



**UNIVERSIDAD
POLITÉCNICA DE CARTAGENA**

**DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA DE
ALIMENTOS Y DEL EQUIPAMIENTO AGRÍCOLA
ÁREA INGENIERÍA AGROFORESTAL**

**ANÁLISIS DE LA EVAPORACIÓN EN
EMBALSES DE RIEGO Y DE SU REDUCCIÓN
CON COBERTURAS DE SOMBREO**

***STUDY OF EVAPORATION FROM
IRRIGATION RESERVOIRS AND ITS
MITIGATION BY MEANS OF SHADE COVERS***

Belén Gallego Elvira

Cartagena, 2011



**UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE
CARTAGENA**

**DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA DE ALIMENTOS Y DEL
EQUIPAMIENTO AGRÍCOLA**

**ANÁLISIS DE LA EVAPORACIÓN EN EMBALSES
DE RIEGO Y DE SU REDUCCIÓN CON
COBERTURAS DE SOMBREO**

***STUDY OF EVAPORATION FROM IRRIGATION
RESERVOIRS AND ITS MITIGATION BY MEANS
OF SHADE COVERS***

Memoria presentada Belén Gallego Elvira, Ingeniero Agrónomo,
para optar al grado de Doctor por la Universidad Politécnica de
Cartagena

Dirigida por los Drs. del Área de Ingeniería Agroforestal:
Alain Baille

Victoriano Martínez Álvarez

Cartagena, 2011

Esta memoria se presenta en la modalidad de compendio de publicaciones.

Los artículos que constituyen la tesis son los siguientes:

- **Publication 1:** Martínez-Alvarez V, González-Real MM, Baille A, Maestre-Valero JF, **Gallego-Elvira B**. 2008. Regional assessment of evaporation from agricultural irrigation reservoirs in a semiarid climate. *Agricultural Water Management*; 95, 1056 – 1066.

- **Publication 2:** **Gallego-Elvira B**, Baille A, Martin-Gorriz B, Martínez-Alvarez V, 2010. Energy balance and evaporation loss of an agricultural reservoir in a semi-arid climate (south-eastern Spain). *Hydrological Processes*; 24, 758 – 766.

- **Publication 3:** Martínez-Alvarez V, Maestre-Valero J F, Martin-Gorriz B, **Gallego-Elvira B**, 2010. Experimental assessment of shade-cloth covers on agricultural reservoirs for irrigation in south-eastern Spain. *Spanish Journal of Agricultural Research*; 8, 122 – 133.

- **Publication 4:** **Gallego-Elvira B**, Baille A, Martin-Gorriz B, Maestre-Valero J F, Martínez-Alvarez V, 2010. Energy balance and evaporation loss of an irrigation reservoir equipped with a suspended cover in a semiarid climate (south eastern Spain). *Hydrological Processes*; In press.



UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE CARTAGENA

**AUTORIZACIÓN DE LA PRESENTACIÓN DE LA TESIS DOCTORAL
POR EL DIRECTOR**

D. Alain Baille, Profesor Doctor del Área de Ingeniería Agroforestal en el Departamento de Departamento de Ingeniería de Alimentos y del Equipamiento Agrícola

A U T O R I Z A:

La presentación de la Tesis Doctoral titulada “Análisis de la evaporación en embalses de riego y de su reducción con coberturas de sombreado”, realizada por D^a. Belén Gallego Elvira, en la modalidad de compendio de publicaciones, bajo mi dirección y supervisión, en el Departamento de Departamento de Ingeniería de Alimentos y del Equipamiento Agrícola, y que presenta para la obtención del grado de Doctor por la Universidad Politécnica de Cartagena.

En Cartagena, a de de 2011

EL DIRECTOR DE TESIS

Fdo.: Alain Baille



UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE CARTAGENA

**AUTORIZACIÓN DE LA PRESENTACIÓN DE LA TESIS DOCTORAL
POR EL DIRECTOR**

D. Victoriano Martínez Álvarez, Profesor Doctor del Área de Ingeniería Agroforestal en el Departamento de Departamento de Ingeniería de Alimentos y del Equipamiento Agrícola

A U T O R I Z A:

La presentación de la Tesis Doctoral titulada “Análisis de la evaporación en embalses de riego y de su reducción con coberturas de sombreado”, realizada por D^a. Belén Gallego Elvira, en la modalidad de compendio de publicaciones, bajo mi dirección y supervisión, en el Departamento de Departamento de Ingeniería de Alimentos y del Equipamiento Agrícola, y que presenta para la obtención del grado de Doctor por la Universidad Politécnica de Cartagena.

En Cartagena, a de de 2011

EL DIRECTOR DE TESIS

Fdo.: Victoriano Martínez Álvarez



UNIVERSIDAD
POLITÉCNICA DE
CARTAGENA
COMISIÓN DE DOCTORADO

UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE CARTAGENA
UNIDAD DE GESTIÓN ACADÉMICA

	FECHA	NÚMERO
ENTRADA	—	—
SALIDA	13/01/11	S-0002

*Dña. Belén Gallego Elvira
Paseo Alfonso XIII, 8 9º-B
30201 Cartagena*

Vistos los informes favorables de la Comisión Académica para la presentación de la Tesis Doctoral en la modalidad de compendio de publicaciones solicitada por Dña. Belén Gallego Elvira, la Comisión de Doctorado de la Universidad Politécnica de Cartagena, en reunión celebrada el 9 de diciembre de 2010, considerando lo dispuesto en el artículo 36 del Reglamento de Máster y Doctorado de la UPCT,

ACUERDA

Autorizar la redacción de la Tesis Doctoral a Dña. Belén Gallego Elvira en la modalidad de compendio de publicaciones.

Contra el presente acuerdo, que no agota la vía administrativa, podrá formular recurso de alzada ante el Sr. Rector-Magnífico de la Universidad Politécnica de Cartagena, en el plazo de un mes a partir de la notificación de la presente.

Cartagena, 13 de enero de 2011

El Presidente de la Comisión de Doctorado



Ddo.: Pedro Sánchez Palma



UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE CARTAGENA

Comisión de Doctorado

**AUTORIZACIÓN DE LA PRESENTACIÓN DE LA TESIS DOCTORAL
POR LA COMISIÓN ACADÉMICA RESPONSABLE DEL PROGRAMA**

D. Marcos Egea Gutiérrez-Cortines, Coordinador de la Comisión Académica del Programa de Doctorado “Técnicas Avanzadas en Investigación y Desarrollo Agrario y Alimentario”

INFORMA:

Que la Tesis Doctoral titulada “Análisis de la evaporación en embalses de riego y de su reducción con coberturas de sombreo”, ha sido realizada por D^a. Belén Gallego Elvira, bajo la dirección y supervisión de D. Alain Baille y D. Victoriano Martínez Álvarez y que la Comisión Académica ha dado su conformidad para que sea presentada ante la Comisión de Doctorado.

En Cartagena, a de de 2011

EL COORDINADOR DE LA COMISIÓN ACADÉMICA DEL PROGRAMA

Fdo.: Marcos Egea Gutiérrez-Cortines

Comisión de Doctorado

Agradecimientos

Personales

A mis directores de tesis los Drs. Alain Baille y Victoriano Martínez Álvarez por hacer posible el desarrollo de mi trabajo de investigación. Gracias por vuestro continuo apoyo e infinita paciencia y por transmitirme vuestros conocimientos.

Al Dr. Bernardo Martín, por su gran ayuda en los ensayos experimentales y por estar ahí siempre que le he necesitado.

A todos los miembros del Área Agroforestal, Dra. Mayla González-Real, Dra. María Dolores Gómez, Dr José Miguel Molina, Ana Fernández y en especial a mis compañeros de doctorado Jose, Maliko, Isa, Pedro y Gregorio por sus ánimos y compañerismo y a Joaquín por su ayuda y buen humor en todo momento.

Al Coordinador del programa de doctorado Dr. Marcos Egea, por sus buenos consejos y apoyo.

A los miembros de la Asociación de Jóvenes investigadores de Cartagena (AJICT), por todo su tiempo invertido en el bien común de los becarios de la UPCT.

A mis padres, mi abuela María y toda mi familia por estar siempre a mi lado y darme fuerzas para seguir adelante.

A mis amigos y todos aquellos con los que he compartido buenos momentos durante estos estupendos años de realización de la tesis doctoral.

Institucionales

A la fundación Séneca por la concesión de la beca-contrato predoctoral de formación del personal investigador, 05058/FPI/06, que ha financiado la realización de esta tesis. También agradecimientos por la concesión de ayudas para estancias cortas en centros distintos al de aplicación, 08375/EFPI/08 y 10768/EFPI/09.

A los centros de investigación extranjeros que han hecho posible la realización de mis estancias predoctorales:

- *Centre for Ecology and Hydrology* (CEH), Oxfordshire, Reino Unido.
- *National Centre for Engineering in Agriculture* (NCEA), Queensland, Australia.

