctricas; el intercambio de calor que se da en los lagos; la incidencia de la deforestación en zonas cercanas al río; o al análisis de los parámetros de calidad del agua en el desarrollo de comunidades fluviales; análisis y modelación de un balance térmico en embalses. A continuación se presentan en esta revisión bibliográfica algunos autores con una descripción de lo que han desarrollado sobre el tema.

### 1.2.1.- MODELO DE BALANCE TÉRMICO PROPUESTO POR EDINGER et al. (1974).

**Edinger et al. (1974)**, realizan un trabajo sobre la transferencia de calor en la superficie del agua tomando en cuenta las condiciones meteorológicas. El modelo propuesto no toma en cuenta la ganancia o pérdida de calor

que se da entre el agua y el fondo del río. Para ellos, el valor neto del intercambio de calor está en función de la diferencia entre la temperatura actual del agua y una temperatura de equilibrio, que cambia continuamente en respuesta a las variaciones de las condiciones meteorológicas. Hace énfasis en el uso de métodos simples para evaluar las variables que intervienen en el intercambio de calor entre el agua y la atmósfera,

Con relación al concepto de intercambio de calor que se da entre el agua y el lecho del río, **Edinger et al. (1974)** no hacen mención alguna y, por tanto, no es una variable en el modelo de balance térmico que ellos proponen.

Este modelo se describirá en detalle en el capítulo dos y posteriormente, capítulo seis, será aplicado al tramo de río Ebro situado entre la CH Flix y la CN Ascó.

### 1.2.2.- MODELOS DE BALANCE TÉRMICO QUE TOMAN EN CUENTA EL INTERCAMBIO DE CALOR CON EL LECHO DEL RÍO.

En relación con el tema que se desarrolla en esta Tesis, un antecedente es lo expuesto en **Dolz et al. (1994)** estudiando una zona del río Ebro; trataron el problema de que en verano se incrementa la temperatura del agua del río después de los embalses y aplicaron las ecuaciones del balance térmico para algunos días. Se llevaron a cabo mediciones de campo; sin embargo, no cuentan con una base de datos tan amplia como la que se tiene en estos momentos ni con el análisis en algunos otros aspectos que se llevaron a cabo en esta Tesis.

Este análisis lo llevan a cabo en cinco kilómetros del río Ebro, aguas abajo de la CH Flix; aguas arriba de ésta se tiene un sistema de tres embalses. Cuentan con datos de medición de temperatura a cada hora obtenidos en diferentes secciones del río y en tiempos diferentes. De acuerdo con las mediciones que hicieron, durante el verano se observa hasta una diferencia de 9°C en la CH Flix con respecto a la temperatura registrada a la entrada de los embalses. Además, observaron una recuperación en las temperaturas aguas abajo de la CH Flix tratando de llegar a un equilibrio térmico con su entorno. Aplicaron la metodología de **Edinger et al. (1974)**, Para ellos los parámetros más importantes son la radiación de onda corta, el intercambio de calor con el fondo del río y el calor almacenado por el agua. Al fondo del río le dan un efecto de compensación: durante las horas de sol gana calor y por las noches cede ese calor.

**Sinokrot y Stefan (1993)**, consideran el parámetro de transferencia de calor entre el agua y el fondo del río y toman las condiciones meteorológicas de una forma semejante a **Edinger et al. (1974)**, citando que tanto los parámetros meteorológicos como el de intercambio de calor entre el agua y el fondo del río son de igual importancia para tenerlos en cuenta en un balance de energía. También ponen de manifiesto la importancia de las zonas de sombra creadas por la vegetación ribereña en el balance térmico.