INDICE

1. Resumen	1
2. Introducción y objetivos.....	15
3. Antecedentes y estado de arte.....	29
3.1. El fenómeno de evaporación en superficies de agua libre.....	29
3.1.1. El proceso de evaporación.....	29
3.1.2. Calor latente de vaporización.....	30
3.1.3. Gradiente de presión de vapor.....	30
3.1.4. Capa límite atmosférica.....	31
3.1.5. Advección local.....	33
3.2. Métodos de medida y estimación de la evaporación.....	35
3.2.1. Estimación de la evaporación basada en el balance de energía.....	35
3.2.1.1. Balance de energía de un cuerpo de agua.....	35
3.2.1.2. Determinación de los componentes del balance de energía.....	36
3.2.1.3. Determinación de la evaporación a partir del balance de energía.....	41
3.2.1.4. Método de balance de energía de Bowen.....	41
3.2.1.5. Modelo numérico simplificado para cálculo de evaporación en cuerpos de agua isoterms basado en el balance de energía.....	43
3.2.1.6. Método de la temperatura de equilibrio.....	44
3.2.1.7. Modelo de cálculo de evaporación para cuerpos de agua que presentan estratificación (DYSREM).....	46
3.2.2. Métodos de transferencia de masa o aerodinámicos.....	49
3.2.2.1. Ecuaciones empíricas de transferencia de masa.....	49
3.2.2.2. Coeficiente de transferencia de masa. Formulas de Harbeck y Brutsaert-Yu.....	51
3.2.2.3. Función combinada de Martínez Alvarez <i>et al.</i> , (2007).....	52
3.2.3. Métodos combinados (balance de energía y transferencia de masa).....	53
3.2.3.1. Ecuación de Penman.....	53
3.2.3.2. Fórmula de Priestley-Taylor.....	54
3.2.3.3. Ecuación de de Bruin.....	55
3.2.4. Métodos simplificados basados en radiación solar y temperatura del aire.....	55
3.2.5. Método de balance de masa en el cuerpo de agua.....	57
3.2.5.1. Balance de masa en el cuerpo de agua.....	57
3.2.5.2. Medida de variación de nivel de agua.....	59
3.2.6. Tanques evaporímetros.....	60
3.3. La cuenca del Segura y la evaporación.....	63
3.3.1. Descripción general y climatología.....	63
3.3.2. Balance hídrico.....	65
3.3.3. Los embalses de regulación de riego.....	73
3.3.4. Pérdidas por evaporación.....	76

3.4. Prevención de la evaporación.....	79
3.4.1. Alternativas para la mitigación de la evaporación.....	79
3.4.2. Coberturas de sombreo suspendidas.....	80
4. Publicaciones que constituyen la tesis.....	85
4.1. Publicación 1.....	85
4.1.1. Resumen de la publicación.....	85
4.1.2. Copia de la publicación.....	93
4.2. Publicación 2.....	105
4.2.1. Resumen de la publicación.....	105
4.2.2. Copia de la publicación.....	115
4.3. Publicación 3.....	125
4.3.1. Resumen de la publicación.....	125
4.3.2. Copia de la publicación.....	133
4.4. Publicación 4.....	145
4.4.1. Resumen de la publicación.....	145
4.4.2. Copia de la publicación.....	157
5. Resumen de principales resultados y conclusiones.....	169
6. Referencias.....	183
Apéndice 1.....	195
A.1.1. Cartas de aceptación de las publicaciones de que consta la tesis.....	195
A.1.2. Índice de impacto de las publicaciones.....	199
Apéndice 2. Imágenes del diseño experimental.....	201

CONTENTS

1. Summary.....	7
2. Introduction and objectives.....	21
3. Previous work and state of the art (only in Spanish).....	29
4. Publications.....	85
4.1. Publication 1.....	85
4.1.1. Summary (Only in Spanish).....	85
4.1.2. Copy of the publication.....	93
4.2. Publication 2.....	105
4.2.1. Summary (Only in Spanish).....	105
4.2.2. Copy of the publication.....	115
4.3. Publication 3.....	125
4.3.1. Summary (Only in Spanish).....	125
4.3.2. Copy of the publication.....	133
4.4. Publication 4.....	145
4.4.1. Summary (Only in Spanish).....	145
4.4.2. Copy of the publication.....	157
5. Summary of main results and conclusions.....	175
6. References.....	183
Appendix 1.....	195
A.1.1. Letters of acceptance.....	195
A.1.2. Impact factors.....	199
Appendix 2. Pictures of experimental facilities.....	201

1. Resumen

El crecimiento demográfico, el desarrollo industrial, la expansión de la agricultura de regadío y el aumento de la calidad de vida han dado lugar en los últimos años a una fuerte presión sobre los recursos hídricos. En climas áridos y semiáridos se presentan frecuentes situaciones de déficit hídrico que afectan principalmente a la agricultura, que con un 75% de la demanda total de recursos hídricos representa el mayor consumidor de agua. Por tanto, actualmente es de gran interés el desarrollo de técnicas y herramientas para optimizar el uso de agua, especialmente en la agricultura.

Las pérdidas por evaporación en embalses pueden representar una importante pérdida de agua en zonas áridas y semiáridas. Varios estudios a escala mundial señalan la importancia de estas pérdidas de agua. Gökbülak y Özhan (2006) estiman que la evaporación anual en lagos y embalses de Turquía es mayor que la suma del consumo urbano e industrial de dicho país. Craig *et al.* (2005) indicaron que hasta un 40% del agua almacenada en embalses se pierde por evaporación en muchas regiones de Australia. En el sureste español, la continua expansión de las zonas regables durante las últimas décadas ha dado lugar a un gran aumento de la demanda de recursos hídricos. En la cuenca del Segura (CS), este desarrollo de las zonas de regadío ha supuesto un déficit hídrico estructural de 460 hm³, que afecta a 3,5·10⁵ ha de regadío (Ministerio de Medio Ambiente, 2000). Gran parte de los recursos hídricos de la CS proceden de trasvases de agua desde otras cuencas, dependiendo por tanto de la disponibilidad hídrica en la cuenca de origen, y están sujetos a decisiones políticas que son difíciles de predecir, especialmente en situaciones de sequía. Las comunidades de regantes de la CS reciben sus dotaciones de agua en función de la disponibilidad de recursos y, generalmente, la distribuyen a sus usuarios mediante una organización por turnos. Cada regante debe disponer de un embalse de riego en el que almacenar el agua suministrada durante su turno, para poder regar cuando resulte oportuno y poder hacer frente a periodos sin disponibilidad de recursos. Este tipo de organización en la distribución de las dotaciones, junto a la elevada incertidumbre en el suministro, ha conllevado la construcción masiva de pequeños embalses o balsas de regulación de riego en la CS. La pérdida de agua por evaporación que se produce en estos numerosos embalses no había sido estudiada rigurosamente con anterioridad a este trabajo de investigación.

Para poder evaluar la importancia de las pérdidas de agua por evaporación de los embalses de riego de la CS, se ha realizado un estudio detallado. El primer paso ha sido

la identificación del número, localización y dimensión de cada uno de los embalses de riego existentes en la CS, que se ha realizado mediante la fotointerpretación de la imagen aérea del vuelo SIGPAC 2003 (<http://sigpac.mapa.es/fega/visor/>) con el Sistema de Información Geográfica (SIG) *ArcGis 9.2*. Esta imagen ha permitido estimar el área de cada embalse. Además, se ha tenido en cuenta que los embalses se encuentran normalmente por encima de un tercio de su capacidad total con el fin de mantener un cierto nivel de seguridad en caso de periodos de sequía prolongados. Por tanto, a efectos de considerar una superficie evaporante representativa, se ha considerado en los cálculos que los embalses están a dos tercios de su capacidad, $S_{2/3}$, lo que equivale aproximadamente al 85% de su superficie total, ya que los embalses tienen generalmente taludes con pendiente 1/1.

Una vez conocida la localización y dimensión de los embalses, el siguiente paso ha sido la determinación de la evaporación en cada uno de ellos, para posteriormente agregar esta información y obtener el valor de evaporación regional. Un método sencillo para estimar la demanda evaporativa es el uso de tanques evaporímetros estándar Clase A. Para estimar la evaporación de un embalse, E , a partir de datos de evaporación en tanque, E_p , es necesario aplicar un coeficiente de conversión ($K_p = E/E_p$). Para determinar K_p , hay que tener en cuenta las condiciones climáticas locales y las dimensiones geométricas del cuerpo de agua. Martínez-Alvarez *et al.* (2007) mostraron que el valor anual de K_p dependía principalmente de la superficie del embalse, no afectando significativamente su profundidad, mientras que la variación espacial de K_p a nivel de cuenca estaba relacionada con el valor anual del déficit de presión de vapor (DPV). La metodología propuesta por Martínez-Alvarez *et al.* (2007) se ha aplicado para calcular el valor anual de K_p en cada embalse, considerando su superficie ($S_{2/3}$) y el DPV local de su localización. Se han elaborado mapas de E_p y VPD de la CS para calcular el K_p y la superficie evaporante de cada embalse y, mediante la combinación de toda esta información, estimar su evaporación. En la determinación de la evaporación total en la cuenca y en las distintas zonas hidrológicas se han utilizado técnicas de agregación espacial con GIS.

El total de pérdidas por evaporación en los embalses de riego en la CS se ha estimado en $58,5 \text{ hm}^3$, lo que corresponde a una lámina de agua evaporada de 1.404 mm anuales. Esta cifra representa el 8,3% del agua distribuida para riego durante el periodo de estudio, es más del doble del consumo industrial, equivale a un 27% del consumo urbano y es igual la demanda medioambiental. Teniendo en cuenta el señalado déficit

hídrico de la CS, estas cifras ponen de manifiesto la importancia de las pérdidas de agua por evaporación en embalses de riego y la necesidad de plantear posibles soluciones.

A escala mundial, los pequeños embalses son muy numerosos y se destinan a usos tan diferentes como la acuicultura, la jardinería, el uso recreativo, el riego, los abrevaderos de ganado, etc. Se estima que cubren en conjunto 77.000 km² (Downing *et al.*, 2006). A pesar del creciente interés en optimizar el uso de los recursos hídricos, apenas se han realizado trabajos de investigación sobre la evaporación en estos pequeños embalses, basándose los pocos estudios disponibles en datos escasos y de baja calidad (Rosenberry *et al.*, 2007). Tampoco existen trabajos relevantes centrados en el proceso de evaporación y la evolución de las componentes del balance de energía en pequeños embalses, cuyo conocimiento es fundamental para poder modelizar y predecir adecuadamente las pérdidas por evaporación.