El modelo que aplican **Sinokrot y Stefan (1993)** es una versión modificada del modelo MNSTREM (**Stefan et al., 1980**); la temperatura del agua se calcula usando la ecuación de transporte de energía. MNSTREM resuelve en una dimensión la ecuación de advección-dispersión e incluye el intercambio de calor con la atmósfera. El modelo, en el estudio, fue extendido para incluir el flujo de calor intercambiado con el lecho del río. Dichos datos se obtienen con intervalos no menores a una hora. Comentan que las temperaturas no responden rápidamente a los cambios en las condiciones atmosféricas y la transferencia de calor en los sedimentos es también un proceso lento (conducción).

**Sinokrot y Stefan (1993)** señalan que el flujo de calor en el lecho del río depende del gradiente de temperatura en el fondo y de la conductividad térmica del material que hay en el lecho de la corriente. Si el fondo del río está compuesto por rocas, el flujo de calor será mayor que si por el contrario el material del fondo fuera arcilla. El flujo de calor entre el agua y el lecho del río puede ser calculado usando la expresión siguiente:

$$S = -k_b \left. \frac{\partial T_b}{\partial z_v} \right|_{z_v=0} \quad (\text{cal/cm}^2) \quad (1.1)$$

donde S es el flujo de intercambio de calor neto entre el lecho del río y el agua;  $k_b$  es la conductividad térmica del material del fondo;  $T_b$  es la temperatura de los sedimentos;  $z_v$  es la distancia vertical dentro del fondo del río.

La principal finalidad de **Sinokrot y Stefan (1994)** es analizar la sensibilidad del modelo a cada uno de los parámetros de las condiciones atmosféricas y a la conductividad térmica del fondo. El resultado del estudio fue que la temperatura del agua es más sensible a la temperatura del aire y a la radiación de onda corta (solar) que a otros parámetros de las condiciones meteorológicas o del fondo del río. Recomiendan que para cualquier modelo simplificado se incluyan por lo menos dos parámetros de las condiciones meteorológicas, para obtener una buena aproximación a la temperatura del agua. Por último, señalan que el promedio diario de las temperaturas del agua del río no es sensible a la conductividad térmica del fondo; sin embargo, el flujo de calor en lecho del río es importante para la predicción horaria de la temperatura del agua del río en corrientes poco profundas.

En su artículo **Hondzo y Stefan (1994)** señalan la influencia significativa que tiene la temperatura sobre la calidad del agua y la vida acuática en el río. Hacen referencia a la solubilidad del oxígeno disuelto, al metabolismo respiratorio de plantas y animales, y a la contaminación.

Consideran interesante que se muestren predicciones numéricas dinámicas de la temperatura del río. La predicción es posible realizarla en modelos de una dimensión para la temperatura del agua del río. Dichos modelos son altamente dependientes de condiciones como, por ejemplo: (1) el intercambio de calor entre el agua y la atmósfera y (2) el intercambio de calor entre el agua y el lecho del río. Siendo este último punto el más importante del artículo, ya que los autores lo desarrollan a fondo. Señalan que el intercambio de calor entre el lecho y el agua puede ser insignificante cuando se realice un balance térmico en algún lago o embalse, excepto que éstos fueran poco profundos. Sin embargo, el flujo de calor entre el agua y el fondo del río es un factor importante en la predicción de la variación de la temperatura diaria en los ríos. En este artículo los autores verifican que la transferencia de calor en el lecho puede ser simulada satisfactoriamente con un modelo de conducción de calor unidimensional. Presentan tres modelos como alternativa para la estimación del flujo de calor en la interfaz agua-sedimentos, los cuales son aplicados y comparados. Adicionalmente, los autores demuestran como la predicción de la temperatura del lecho y el flujo de calor asociados pueden ser dudosos debido a la incertidumbre de la conductividad térmica del lecho. Cabe señalar que realizaron mediciones de temperatura en el lecho cada dos minutos y el promedio cada 20 minutos se guardaba en un registro. Contaban con once sensores de temperatura.

Los autores, señalan que el flujo de calor a través de la interfaz agua-sedimentos es difícil de medir directamente y es mejor estimarla indirectamente de la simulación o medidas de temperatura del lecho. Para ello existen tres métodos para determinar ese flujo de calor entre el lecho y el agua del río.