En el presente trabajo de investigación se ha llevado a cabo la cuantificación y análisis detallado de las componentes del balance de energía de un embalse de riego de la CS, basado en datos experimentales. Para ello se ha monitorizado un embalse de riego típico de la CS durante un año (2007), registrándose datos de evaporación, del perfil de temperatura y de las variables meteorológicas relacionadas, que han dado lugar a datos diarios de gran calidad no disponibles con anterioridad a este estudio. A partir de estos datos, se han descrito y cuantificado todos los flujos del balance de energía, así como la distribución de la energía disponible para la evaporación a escala mensual, poniéndose de manifiesto la importancia de considerar la inercia térmica del cuerpo de agua para el cálculo de la evaporación a una escala inferior a la anual. Los resultados muestran que la radiación neta y la evaporación (principales términos del balance de energía) se encuentran desfasados temporalmente debido a la acumulación de calor en el cuerpo de agua. Como consecuencia de este desfase se producen importantes errores en la estima de la evaporación a partir de relaciones lineales con la radiación neta, en las que no se considera el calor almacenado en el cuerpo de agua. Además se ha propuesto una ecuación simplificada que permite estimar el calor almacenado a escala mensual a partir de datos de temperatura del aire, dado que habitualmente no se dispone de la información sobre la temperatura del agua requerida para su cálculo. Los valores anuales y la evolución mensual del coeficiente de advección de Priestley-Taylor y de las componentes advectiva y radiativa del método de Penman también han sido estudiados y se dan simplificaciones y recomendaciones para el uso de estos métodos. En general, este trabajo representa una referencia fundamental para el estudio de evaporación en

pequeños cuerpos de agua, especialmente para aquellos ubicados en zonas de clima semiárido.

Otro objetivo fundamental de la tesis ha sido el estudio de la mitigación de las pérdidas por evaporación. Para reducir la evaporación en superficies de agua existen diferentes alternativas, que pueden clasificarse en los siguientes grupos: métodos físicos, métodos operacionales, coberturas químicas y métodos estructurales (Brown, 1988). Los métodos físicos son aquellos que modifican las propiedades físicas del agua, como la desestratificación artificial del agua. Los métodos operacionales hacen referencia a las buenas prácticas de manejo orientadas a la prevención de la evaporación. Las coberturas químicas se forman aplicando productos químicos en la superficie del agua, que crean una capa reductora de la evaporación. Por último, los métodos estructurales incluyen las coberturas y módulos flotantes, que reducen los intercambios de masa y energía entre la superficie de agua y el aire circundante, los cortavientos, que protegen la superficie del agua de la exposición al viento y las coberturas de sombreado suspendidas, que minimizan el paso de la radiación solar y protegen de la acción directa del viento.

Entre todos estos métodos, las coberturas de sombreado suspendidas parece ser una de las técnicas más prometedora para la reducción de la evaporación. (Craig *et al.*, 2005; Martínez-Alvarez *et al.*, 2006). Craig *et al.* (2005) evaluaron la eficiencia de una cobertura de sombreado en Queensland (Australia), donde la demanda evaporativa es muy elevada ($2.200 \text{ mm año}^{-1}$), y observaron reducciones de la evaporación de hasta un 87% en los meses de verano. Martínez-Alvarez *et al.* (2006) realizaron un estudio para evaluar la eficiencia de diferentes materiales porosos de cobertura a escala de tanque Clase A y bajo las condiciones climáticas del sureste español. Sus resultados muestran que la cobertura más eficiente es la de polietileno negro de doble capa, que alcanzó un 83,5% de reducción de la evaporación. Otro aspecto a señalar en relación a las coberturas de sombreado es que, además de prevenir la evaporación, tienen efectos positivos sobre la calidad del agua almacenada, como la minimización del crecimiento de algas.

A la vista de estos estudios previos, las coberturas de sombreado pueden representar una solución satisfactoria a las pérdidas por evaporación en embalses de riego en zonas semiáridas. Como no se disponía de estudios rigurosos que determinaran la eficiencia de las coberturas en balsas de riego, ni se había estudiado previamente el efecto de su instalación sobre su dinámica energética, se ha considerado prioritario

llevar a cabo un trabajo de investigación centrado en el estudio detallado de la reducción de la evaporación con coberturas de sombreado suspendidas.

Se ha monitorizado un embalse de riego típico de la CS provisto de una cobertura de sombreado suspendida de polietileno negro de doble capa (ATARSUN, ATRAFIL S.L.) durante un año (de Abril 2008 a Marzo 2009), registrándose la evaporación, el perfil de temperatura y las variables meteorológicas relacionadas tanto bajo la cobertura como en el exterior, que han dado lugar a registros de gran calidad no disponibles con anterioridad a este estudio. También se han determinado las propiedades ópticas de la cobertura (transmisión, reflexión y absorción de radiación solar), la permeabilidad a las precipitaciones y la protección frente al viento.

Los resultados muestran que la cobertura reduce la evaporación anual un 85%. Las principales propiedades de la cobertura responsables de esta reducción son la baja transmisión de la radiación solar (1%) y la alta reducción del viento (92%). Además la cobertura es altamente permeable, permitiendo la recuperación del 90% de las precipitaciones. También se observan efectos positivos en la calidad del agua. El crecimiento de algas y la turbidez se reducen drásticamente, y disminuye la salinidad del agua almacenada debido al balance positivo entre la lluvia y la evaporación. El estudio económico preliminar pone de relieve que la inversión en la cobertura es viable cuando el agua es un factor limitante para la producción agrícola y su ahorro puede valorarse al margen neto del cultivo, situación común en cuencas deficitarias como la estudiada. Si se valora el agua a su precio actual en la CS, la inversión no resultaría viable actualmente.

Para analizar los mecanismos físicos de reducción de la evaporación relacionados con la instalación de la cobertura se han estudiado, en relación a las condiciones normales (embalse descubierto), tanto sus efectos sobre el aire entre la cobertura y la superficie de agua (microclima creado por la cobertura) como sobre el perfil térmico y las componentes del balance de energía. Los resultados muestran que la instalación de la cobertura genera un microclima sobre la superficie del agua con condiciones atmosféricas marcadamente diferentes al aire exterior. El aspecto de mayor relevancia es la gran disminución del gradiente de presión de vapor (al que es proporcional la evaporación), que está relacionado con la minimización de la radiación solar, que en último término es el principal factor que explica la alta eficiencia de la cobertura. Otro aspecto destacable es la fuerte estratificación térmica que induce la cobertura en el cuerpo de agua, llegando a observarse un gradiente máximo de

temperatura superficie-fondo de 11°C en el mes de Agosto, que modifica la dinámica natural del almacenamiento de calor en el embalse. En cuanto al balance de energía del embalse sombreado, se han observado notables cambios en el signo, magnitud, peso relativo y evolución anual de sus componentes en relación a condiciones sin cobertura. El hecho más destacado es el contraste entre las curvas de evolución de anual de la evaporación. La máxima evaporación en el embalse descubierto se produce en verano, mientras que en condiciones de sombreado se retrasa hasta otoño. La radiación neta bajo la cobertura se reduce en un 89%, dando lugar al aumento de peso relativo de los términos de acumulación de calor y calor sensible en el balance de energía. En general, todos estos cambios en la dinámica física del embalse dan lugar a la reducción de la evaporación anual. En conclusión, cabe destacar que las coberturas de sombreado son una solución eficaz para prevenir las importantes pérdidas de evaporación en embalses en climas semiáridos.

1. Summary

Current global population growth, industrial development, sustained increase of living standards and the trend towards irrigated agriculture have produced a strong competition for water resources. In arid and semiarid climates, this causes water shortages that mainly affect agricultural users. There is an urgent need to improve water management by developing new water-saving technologies, especially in agriculture, whose water consumption accounts for 75% of the human water use.

In arid and semiarid regions, evaporation loss from agricultural water reservoirs (AWRs) for irrigation can be potentially large. Several studies have pointed out the importance of evaporation losses. Gökbülak and Özhan (2006) estimated that annual evaporation from lakes and dams in Turkey is greater than the water used for domestic and industrial purposes. Craig et al. (2005) estimated that in many areas of Australia up to 40% of the stored water in on-farm storages can be lost through evaporation.

In the semiarid region of south-eastern Spain, sustained development of new irrigated lands over the last few decades has led to an important increase in water demand. This has caused a dramatic water deficit, estimated at 460 hm³ in the Segura River Basin (SRB), affecting 3.5·10⁵ ha of irrigated farmlands (Ministry of Environment, 2000). Agricultural allotments in the SRB mainly come from adjacent basins and its quantity and temporal availability mainly depends on political decisions that are difficult to anticipate, especially in drought periods. The collective irrigation schemes, which have intermediate infrastructures for medium-term storage of allotted water, distribute water to farms generally by turn. Due to the water distribution system by turn and in order to deal with irregular water allotment and extended periods without water supply, many farms and collective irrigation schemes built and now use AWRs. These reservoirs guarantee water throughout the year and therefore have an important impact on agriculture productivity and revenues of farming systems.

To assess the actual importance of evaporation loss in the SRB, a detailed study was carried out. The first step was to identify the number, location and dimensions of all irrigation reservoirs in the SRB. The aerial orthophoto SIGPAC (<http://sigpac.mapa.es/fega/visor/>) of 2003 was meticulously photointerpreted, using *ArcGIS 9.2* Geographical Information System (GIS), to identify all extant AWRs in the SRB. The usual practice in south-eastern Spain is to keep AWR water level above one third of its total depth, in order to maintain some level of insurance against the uncertain

and poorly timed delivery of irrigation water to farms. For this reason, a floodable area ($S_{2/3}$) corresponding to two thirds of the total depth of each AWR was considered a realistic value for determining the average annual evaporative area, which represents about 85% of the floodable area for most cases since embankments usually have an inner slope of 1/1.