En el primer método, "heat budget method", el calor almacenado en el lecho del río, es obtenido por la integración de los perfiles de temperatura del fondo.

El segundo método, "gradient method", se estima el flujo de calor entre el agua y los sedimentos por una expresión semejante a la ecuación 1.1 basada en la conducción de calor.

El tercer modelo "inverse method" está basado en la estimación de un registro histórico del flujo de calor en la superficie del fondo conociendo la conductividad al calor del sedimento.

En la figura 1.6 se muestra un ejemplo realizado por los autores en la aplicación de los tres métodos para determinar el intercambio de calor en el lecho del río.

Otros autores que desarrollaron un modelo para obtener la temperatura del agua son **Chen et al. (1998)**. Tienen en cuenta las condiciones meteorológicas, así como la influencia que pueda presentar la vegetación sobre el río tanto por la sombra que genera como por la falta de ésta, ya que consideran la posición en que se encuentra el Sol y de acuerdo a las características de las riberas se obtiene la radiación que penetra en el agua. Este parámetro no es de importancia en el problema que tratamos debido a que la escasa vegetación de las riberas del Ebro genera una sombra que afecta mínimamente a la superficie del agua.

Los autores **Chen et al. (1998)** desarrollan una serie de procedimientos para identificar la relación geométrica entre la posición del sol, la localización y orientación del río, y la degradación de la vegetación en la ribera; estas características las utilizaron para desarrollar un programa llamado SHADE. Los datos de radiación solar generados por SHADE son usados por el Programa de Simulación Hidrológico (HSPF) para simular las temperaturas del río cada hora. Para estimar el flujo del calor del fondo utilizan las soluciones analíticas de Jobson (1997), sugiriendo que el fondo está formado por una capa superior con una temperatura igual que la del agua y de una capa inferior aislada de menor temperatura.



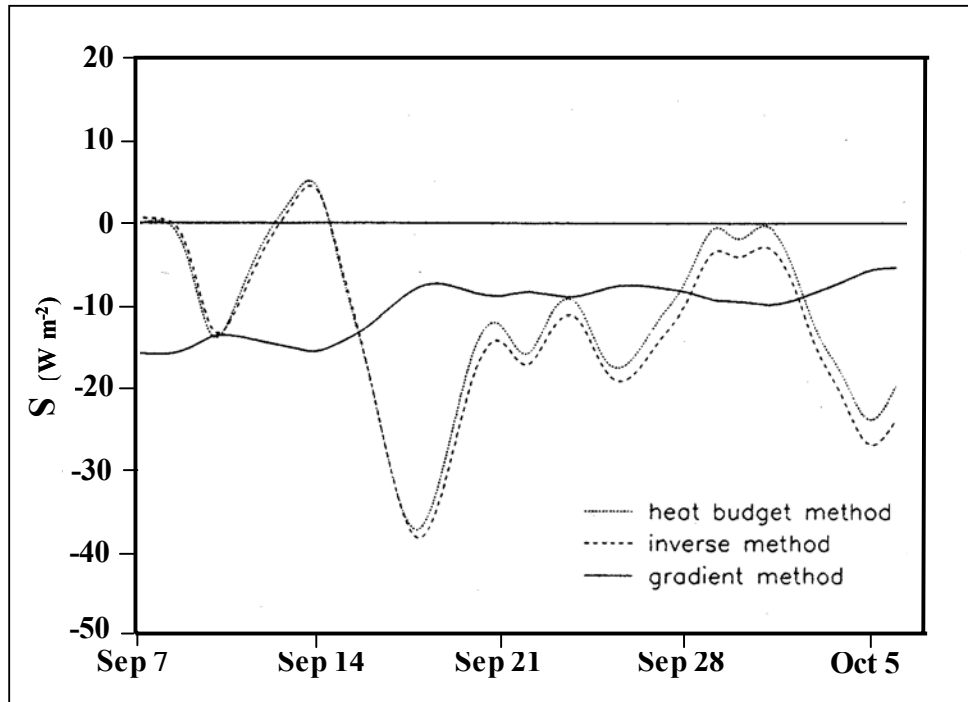


Figura 1.6 Flujo de calor estimado a través la interfaz agua-lecho del río, Hondzo y Stefan (1994)

**Kim et al. (1997)** afirman que la modificación artificial de la temperatura de un cuerpo de agua es particularmente importante por dos razones: una porque se puede afectar el ecosistema acuático y la otra porque la temperatura influye en las reacciones químicas y biológicas. Se desarrolla un modelo de transporte de calor unidimensional. El modelo consta de dos módulos: el hidrodinámico y el de transporte de calor. En este modelo de transporte de calor es donde se calcula la temperatura del agua, tomando en cuenta el flujo de calor entre el agua y el sedimento. En el modelo se aplica el principio de la conservación de la energía térmica en una dimensión vertical bien mezclada para corrientes o canales. Las simulaciones se comparan con valores medidos en el campo; el problema es que sólo cuenta con dos días de datos para trabajar; las primeras 24 horas son de calibración y las segundas de comprobación; se demostró que el modelo efectivamente simula las variables hidráulicas y las de temperatura.

**Kim et al. (1997)** en su modelo de transporte de calor introducen el flujo de energía térmica en la interfaz agua-sedimento, valuándolo de la forma siguiente:

$$H_{BL} + H_{Ls} = -k_b \left. \frac{dT_b}{dz_v} \right|_{z_v=0} \quad (\text{Jm}^{-2}\text{s}^{-1}) \quad (1.2)$$

$H_{BL}$  es flujo de energía térmica debido a la diferencia de temperatura entre el agua y el lecho del río ( $\text{Jm}^{-2}\text{s}^{-1}$ );  $H_{Ls}$  posible radiación solar neta para calentar el fondo del río ( $\text{Jm}^{-2}\text{s}^{-1}$ );  $k_b$  conductividad térmica en el lecho del río ( $\text{Jm}^{-1}\text{s}^{-1}\text{C}^{-1}$ );  $T_b$  temperatura del sedimento ( $^{\circ}\text{C}$ );  $z_v$  distancia vertical dentro del fondo. Si  $H_{BL}+H_{Ls}$  es positivo, la energía térmica se mueve desde el agua al sedimento.

La posible radiación solar neta que alcanza el fondo del río, se calcula como :

$$H_{Ls} = (1-\alpha_L) (1-\beta_L)e^{-n_L z} (H_s - H_{sr}) \quad (\text{Jm}^{-2}\text{s}^{-1}) \quad (1.3)$$

siendo  $\alpha_L$  albedo del material del fondo del río;  $\beta_L$  fracción de radiación solar absorbida por la superficie del agua,  $n_L$  coeficiente de extinción ( $\text{m}^{-1}$ );  $z$  calado (m);  $H_s$  radiación solar incidente ( $\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$ );  $H_{sr}$  radiación solar reflejada ( $\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ):

**Bowles et al. ( 1977)** de igual forma realizan un modelo para obtener la temperatura del agua, tomando la transferencia de calor en el fondo del río, ya que se enfoca a ríos pequeños donde este término se vuelve más importante pues el calado es inferior y con ello puede penetrar más la radiación solar. Resulta interesante la forma como llevan a cabo el balance térmico ya que utilizan casi las mismas variables meteorológicas que las consideradas en esta Tesis.

**Brown (1969)** observa que la radiación solar total neta es la energía predominante que hay durante el día; la evaporación y la conducción reportan ser sólo el 10% del intercambio de energía total. Aquí se toma en cuenta el intercambio de calor que hay con el fondo del río, a través de la conducción. El calor de conducción dentro del fondo del río es una componente en el balance de energía en ríos pocos profundos con un lecho rocoso. En este tipo de ríos, la energía intercambiada con el fondo es del orden del 25%.