Once the extension and location of all evaporating area were known, the next step was to estimate evaporation from each reservoir and then aggregate the information to obtain the regional evaporation. The simplest way to estimate evaporation from AWRs is to use Class-A pan evaporation data, E_p . This method is commonly used to derive the evaporation rate, E , of a water surface, for hydrological applications. An empirical pan coefficient, K_p (defined as the ratio of E to E_p), is to be applied to estimate E . To determine K_p , local climate conditions and the geometric dimensions of the water body need to be considered. Martínez-Alvarez et al. (2007) found that, at a given location in the SRB, annual K_p values mostly depend on the AWR flooded area, S , and depend loosely on depth, D , and that spatial variation of annual K_p at a regional or catchment scale is related to the annual air vapour pressure deficit, VPD. In this study, the methodology proposed by Martínez-Alvarez et al. (2007) was applied to calculate K_p , taking into account the surface of reservoirs ($S_{2/3}$) and the local VPD. Regional maps of E_p and VPD were produced and then combined with evaporating area and K_p of each reservoir in order to calculate the evaporation of each reservoir. To calculate the regional evaporation loss, spatial aggregation GIS techniques were used.

Results indicated that annual water loss at a basin scale reaches 58.5 hm^3 , which corresponds to 1,404 m of water depth over the flooded area. To assess the importance of total evaporation loss within the water budget of the Segura River Basin, the evaporation loss was compared to the rest of the water demands in the basin. The total regional loss corresponds to 8.3% of irrigation water use, it is higher than the industrial demand, similar to the environmental demand, and it is equivalent to 27% of the domestic water use. Considering that the SRB, like most of semiarid basins, presents a marked water deficit, the latter figures underline the need of further research on evaporation from water storages and alternatives to reduce this water loss.

Accurate estimates of free water evaporation from on-farm water storages are essential for assessing storage efficiency and for evaluating the use of mitigation measures. Small water storages for livestock, fishing, irrigation or recreational activities are estimated to cover about $77,000 \text{ km}^2$ worldwide (Downing et al., 2006). In spite of

the increasing interest in optimizing storage efficiency in irrigation districts, detailed evaporation studies of these numerous small water bodies are scarce and often based on sparse or remotely collected data (Rosenberry et al., 2007). To our knowledge, there are very few studies that provide a detailed insight into the dynamics of the energy balance components and evaporation loss of on-farm water reservoirs. There is a need to study in detail the dynamics of small storages. A thorough quantification and analysis of the components of the energy balance of a typical AWR based on detailed experimentation is of main interest.

A detailed study was conducted to provide a complete description and quantification of the evaporation loss and the components of the surface energy balance of an AWR in south-eastern Spain. Special attention was given to the monthly energy partitioning, focusing on the evolution of the storage term, the advective component, the Bowen ratio and the available energy. A typical on-farm agricultural reservoir of SRB was fully monitored for one-year period (2007). Evaporation rate, water profile and related meteorological variables were carefully measured. High quality daily datasets were produced, which were not available before this work.

The evolution of all radiative and energy balance terms deduced from experimental data were depicted. This information is highly valuable for assessing the performance of proposed equations and models. The importance of thermal inertia of the water body to determine evaporation was evaluated. Results showed that to estimate evaporation on monthly scale the term heat storage is required, since net radiation and evaporation are lagged in time due to thermal inertia of the water body. Since to calculate the water storage, water temperature values are required and these data are often unavailable, a simplified equation to estimate heat storage from air temperature data was proposed and validated with field data. A sinusoidal curve was also derived to describe and predict the heat storage of small water storages under semiarid conditions. The components and coefficients of the evaporation calculation methods, Penman and Priestley-Taylor were analysed and simplifications and recommendations for the use of these methods were provided. Overall, the study gives a sound basis for studying evaporation from small water bodies, with particular focus on those under semiarid climates.

The second part of this research work was focused on the mitigation of evaporation from on-farm water storages. To reduce evaporation losses, a wide variety of methods have been proposed, which can be classified into the following groups:

physical, operational, chemical and structural methods (Brown, 1988). Physical methods reduce evaporation by altering the properties of the water body, for instance, artificial destratification and operational methods refer to improving the operational management of a set of reservoirs. Chemical methods mainly involve the use of monolayers which spontaneously self-spread over the water surface create a film that reduces evaporation. The last group, structural methods, includes physical structures like floating materials to minimize energy and mass exchanges between the water surface and the surrounding air, shelters protecting the water body from wind or suspended nets that reduce the radiation load and wind speed over the water surface.

Among these methods, suspended shade cloth covers (SSCCs) have been pointed out as one of the most promising techniques from a technical point of view (Craig et al., 2005; Martínez-Alvarez et al., 2006). Craig et al. (2005) evaluated the efficiency of a porous shade cover in south-eastern Queensland (Australia), where the evaporative demand is very high ($2200 \text{ mm year}^{-1}$) and found evaporation reductions up to 87% for summer months. In southern Spain, Martínez-Alvarez et al. (2006) evaluated the performance of different shade cloth materials in reducing evaporation loss from a Class-A pan. A double black polyethylene cloth was found to be the most effective, with 83.5% reduction of evaporation. Another aspect to be considered, besides the reduction of evaporation loss, is the positive effect on water quality, like the dwindling of algae growth due to the lack of sunlight under the cover.

Considering the previous studies, it appeared that shade covers could be an efficient water-saving technique in arid and semiarid lands subjected to high evaporative demand. To our knowledge, no detailed appraisal of suspended shade covers as a water-saving method for AWRs was available. We conducted a thorough research work to determine the efficiency of suspended covers in reducing evaporation, looking into the physical and factors involved in the reduction of the evaporation loss. Preliminary studies of the effect of shade covers on stored water quality and of economic viability were also carried out.

A typical on-farm agricultural reservoir equipped with a double-layer black polyethylene suspended cover (ATARSUN, ATARFIL S.L.) was fully monitored for one-year period (April-2008 to March-2009). Evaporation rate, water profile and related meteorological variables below and above the cover were carefully measured. The optical properties (solar radiation transmissivity, reflectivity and absorbency),

permeability to rainfall and wind protection were also determined. High quality daily datasets were produced, which were not available before this work.

Results showed that the tested can provide a reduction of evaporation loss of 85% on annual scale. The key properties of the cover to minimize evaporation were the low solar transmission (>1%) and the high reduction of wind (92%) over the evaporating surface. Besides, the high permeability of the cover, allowed the storage of 90% of rainfall. Apart from preventing evaporation loss the cover had positive effects on water quality. The algae growth was minimized, the turbidity diminished and the salinity decreased as a result of the positive balance between rainfall and evaporation. From an economic point of view, the installation of the cover can be viable when water availability is the limiting factor in crop production, which is often the case in the SRB, and the saved water can be valued at the crop net margin. If the conserved water is valued at the current prices of water in the basin, the cover is not economically viable.

For the better understanding of the physical mechanisms of the cover to reduce evaporation, the evolution of energy budget components, water profile, and microclimate conditions below the cover were analysed and compared to normal conditions (i.e. uncovered reservoir). The cover created a microclimate over the water surface markedly different from conditions of the outside air. The most important change was that the air below the cover had a significantly lower water-to-air vapour deficit (evaporation driving force) than the outside air. This reduction in water-to-air vapour deficit was the main factor explaining the high efficiency of the cover, which is related to the solar radiation reduction (99%) below the cover. The installation of the cover induced the stratification of the water profile, due to the dramatic reduction of wind stirring, with a maximum temperature gradient from surface to bottom of 11°C August. There were important modifications on the magnitude, sign, annual trend and relative weight of the components of the energy balance with respect to open-water conditions. The most remarkable fact was the contrast between the patterns of the annual evaporation curves. For the uncovered reservoir, the evaporation rate was markedly higher in the hot season whereas when the reservoir was covered the evaporation showed rather constant values. The evaporation peak for open-water conditions was observed in summer months while the maximum for shade conditions occurred during the fall season. The net radiation at the water surface was dramatically reduced by the cover and the weight of the heat storage/release rate and sensible heat flux in determining the energy available to the evaporation process increased

1. SUMMARY

substantially. All these physical changes led to a significantly lower evaporation rate, so overall, the double PE layer cover tested in this study was proven to be an effective water-saving technique for on-farm water reservoirs operating under high evaporative demand.

2. Introducción y objetivos

El progresivo aumento de la población global, el desarrollo industrial y la tendencia hacia una agricultura de regadío, han dado lugar a la aparición de una fuerte competencia por los recursos hídricos disponibles, afectando fuertemente al sector agrícola, que representa el 75% de la demanda hídrica. A comienzos del siglo XXI, el 7% de la población mundial ya vivía en áreas de acusado déficit hídrico y las previsiones apuntan a que en 2050 esta cifra alcance el 67% (Wallace, 2000). Además, las predicciones sobre el proceso de cambio climático indican que el problema de escasez de recursos hídricos se puede agudizar en el futuro (Bouwer, 2000). Por tanto, existe la necesidad de mejorar el manejo del agua mediante la aplicación de nuevas tecnologías de ahorro, especialmente en la agricultura (Pereira *et al.*, 2002; Ortega *et al.*, 2005).

A escala mundial, los pequeños embalses son muy numerosos y se destinan a usos tan diferentes como la acuicultura, la jardinería, el uso recreativo, el riego, los abrevaderos de ganado, etc. Se estima que cubren en conjunto 77.000 km² (Downing *et al.*, 2006). En las regiones áridas y semiáridas, en las que la disponibilidad de agua es limitada y varía estacionalmente, el uso de pequeños embalses de riego está muy extendido, con el objetivo de garantizar el suministro hídrico a lo largo del año (Daigo y Phaovattana, 1999; Martínez-Alvarez *et al.*, 2006; Ali *et al.*, 2008). En general, es bastante común que los embalses de riego tengan un alta relación área/volumen, dando lugar a importantes pérdidas de agua como resultado de las grandes superficies de agua expuestas a la evaporación (Hudson, 1987).

Las pérdidas por evaporación en embalses pueden representar una importante pérdida de agua en zonas áridas y semiáridas. Varios estudios a escala mundial señalan la importancia de estas pérdidas de agua. Gökbülak y Özhan (2006) estimaron que la evaporación anual en lagos y embalses de Turquía es mayor que la suma del consumo urbano e industrial de dicho país. Craig *et al.* (2005) indicaron que hasta un 40% del agua almacenada en embalses se pierde por evaporación en muchas regiones de Australia. Mugabe *et al.* (2003) también pusieron de manifiesto la importancia de las pérdidas por evaporación en pequeños embalses de Zimbabwe durante la estación seca.

En el sureste español, la continua expansión de las zonas regables durante las últimas décadas ha dado lugar a un gran aumento de la demanda de recursos hídricos. En la cuenca del Segura (CS), el desarrollo de las zonas regables ha resultado en un

déficit hídrico estructural de 460 hm^3 , que afecta a $3,5 \cdot 10^5$ ha de regadío (Ministerio de Medio Ambiente, 2000). Gran parte de los recursos hídricos de la CS proceden de trasvases de agua desde otras cuencas, dependiendo por tanto de la disponibilidad hídrica de la cuenca origen, y están sujetas a decisiones políticas muy difíciles de predecir, especialmente en situaciones de sequía. Las comunidades de regantes de la CS reciben sus dotaciones de agua en función de la disponibilidad de recursos en la cuenca y, generalmente, la distribuyen a sus usuarios mediante una organización por turnos. Cada regante debe disponer de un embalse de riego en el que almacenar el agua suministrada durante su turno, para poder regar cuando resulte oportuno y poder hacer frente a periodos sin disponibilidad de recursos. Este tipo de organización en la distribución de las dotaciones, junto a la elevada incertidumbre en el suministro, ha conllevado la construcción masiva de pequeños embalses o balsas de regulación de riego en la CS. Para poder llevar a cabo una adecuada gestión y planificación hídrica, resulta necesario estimar con precisión las pérdidas de agua por evaporación en estos numerosos embalses a escala local y de cuenca (Morton, 1994; Stanhill, 2002).

A pesar del creciente interés en optimizar el uso de los recursos hídricos, apenas se han realizado estudios sobre la evaporación en estos pequeños embalses, basándose los pocos estudios disponibles en datos escasos y de baja calidad (Rosenberry *et al.*, 2007). Tampoco existen trabajos relevantes centrados en el proceso de evaporación y la evolución de las componentes del balance de energía en pequeños embalses, cuyo conocimiento es fundamental para poder modelizar y predecir adecuadamente las pérdidas por evaporación. Por tanto, resulta de gran interés el estudio detallado del proceso de evaporación y del comportamiento físico de pequeños embalses de riego.

Para reducir la evaporación en superficies de agua se han propuesto diferentes alternativas, que pueden clasificarse en los siguientes grupos: métodos físicos, métodos operacionales, coberturas químicas y métodos estructurales (Brown, 1988). Los métodos físicos son aquellos que modifican las propiedades físicas del agua, como la desestratificación artificial del agua (Koberg y Ford, 1965) o el cambio de color del agua con el fin de modificar su albedo (Cooley, 1983). Los métodos operacionales hacen referencia a las buenas prácticas de manejo orientadas a la prevención de la evaporación, como el evitar mantener muchos embalses a media capacidad o utilizar primero el agua de aquellos con temperatura más elevada. Las coberturas químicas se forman aplicando productos químicos en la superficie del agua que crean una capa reductora de la evaporación. Se trata de una solución de bajo coste que proporciona

reducciones de la evaporación entre el 10 y el 40% (Craig *et al.*, 2005). Los principales problemas de estos productos son la degradación causada por los microorganismos acuáticos y el arrastre por viento, que reducen su efectividad (Barnes, 2008). Por último, los métodos estructurales incluyen las coberturas y módulos flotantes que reducen los intercambios de masa y energía entre la superficie de agua y el aire circundante (Daigo y Phaovattana, 1999), los cortavientos que protegen la superficie del agua de la acción del viento (Hipsey y Sivapalan, 2003) y las coberturas de sombreado suspendidas que minimizan el paso de la radiación solar y protegen de la acción directa del viento.

Entre todos estos métodos, las coberturas de sombreado suspendidas parece ser una de las técnicas más prometedora para la reducción de la evaporación (Craig *et al.*, 2005; Martínez-Alvarez *et al.*, 2006). Craig *et al.* (2005) evaluaron la eficiencia de una cobertura de sombreado en Queensland (Australia), donde la demanda evaporativa es muy elevada ($2.200 \text{ mm año}^{-1}$), y observaron reducciones de la evaporación de hasta un 87% en los meses de verano. Martínez-Alvarez *et al.* (2006) realizaron un estudio para evaluar la eficiencia de diferentes materiales porosos de cobertura a escala de tanque Clase A y bajo las condiciones climáticas del sureste español. Sus resultados muestran que la cobertura más eficiente es la de polietileno negro de doble capa, que alcanzó un 83,5% de reducción de la evaporación. Otro aspecto a señalar en relación a las coberturas de sombreado es que, además de prevenir la evaporación, tienen efectos positivos sobre la calidad del agua almacenada, como la minimización del crecimiento de algas debido a la reducción de la radiación solar bajo la cobertura (Finn y Barnes, 2007). Por tanto, a la vista de estos estudios previos, parece que las coberturas de sombreado podrían ser una solución satisfactoria a las pérdidas por evaporación en embalses de riego en zonas semiáridas.

El trabajo de investigación de la presente tesis se ha centrado en el estudio de la evaporación en embalses de riego bajo condiciones de clima semiárido, así como de su reducción mediante el uso de coberturas de sombreado. La primera parte del trabajo se centra en la determinación de las pérdidas por evaporación en dichos embalses a escala local y regional, así como en el estudio detallado de evaporación y evolución física de un embalse de riego. La segunda parte de la tesis tiene como principal objetivo el estudio de viabilidad de coberturas de sombreado para la reducción de la evaporación. Se evalúa su eficiencia en la reducción de la evaporación y se analizan sus efectos sobre la dinámica física del embalse. También se presentan estudios preliminares sobre los

efectos de la instalación de coberturas en la calidad de agua y sobre viabilidad económica.

Los **objetivos generales y específicos** de la tesis son los siguientes:

1. Estudio detallado de las pérdidas por evaporación en balsas de riego en la cuenca del Segura. Este objetivo engloba:

1.1. La caracterización de los embalses de riego de la cuenca, identificando el número, la localización y la dimensión de cada uno de los embalses existentes.

1.2. El estudio de la evaporación regional, analizando su variación espaciotemporal.

1.3. La estimación de la magnitud total de las pérdidas por evaporación de embalses en toda la cuenca.

1.4. El análisis de la importancia de las pérdidas por evaporación en el balance hídrico regional.

2. Medida y cálculo de la evaporación en un embalse característico de la cuenca del Segura. Este objetivo incluye:

2.1. La monitorización de un embalse para la determinación experimental de la tasa de evaporación y registro de variables climáticas relacionadas.

2.2. El análisis del balance de energía en el cuerpo de agua.

2.3. La evaluación de los métodos de cálculo de evaporación disponibles en la bibliografía.

2.4. La propuesta de métodos de cálculo de evaporación en función de la información de partida disponible.

3. Estudio de la eficiencia y viabilidad del uso de coberturas de sombreado suspendidas para mitigar la evaporación en embalses de riego. Este objetivo se desglosa en:

3.1. La monitorización de un embalse sombreado para la determinación experimental de la tasa de evaporación y el registro de las variables climáticas relacionadas.

3.2. La evaluación de las propiedades de la cobertura: transmisión de radiación, permeabilidad a la lluvia, protección frente al viento y efecto en las condiciones microclimáticas sobre la superficie del agua.

3.3. La comparación de la evolución anual de un embalse sombreado con respecto a un embalse sin cobertura, describiendo las diferencias en la tasa de evaporación, los componentes del balance de energía y el perfil térmico.

3.4. El análisis de la eficiencia de la cobertura y de sus mecanismos físicos de reducción de la evaporación.

2. Introduction and objectives

Current global population growth, industrial development, sustained increase of living standards and the trend towards irrigated agriculture have produced a strong competition for water resources. In arid and semiarid climates, this causes water shortages that mainly affect agricultural users (Gleick, 1993). The predicted global climate change may worsen this situation in the future (Bouwer, 2000). It was reported that at the beginning of the 21st century, 7% of world population already lived in areas with severe water shortage and this figure is predicted to reach 67% by 2050 (Wallace, 2000). There is an urgent need to improve water management by developing new water-saving technologies, especially in agriculture, whose water consumption accounts for 75% of the human water use (Pereira et al., 2002; Ortega et al., 2005).

Small water storages for livestock, fishing, irrigation or recreational activities are very common worldwide and they are estimated to cover globally about 77,000 km² (Downing et al., 2006). In dry regions, where water availability varies seasonally, agricultural water reservoirs (AWRs) for irrigation are commonly used to guarantee water supplies throughout the irrigation season (Daigo and Phaovattana, 1999; Martinez-Alvarez et al., 2006; Ali et al., 2008). Typical AWRs are characterized by a large area-to volume ratio, which implies substantial loss through evaporation, often representing a significant fraction of the total water managed during the irrigation season, especially in areas with a high evaporative demand (Hudson, 1987). Gökbülak and Özhan (2006) estimated that annual evaporation from lakes and dams in Turkey is greater than the water used for domestic and industrial purposes. Craig et al. (2005) estimated that in many areas of Australia up to 40% of the stored water in on-farm storages can be lost through evaporation. Mugabe et al. (2003) reported that a substantial fraction of the water stored in small dams is evaporated during the dry season in Zimbabwe.