### 1.2.3.- MODELOS DE BALANCE TÉRMICO SIN TOMAR EN CUENTA EL LECHO DEL RÍO.

**Sinokrot y Gullier (2000)** realizan una investigación en el río Central Platte sobre la temperatura del agua en los días más calientes del verano. Los autores estudian una extensión de 128 kilómetros de río aguas abajo de dos hidroeléctricas y determinan la relación que puede existir entre la temperatura del agua en verano y los caudales que circulan. La calibración de los coeficientes de sombra y rugosidad, y su verificación se realizaron con cuatro años de registros de temperatura de agua en cuatro estaciones de medición en el río.

Los datos de mediciones de temperatura se disponían cada hora y los registros de caudales con mediciones diarias. La modelación de la temperatura del agua en el río fue muy sensible a la variación en la medición de la radiación solar y a la temperatura del aire. La causa de esta alta sensibilidad en esos dos parámetros reside en la poca profundidad que tiene el río durante los periodos de caudales bajos. Los autores concluyen que existe una relación clara entre la temperatura del agua en el río y el caudal. Se podría obtener un caudal mínimo que permitiese disminuir esas altas temperaturas. Así se mejoraría el hábitat de las especies en el río.

**Raphael (1962)** analiza de forma muy detallada la obtención de la radiación solar. Para ello propone una ecuación empírica que es aplicable a superficies horizontales, como lagos, en términos de la altura solar y la nubosidad. Dicha ecuación es:

$$H_s = k*(1-0.071C')A^* \quad (\text{Btu hr}^{-1} \text{ ft}^{-2}) \quad (1.4)$$

donde  $H_s$  es la radiación solar incidente sobre la superficie del agua, en  $\text{Btu hr}^{-1} \text{ ft}^{-2}$ ;  $k^*$  es una constante que está en función de la latitud (la cual no comenta como evaluar);  $C'$  es el coeficiente de acuerdo al promedio de nubes que cubren el cielo;  $A^*$  es la altitud solar en grados. El ángulo de incidencia de los rayos solares sobre una superficie horizontal puede ser determinado a cualquier hora y día del año a través del uso de trigonometría esférica. Esa relación puede ser expresada por la altitud solar,  $A^*$ ; y es de gran interés puesto que condiciona el valor de la radiación solar incidente.

**Raphael (1962)** obtienen el coeficiente de reflectividad, o albedo, de la figura 1.7; que está en función de la altura solar y de la nubosidad que se tenga en el cielo. Como se puede ver, para éste autor la consideración de las nubes en el cielo es algo importante de evaluar, aunque no dice como hacerlo, para poder obtener la radiación solar neta de onda corta. La figura 1.7 es muy utilizada por otros autores para obtener el albedo.

**Krajewski et al. (1982)** presentan un método a través de gráficas que, por medio de lo que llaman temperatura de equilibrio, es posible obtener la temperatura del agua. Para estos autores la temperatura del agua es un parámetro importante que puede afectar singularmente al hábitat de los peces en el río. El término de temperatura de equilibrio es usado como un concepto, siendo ésta la temperatura que se acerca a la temperatura que está oscilando en la naturaleza. Dichas gráficas están basadas en las condiciones meteorológicas incluyendo radiación solar, nubosidad, temperatura del aire, velocidad del viento, humedad relativa y presión atmosférica. La técnica puede ser usada para calibración de coeficientes específicos de algún río y para predecir la temperatura del agua por la variación del caudal y por las descargas de calor. Cabe señalar que no toman en cuenta el intercambio de calor con el lecho del río. Los autores han usado tres tipos de modelos matemáticos para predecir la temperatura del agua, dependiendo del grado de resolución que requiere el análisis.

El modelo está pensado para representar las condiciones promedios en un río sobre periodos de tiempo de un día, tres días, una semana, etc. La temperatura de equilibrio es un concepto que será útil sobre todo en las

condiciones meteorológicas más cruciales (por ejemplo en los meses de julio y agosto) ya que el método proporciona una aproximación de las altas temperaturas.