In the semiarid region of south-eastern Spain, sustained development of new irrigated lands over the last few decades has led to an important increase in water demand. This has caused a dramatic water deficit, estimated at 460 hm³ in the Segura River Basin (SRB), affecting $3.5 \cdot 10^5$ ha of irrigated farmlands (Ministry of Environment, 2000). The management of irrigation water in the SRB is structured in three levels. The *Confederación Hidrográfica del Segura* is the main agency of the basin and regulates the available water resources (surface water, groundwater and water

transferred from adjacent basins) at regional scale. It manages the infrastructures for harvesting, long-term storage and distribution of water allotments for urban, industrial, agricultural and environmental uses. Agricultural allotments mainly come from adjacent basins and its quantity and temporal availability mainly depends on political decisions that are difficult to anticipate, especially under drought periods. The second level of irrigation water management involves the collective irrigation schemes, which have intermediate infrastructures for medium-term storage of allotted water and its further distribution to farms, generally by turn. The last level of management is related to on-farm water distribution and in-field application to crops. In order to deal with irregular water allotment and extended periods without water supply, many farms built and now use on-farm AWRs. These reservoirs guarantee water throughout the year and therefore have an important impact on agriculture productivity and revenues of farming systems. It is crucially important to accurately estimate the regional evaporation from AWRs in order to optimize the management of water resources, at both farm and regional or catchment scales (Morton, 1994; Stanhill, 2002).

In spite of the increasing interest in optimizing storage efficiency in irrigation districts, detailed evaporation studies of this type of small-sized water bodies are scarce and often based on sparse or remotely collected data (Rosenberry et al., 2007). There are very few studies that provide a detailed insight into the dynamics of the energy balance components and evaporation loss of on-farm AWRs. Therefore, there is a need to study in detail the dynamics of small storages. Besides, it is of main interest, in particular in basins with water deficits, to compute the total evaporation loss from on-farm reservoirs in order to assess its importance with respect to the other components of the basin water balance.

To reduce evaporation losses, a wide variety of methods are available, which can be classified into the following groups: physical, operational, chemical and structural methods (Brown, 1988). Physical methods reduce evaporation by altering the properties of the water body, for instance, artificial destratification (i.e. mixing of a stratified water profile) (Koberg and Ford, 1965) or changing the water colour to modify the albedo (Cooley, 1983). Operational methods refer to improving the operational management of a set of reservoirs (e.g. using first the water of dams having the highest temperature). Chemical methods mainly involve the use of monolayers which spontaneously self-spread over the water surface and create a chemical layer that reduces evaporation. Monolayers are a low-cost measure but usually provide a moderate reduction in

evaporation (10–40%) (Craig et al., 2005). The last group, structural methods, includes physical structures like floating materials to minimize energy and mass exchanges between the water surface and the surrounding air (Daigo and Phaovattana, 1999), shelters protecting the water body from wind (Hipsey and Sivapalan, 2003) or suspended shading nets that reduce the radiation load and wind speed over the water surface.

Among these methods, suspended shade cloth covers (SSCCs) have been pointed out as one of the most promising techniques from a technical point of view (Craig et al., 2005; Martínez-Alvarez et al., 2006). Craig et al. (2005) evaluated the efficiency of a porous shade cover in south-eastern Queensland (Australia), where the evaporative demand is very high ($2200 \text{ mm year}^{-1}$) and found evaporation reductions up to 87% for summer months. In southern Spain, Martínez-Alvarez et al. (2006) evaluated the performance of different shade cloth materials in reducing evaporation loss from a Class-A pan. A double black polyethylene cloth was found to be the most effective, with 83.5% reduction of evaporation. Another aspect to be considered, besides the reduction of evaporation loss, is the effect on water quality. Several benefits on the properties for irrigation of the stored water were observed when shade covers were installed (Finn and Barnes, 2007), like the dwindling of algae growth due to the lack of sunlight under the cover. It therefore appears that shade covers could be an efficient water-saving technique in arid and semiarid lands, like SRB, subjected to high evaporative demand and water shortages.

The present PhD is devoted to investigating and understanding the processes and factors driving evaporation loss from on-farm water storages under semiarid conditions, on both local and regional scales. First, the evaporation loss at local and regional scale was quantified and the evaporation process and physical dynamics of open-water AWRs were studied. Second, a detailed appraisal of suspended shade covers as a water-saving method for AWRs was conducted in a fully-monitored reservoir. The efficiency of suspended covers in reducing evaporation was assessed through a detailed characterisation of the physical factors involved in the reduction of the evaporation loss. Preliminary studies of the effect of shade covers on stored water quality and of their economic viability were also carried out.

The general and specific **objectives** of this research work are the following:

1. To carry out a detailed study of regional evaporation from AWRs in the Segura River Basin (SRB), including:

1.1. The identification of number, location and dimensions of all AWRs in the SRB.

1.2. The characterisation of the regional potential evaporation, considering seasonal and geographic variations.

1.3. The estimation of the regional evaporation loss from AWRs.

1.4. The assessment of the magnitude of total evaporation loss with respect to the water budget of the SRB.

2. Measurement and estimation of evaporation rate of a typical AWR, including:

2.1. Measurement of evaporation and all meteorological variables related to the process in a fully monitored experimental AWR.

2.2. Calculation and description of all terms of the energy balance of the water body.

2.3. Assessment of the performance of different methods proposed in the literature to calculate evaporation.

2.4. Proposal of methods to predict evaporation depending on the data availability.

3. Evaluation of the efficiency and viability of suspended shade covers in reducing evaporation from irrigation reservoirs, including:

3.1. Measurement of evaporation and all meteorological variables related to the evaporation process in a fully monitored experimental reservoir equipped with a suspended cover.

3.2. Study of cover properties: solar radiation transmission, permeability to rainfall, protection against wind and the effect of the cover on meteorological variables that affect evaporation (microclimate below the cover).

3.3. Comparison of the annual evolution of a cover and uncovered reservoir with especial focus on evaporation rate, the water temperature profile and the annual trend of energy balance terms.

3.4. Analysis of physical mechanisms involved in evaporation reduction in covered AWRs.

3. Antecedentes y estado de arte

3.1. El fenómeno de evaporación en superficies de agua libre

3.1.1. El proceso de evaporación

La evaporación natural es un proceso espontáneo de conversión de calor en energía latente en la interfase entre un líquido y el aire atmosférico. Desde el punto de vista hidrológico, la evaporación es una magnitud física que describe la transferencia natural del agua de la fase líquida a la gaseosa y su difusión en la atmósfera. En la naturaleza, la evaporación se produce por el intercambio de moléculas de agua entre una superficie de agua libre y el aire. Podemos encontrar diferentes superficies de agua libre tales como lagos, ríos, e incluso las partículas de agua que se depositan en el suelo o la vegetación por la lluvia o rocío.

La transición líquido-vapor requiere, en primer lugar, un suministro de energía que proporcione a las moléculas de agua la energía cinética necesaria para que se desprendan de la superficie de agua y pasen al aire colindante, y, en segundo lugar, un mecanismo que permita transportar las moléculas de agua fuera de las inmediaciones de la superficie líquida, evitando que puedan depositarse de nuevo por condensación (Fig. 3.1.1). Es decir, la tasa de evaporación depende de la disponibilidad de energía en la superficie y de la facilidad con que el vapor de agua se difunde en la atmósfera. En el medio natural, las condiciones básicas para que se produzca evaporación en un cuerpo de agua son:

- La existencia de una fuente de energía, que en condiciones naturales es la radiación solar, la radiación atmosférica, el calor sensible de la atmósfera y el calor almacenado en el cuerpo de agua.
- La existencia de un gradiente de concentración de vapor, es decir, una diferencia entre la presión de vapor de saturación de la superficie del agua, y la presión de vapor actual del aire a la temperatura del mismo.

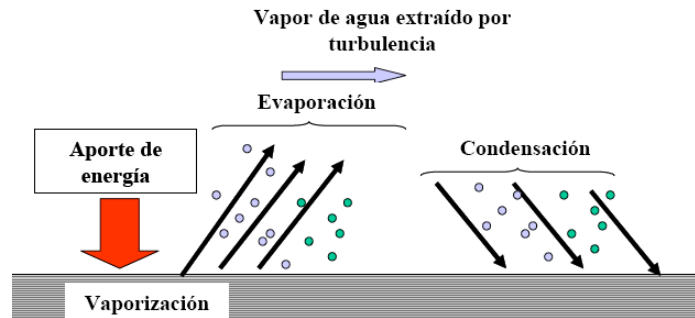


Figura 3.1.1. Esquema del proceso de evaporación de una superficie de agua libre
(Fuente: Martínez-Alvarez y Baille, 2008).

3.1.2. Calor latente de vaporización

Para pasar de la fase líquida a la fase de vapor se necesita una absorción de energía por parte de las moléculas líquidas, ya que la energía total de estas es menor que la de las moléculas gaseosas. Las moléculas de agua líquida se encuentran muy próximas debido a las fuerzas de atracción intermoleculares. La distancia entre moléculas de agua en la fase vapor es, por lo menos, diez veces más elevada que en la fase líquida, debido a que las fuerzas intermoleculares son mucho menores. Durante la evaporación, la separación entre las moléculas aumenta en gran medida, la fuerza intermolecular de atracción disminuye y la energía es absorbida. El calor absorbido por un líquido para pasar a vapor sin variar su temperatura se denomina calor latente de vaporización (λ , J kg^{-1}). El calor latente depende de la temperatura de la superficie de agua, para una temperatura de $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ se requiere aproximadamente $2,5\text{ MJ kg}^{-1}$ para el cambio de estado. Si la temperatura de la superficie del agua, T_w , se expresa en $^{\circ}\text{C}$, el calor latente de vaporización se determina mediante la expresión:

$$\lambda = 2,501 - 0,002361 T_w \quad (3.1.1)$$

3.1.3. Gradiente de presión de vapor

La evaporación es la diferencia entre dos tasas, una tasa de vaporización, determinada por la temperatura superficial, y una tasa de condensación determinada por la presión de vapor. Si las moléculas pueden difundirse lejos de la superficie, la presión de vapor del aire se mantiene baja y la diferencia entre las dos tasas es positiva, lo que permite que el proceso de evaporación continúe. Si, por otro lado, el aire encima del agua está térmicamente aislado y cerrado, la presión de vapor aumenta hasta que la tasa de vaporización y condensación se igualan, cesando la evaporación. Se dice entonces que