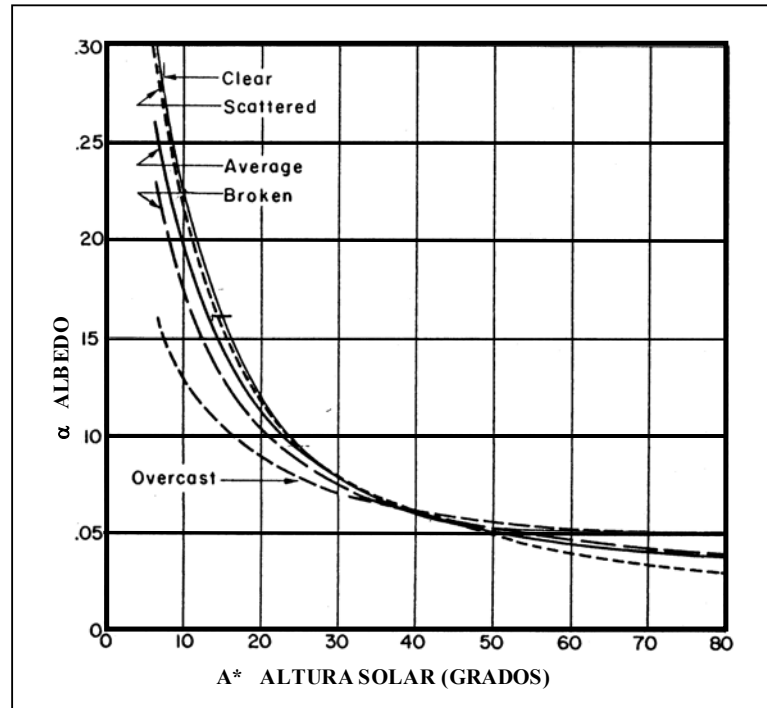


Figura 1.7.- Gráfica para obtener el albedo en función del la altura solar y la nubosidad, Raphael (1962)

#### 1.2.4.- MODELOS DE BALANCE TÉRMICO APLICADOS EN LAGOS Y EMBALSES.

Uno de las temas que más se encontró en la búsqueda bibliográfica fue la modelación que se ha desarrollado en relación con la temperatura del agua en lagos, que, aunque no es el caso a tratar, el balance térmico que se lleva a cabo es por medio de las mismas ecuaciones y variables meteorológicas.

Con relación a la radiación solar **Herderson (1986)** lo que presenta es bastante completo en este tema, sin descuidar la importancia de las otras variables, presentando una gama de ecuaciones que proponen otros autores y con ellas realiza una comparación entre los resultados obtenidos a partir de mediciones en dos sitios distintos.

El artículo es bastante interesante y completo, ya que realiza una revisión bibliográfica importante con relación a la valoración de las variables meteorológicas que intervienen en el balance de energía. El autor obtiene un método de balance térmico que puede ser aplicado a lagos o embalses que están gobernados por la entrada y salida de caudal, y por otras consideraciones de frontera, incluyendo el flujo de calor en la superficie. La energía contenida en el lago o embalse es gobernada principalmente por el intercambio de calor en la superficie, entre el agua y el material del fondo, y las energías asociadas por la entrada y salida de caudales. Consideran por tanto, que el balance de calor en la superficie del agua es el más importante, utiliza un modelo de balance térmico como el que propone **Edinger et al. (1974)**. Sin embargo, aquí se muestran una variedad de fórmulas para evaluar radiación solar de onda corta, radiación atmosférica de onda larga, radiación emitida por el agua, evaporación y conducción. Pero, a mi parecer, lo más interesante del artículo es la forma de obtener el albedo del agua.

➤ Ecuación de Pivovarov (1972)

$$\alpha = \frac{a_o}{a_o + \text{sen}A^*} \quad (1.5)$$

donde  $\alpha$  es el albedo,  $A^*$  es la altitud solar y  $a_0$  es una constante que esta en función de la nubosidad  $C'$  y que vale

$$a_0 = 0.02 + 0.01(0.5 - C')\{1 - \sin[\pi(I - 81)/183]\}$$

I es el día Juliano.

➤ Dingman *et al.* (1967)

$$\alpha = 0.108 - 0.000139H_s \quad (1.6)$$

siendo  $H_s$  radiación solar incidente de onda corta.

➤ Anderson (1954)

$$\alpha = Aa (A^*)^{Bb} \quad (1.7)$$

donde  $A^*$  es la altitud solar en radianes y los valores empíricos de  $Aa$  y  $Bb$  están en función de la nubosidad, para cielos claros  $Aa=0.0523$  y  $Bb=-0.77$ ; sustituyendo estos valores en la ecuación 1.7 se obtiene que

$$\alpha = 0.0523 (A^*)^{-0.77} \quad (1.8)$$

para cielos sin nubes. En la figura 1.8 se muestran una serie de curvas para obtener el albedo,  $\alpha$ , en función de la altura solar.

**Tsay *et al.* (1992)** desarrollan un modelo para la estratificación de los lagos pocos profundos, haciendo una importante consideración en el flujo de calor que se puede presentar entre los sedimentos en el fondo y el agua. Dicho modelo lo aplican en cuatro lagos transparentes, dando como resultado que la simulación térmica de la estratificación en este tipo de lagos requiere hacer consideraciones del flujo de calor en el lecho; simulando un fenómeno asociado a la transferencia de calor por conductividad y por el calentamiento solar directo a los sedimentos. Se considera la radiación solar como la principal fuente de energía responsable del calentamiento anual en la temperatura de los lagos. El modelo de balance térmico incluye términos de radiación solar de onda corta, radiación de onda larga, pérdida por evaporación, radiación reflejada, conducción y convección. El calor es transportado hacia abajo desde la superficie por la difusión vertical y por la transmisión de radiación solar de onda corta definida por la ley de Lambert- Bourguer. La temperatura del agua en los lagos a lo largo del año sigue típicamente un ciclo senoidal, caracterizado por una disminución en la amplitud y un desfase con el calado durante el periodo de verano. Observaron una situación similar en la temperatura de los sedimentos del fondo del río.

### 1.2.5.- OTROS MODELOS DE INTERÉS.

**Camargo y García (1990)** se refieren a la central hidroeléctrica Burgomillado, localizada en el río Duratón en la provincia de Segovia, España. Aquí se presenta un impacto en el medio ambiente generado por la central hidroeléctrica aguas abajo del río. Se tienen cuatro estaciones de mediciones aguas abajo de la presa; en ellas se miden los parámetros de temperatura del agua, pH, oxígeno disuelto, dureza, alcalinidad, materia orgánica suspendida y conductividad. En las mediciones de estos parámetros se encontraron diferencias significativas entre la estación que se encuentra en la presa y las que están aguas abajo de ésta. Sin embargo, esas diferencias significativas van decreciendo gradualmente conforme el agua va avanzando y alejándose de la presa. En suma, la recuperación espacial del oxígeno disuelto es más rápida que la del pH y que la temperatura del agua.

En conclusión, la investigación muestra que el impacto ambiental de la presa en un ecosistema aguas abajo puede ser descrito como hostil; siendo el principal factor físico – químico en el impacto aguas abajo de la presa, el déficit de oxígeno disuelto y las fluctuaciones de flujo con bajas temperaturas para las comunidades que habitan en las márgenes del río.