el aire está saturado. A una temperatura dada, se produce el equilibrio para una presión de vapor conocida como presión de vapor saturante (e_a^*) que está positivamente relacionada con la temperatura. Cuanto más alta sea la temperatura del aire, mayor será e_a^* y, por tanto, mayor será su capacidad de almacenar vapor de agua. Se puede obtener un valor aproximado de e_a^* (kPa) en función de la temperatura (T , ° C) a partir de la ecuación:

$$e_a^* = 0,6108 \exp\left(\frac{19,27T}{237,3 + T}\right) \quad (3.1.2)$$

La presión de vapor actual del aire, e_a , se puede obtener a partir de e_a^* y de la humedad relativa del aire (RH , %):

$$e_a = RH \left(\frac{e_a^*}{100} \right) \quad (3.1.3)$$

La tasa de evaporación, E , depende directamente del gradiente de presión de vapor, que es la diferencia entre la presión de vapor saturante a la temperatura de la superficie del agua, e_s^* , y la presión de vapor actual del aire (Dalton, 1802):

$$E = f(U)(e_s^* - e_a) \quad (3.1.4)$$

donde $f(U)$ es una función que depende del viento, que suele tener la siguiente forma (Brutsaert, 1982):

$$f(U) = a + bU \quad (3.1.5)$$

3.1.4. Capa límite atmosférica

En la atmósfera, los mayores cambios de velocidad de viento, temperatura y humedad se producen, por lo general, en la dirección vertical y en zonas próximas a la superficie. Sin embargo, en la dirección horizontal, estos cambios son relativamente pequeños. Por esta razón, el aire cerca de la superficie, donde tienen lugar las interacciones entre la baja atmósfera (primer nivel de la troposfera) y la superficie terrestre (agua o suelo), con un predominio de régimen turbulento, puede ser considerado como una capa límite (Prandtl, 1904).

La capa límite atmosférica (ABL, *Atmospheric Boundary Layer*) se define como la capa inferior de aire de la atmósfera cuyas condiciones de turbulencia están afectadas

por la naturaleza y propiedades de la superficie que rodea. Se le asigna de modo convencional una altura de 600 a 800 m, pero puede oscilar entre unas decenas de metros y uno o dos kilómetros, dependiendo de factores tan variados como la topografía, rugosidad de la superficie, naturaleza de la cubierta vegetal, intensidad del viento, grado de calentamiento o enfriamiento del suelo, advección de calor y humedad, etc.

La mayoría de los flujos atmosféricos de interés en hidrología tienen escalas horizontales mucho más grandes que verticales, de modo que los gradientes horizontales son, por lo general, pequeños en comparación con el gradiente vertical, siendo la velocidad vertical pequeña en comparación con las velocidades en el plano horizontal. La hipótesis anterior significa que, como el aire se mueve paralelo a una superficie homogénea, la concentración media de cualquier escalar o propiedad transportados por el aire sólo presenta gradientes en la dirección vertical, manteniéndose constante en el plano horizontal. El hecho de que la concentración media sólo cambie verticalmente implica que existe en la superficie una fuente (evaporación) o un sumidero (condensación) de vapor de agua. Por lo tanto, los únicos flujos turbulentos son consecuencia de las componentes verticales.

La ABL se divide en una serie de subcapas (Fig. 3.1.2), en las que conjuntos de variables diferentes adquieren diferentes niveles de importancia en la dinámica del transporte turbulento. La principal subdivisión se hace entre una región interior y otra exterior. En la región exterior (o capa de Ekman), el flujo depende, en gran parte, de la velocidad de la corriente de aire libre fuera de la capa límite, mientras que en la región interior, también llamada capa atmosférica superficial (ASL), capa de Prandtl o capa de pared, el flujo está mucho más afectado por la naturaleza de la superficie que se caracteriza por la longitud de rugosidad y la altura de desplazamiento. Generalmente, se considera que el espesor de la ASL representa la décima parte del espesor de la capa límite atmosférica. Aunque hay varias formas de definir este espesor, se acepta que coincide, aproximadamente, con la región en la que la dirección del viento se mantiene constante (el efecto de Coriolis es despreciable). La ASL es también considerada como la capa donde los flujos turbulentos verticales apenas cambian su valor en la superficie.

El espesor y estabilidad de la capa límite presenta una característica diferencia entre el día y la noche. Durante el día, el aporte de calor y la consiguiente mezcla vertical del aire incrementan el espesor de la capa límite, que alcanza su máxima altura a primeras horas de la tarde; por el contrario, durante la noche el enfriamiento del suelo

impide la turbulencia y el espesor de la capa límite se reduce. La región interior de la capa límite superficial (ASL) es inestable en periodo diurno debido a la energía solar que recibe la superficie. Durante la noche, la ASL es estable debido al enfriamiento por radiación de la superficie. Durante el día, la región exterior se caracteriza por el proceso de convección turbulenta, alimentado por el calentamiento de la capa superficial, mientras que tras la puesta de sol, esta capa externa queda prácticamente desligada de la superficie, debido al desarrollo de noche de la capa límite estable.

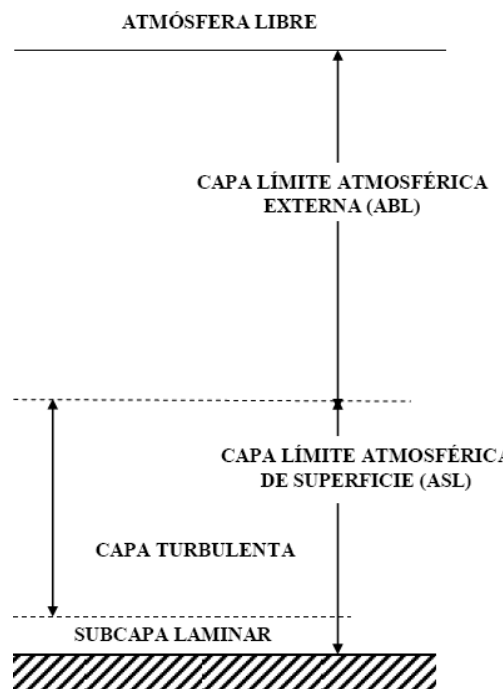


Figura 3.1.2. Estructura de la capa límite atmosférica (ABL) (Fuente: Martínez-Alvarez y Baille, 2008).

3.1.5. Advección local

La hipótesis de una capa límite estable y horizontalmente homogénea permite un tratamiento unidimensional de los fenómenos de transporte cerca de la superficie. Sin embargo, en condiciones naturales, este supuesto es a menudo inválido. En el caso de la evaporación de superficies de extensión limitada, como pequeños lagos o embalses o zonas de regadío rodeadas de tierras áridas, situación común en la Cuenca del Segura, la heterogeneidad horizontal puede ser muy importante.

Si consideramos una masa de aire parcialmente saturada que proviene de una tierra seca y uniforme y pasa sobre una superficie de agua, en el límite inferior, las condiciones cambiarán bruscamente, no sólo aumentará la humedad a nivel de la

superficie, sino que la rugosidad de la superficie y la temperatura pueden ser diferentes de sus valores a barlovento. Inmediatamente después del borde de la superficie del agua, el flujo de vapor de agua alcanza bruscamente un valor considerablemente mayor que sobre la tierra.

Se dispone de pocos datos experimentales precisos sobre la transición que tiene lugar cuando el aire pasa de una superficie seca a superficie húmeda. Davenport y Hudson (1967) midieron la variación de la evaporación a través de una serie de campos de regadío y barbecho en Sudán, utilizando pequeños evaporímetros (platos de fibra de vidrio). El paso del aire del desierto a los campos de regadío causó una rápida disminución de la evaporación en la dirección a sotavento, alcanzando un valor pequeño y constante a 300 m, o sea el ancho de los campos de cultivo (algodón). La disminución de la evaporación a través de los campos se asoció con la disminución de la temperatura y el aumento de la humedad. La presión de vapor alcanza los valores de equilibrio dentro de los 300 m de anchura de los campos.

Antes de alcanzar el estado de equilibrio existe una zona de transición (o *fetch*) del orden de 200-300 m, que corresponde al desarrollo de una capa límite interna a la superficie húmeda (Fig. 3.1.3). Esto implica que, para embalses de pequeñas dimensiones, los efectos de advección local (o de borde) pueden incrementar significativamente la evaporación media, con respecto a la de embalses de grandes dimensiones.

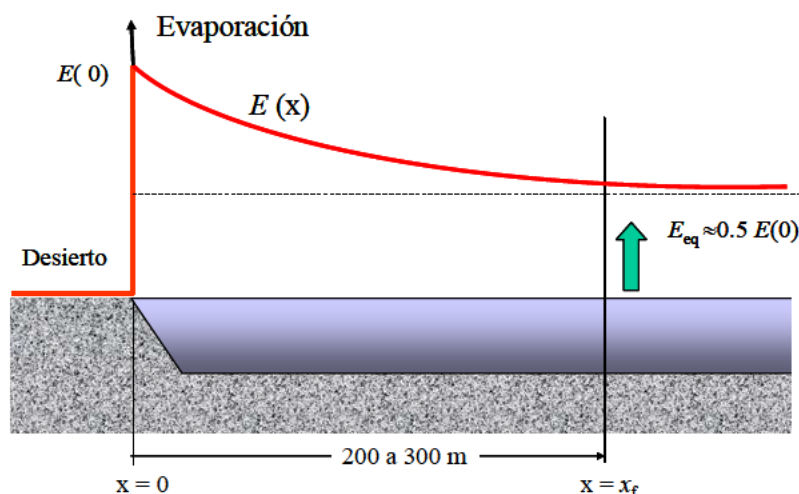


Figura 3.1.3. Evolución probable de la evaporación en la zona de transición suelo seco-agua. La evaporación en la zona de equilibrio ($x > 300$ m) es, aproximadamente, la mitad de la evaporación máxima que se produce para $x = 0$ (Fuente: Martínez-Alvarez y Baille, 2008).