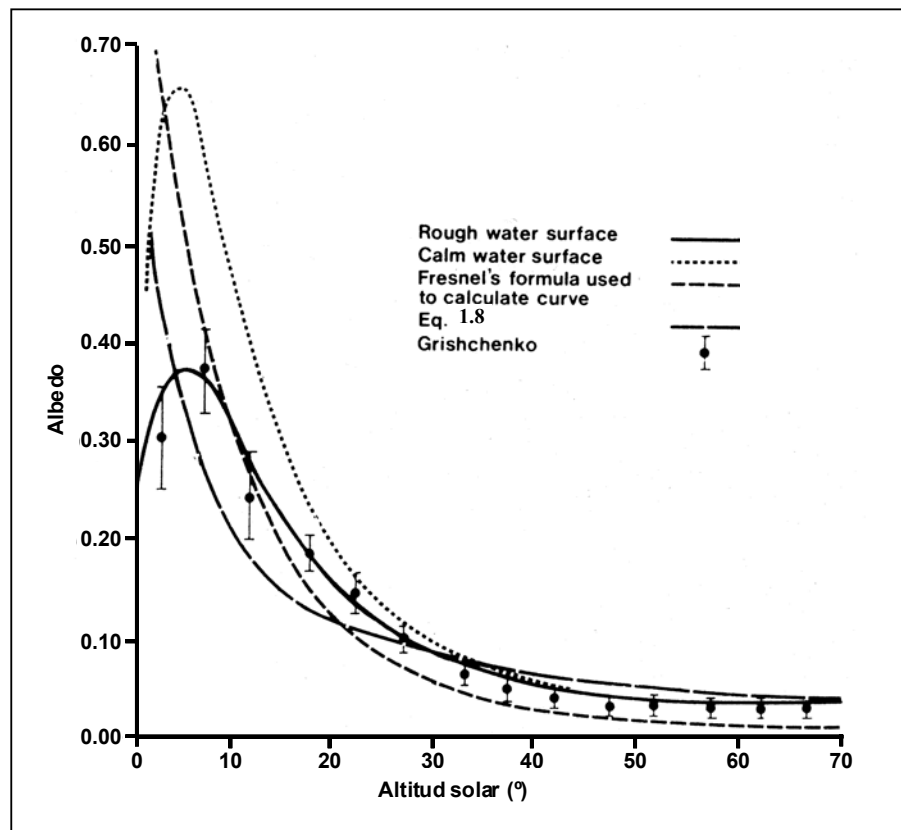


Figura 1.8.- Albedo en función de la altitud solar. Curvas para superficie de agua agitada y en calma obtenidas de la observación, Herderson (1986)

**Fang y Stefan (1998)** describen un modelo de simulación de temperatura de sedimentos desde la interfaz sedimento-agua hasta 10m hacia abajo para superficies de lagos de 0.2 a 10 km<sup>2</sup> y calados máximos de 4 a 24 metros, utilizando datos de más de 19 años. El modelo de temperatura del sedimento es unidimensional acoplado con un modelo de temperatura del agua del lago. De acuerdo a lo que encontraron en el proceso de modelación de las temperaturas del lago se tiene que el flujo de calor entre el agua del lago y el sedimento puede ser substancial, no únicamente sobre la escala estacional sino también sobre la escala diaria, por lo que en ciclos diarios el calentamiento o enfriamiento de los sólidos es generalmente perceptible en los 0.3 m o menos de profundidad, mientras que en ciclos anuales se extiende hasta los 10 m. La transferencia de calor es por medio de conducción y advección; la advección es manejada por flujo subterráneo dentro y fuera de un lago. Sin embargo, en este estudio la advección es ignorada y la transferencia de calor es únicamente por conducción en dirección vertical. Reconocen que el flujo de calor a través de la interfaz sedimento-agua es difícil de medir directamente pero es posible estimarla a partir de los perfiles de temperatura del sedimento. Los valores de difusividad térmica y de capacidad de calor dependen de la composición de los sedimentos del lago en márgenes que van desde arenas hasta los que corresponden a materiales muy orgánicos. Los resultado que obtienen de la simulación indican que la influencia de la temperatura del agua sobre la temperatura de los sedimentos es muy fuerte, especialmente en lagos profundos.