3.2. Métodos de estimación de la evaporación

3.2.1. Estimación de la evaporación basada en el balance de energía

3.2.1.1. Balance de energía de un cuerpo de agua

El conocimiento del balance de energía a la superficie de un cuerpo de agua y su reparto en la interfase aire-agua, al igual que la forma de determinarlo, es crucial para la comprensión y cuantificación de la evaporación.

La cantidad de energía radiativa capturada en la superficie de un cuerpo de agua es el principal factor que determina el proceso de evaporación. La energía proviene del sol en forma de radiación de onda corta, y de la bóveda celeste, en forma de radiación de onda larga. La mayor parte de la radiación total incidente (onda corta + larga) se absorbe en la superficie y se transforma en energía interna. Parte de esta energía interna se disipa por radiación de onda larga emitida por la superficie, conducción térmica ascendente, convección de calor sensible, evaporación de agua y conducción de calor.

De forma general, el balance de energía de un cuerpo de agua puede formularse de la siguiente forma:

$$R_n + H_s + \lambda E + G = \delta W / \delta t \quad (3.2.1)$$

donde R_n es la radiación neta, λE el flujo de calor latente de evaporación, H el flujo de calor sensible, G el flujo específico de calor por conducción intercambiado en el límite inferior de la capa, y $\delta W/\delta t$ la tasa de energía almacenada por unidad de superficie. En el sistema internacional (SI), todos estos flujos se expresan en $W\ m^{-2}$. Si se considera una capa infinitesimal, $\delta W/\delta t$ es despreciable, y la Ec. 3.2.1 puede simplificarse a la siguiente expresión:

$$R_n + H_s + \lambda E + G = 0 \quad (3.2.2)$$

Debido a la cantidad de calor que requiere la vaporización del agua, este proceso conlleva la transferencia y redistribución de grandes cantidades de energía bajo condiciones casi isotermas. Como se muestra en la representación del balance de energía en la superficie (Fig. 3.2.1), el flujo de radiación neta se disipa en parte por calor sensible que puede expresarse, como el producto $C_p T$, donde C_p es el calor específico del aire a presión constante y T su temperatura. El producto $C_p T$ puede considerarse como una mezcla escalar del aire, al igual que el vapor de agua. En consecuencia, los mecanismos de transporte atmosférico de calor sensible pueden

considerarse similares a los de vapor de agua. Además, en muchas situaciones, es prácticamente imposible determinar E sin considerar H en el análisis, o viceversa. El cociente entre estos dos flujos turbulentos se conoce como relación de Bowen, β , siendo un parámetro ampliamente utilizado en aplicaciones meteorológicas y climatológicas:

$$\beta = H / E \quad (3.2.3)$$

El término de radiación neta puede a su vez desglosarse en varios componentes:

$$R_n = S_n + L_n = (1 - a) S + (1 - b)L_a - L_w \quad (3.2.4)$$

donde S_n es la radiación neta de onda corta, que incluye: $S_n (= (1 - a) S)$, siendo S , radiación solar y a , albedo del agua, y $L_n (= (1 - b)L_a - L_w)$, radiación neta de onda larga, siendo L_a y L_w la radiación atmosférica y la radiación de onda larga emitida por el agua, respectivamente y b la reflectividad de onda larga la superficie.

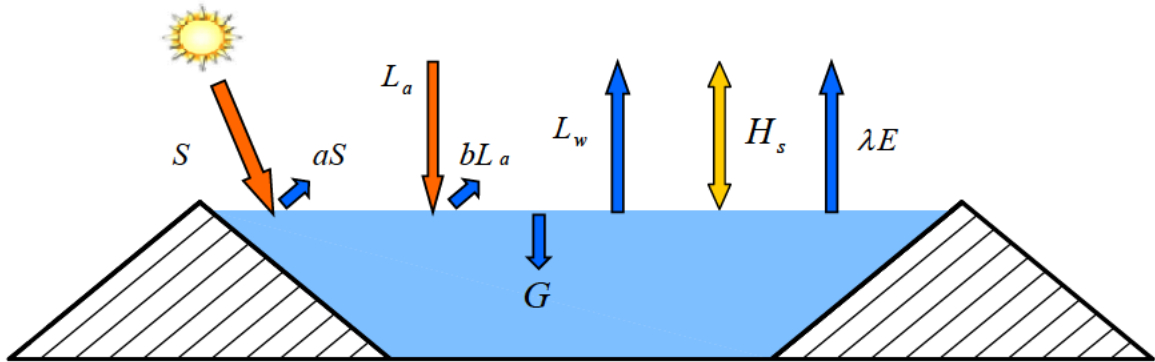


Figura 3.2.1. Esquema del balance de energía en la superficie de un cuerpo de agua.

3.2.1.2. Determinación de las componentes del balance de energía

Radiación neta

La radiación neta puede medirse directamente por medio de radiómetros netos que permiten disponer de medidas bastante fiables (Fig. 3.2.2). Cuando se requiere gran precisión, R_n puede obtenerse a partir de medidas de los términos que aparecen en la parte derecha de la Ec. 3.2.4. Cuando no se dispone de medidas directas, los componentes se pueden obtener por métodos teóricos o utilizando fórmulas como la propuesta por Allen *et al.* (1998):

$$R_n = (1 - a)S - \sigma T_a^4 \left(0,34 - 0,14\sqrt{e_a} \right) \left(1,35 \frac{S}{S_0} - 0,35 \right) \quad (3.2.5)$$

donde T_a es la temperatura del aire, e_a la presión de vapor actual del aire y S_0 es la radiación solar recibida en condiciones de cielo totalmente despejado:

$$R_{s,0} = (0,75 + 2 \cdot 10^{-5} z) R_{ext} \quad (3.2.6)$$

siendo R_{ext} la radiación solar extraterrestre, que es la radiación solar que recibe una superficie horizontal ficticia fuera de la atmósfera. R_{ext} se puede estimar en función de la constante solar (1.366 W m^{-2}), del número del día del año y del ángulo cenital del sol o también se puede medir con instrumentos a bordo de satélites (Liou, 2002).



Figura 3.2.2. Sensor de radiación neta (REBS Q7.1-L).

Radiación solar y albedo

La radiación global solar que llega a la tierra tiene energía dentro del rango de longitud de onda comprendido entre $0,3$ y $3 \mu\text{m}$. La radiación solar global tiene una componente directa que proviene del disco solar y una componente difusa. A medida que la radiación atraviesa la atmósfera se atenúa debido a los procesos de dispersión, absorción y reflexión que provocan diferentes tipos de moléculas y partículas coloidales. El proceso de dispersión de la radiación por moléculas y aerosoles transforma parte de la radiación solar en difusa. La radiación solar puede medirse con ‘solarímetros’ o ‘piranómetros’ (Fig. 3.2.3a), y hoy en día es una medida básica proporcionada por los servicios meteorológicos nacionales y regionales. Cuando no se dispone de medidas se puede estimar, utilizando modelos teóricos o fórmulas empíricas, en función de R_{ext} , la masa óptica de aire, la turbidez, el contenido de vapor de agua de la atmósfera y las condiciones de nebulosidad (Allen *et al.*, 1998).

El albedo de una superficie es la proporción de la radiación solar que es reflejada por superficie, que en estudios de balance de energía representa un valor integrado sobre todo el espectro solar. Para aguas profundas, a suele puede variar entre $0,04$ y $0,08$ (Brutsaert, 2005). Lo ideal para estudios de evaporación es disponer de medidas de

albedo, realizadas con un piranómetro invertido (Fig. 3.2.3b), que muestran la variación estacional del albedo para una determinada latitud.

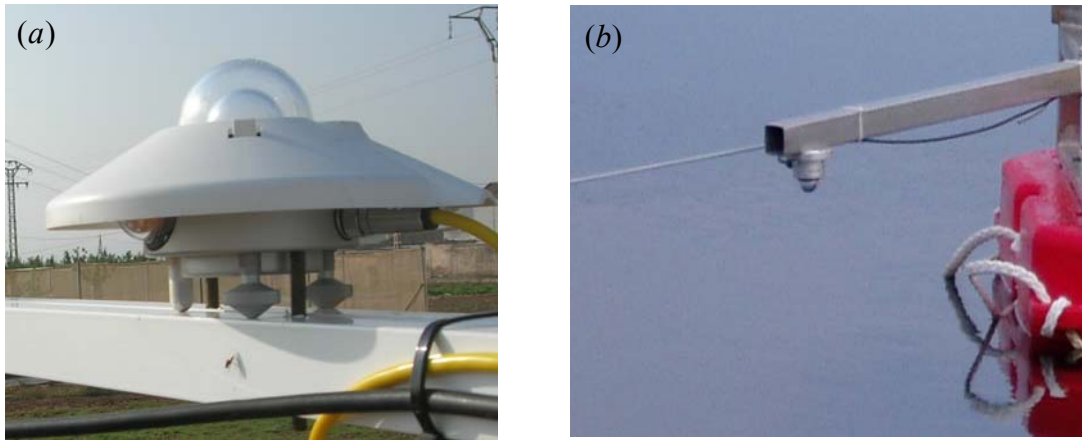


Figura 3.2.3. Piranómetro (a) en estación meteorológica (Kipp & Zonen CMP 11)
(b) invertido para medir albedo (Kipp & Zonen CMP 6)

Radiación de onda larga

La radiación de onda larga corresponde a la emitida por los gases de la atmósfera, las superficies terrestres y las superficies de agua. Dada la temperatura de estos cuerpos, la radiación que emiten es mucho menor que la del sol, y el rango de longitud de onda en el que emiten es mucho más elevado que el del sol. No existe prácticamente solapamiento entre estas dos radiaciones, ya que la mayor parte de la radiación de onda larga contiene energía en el rango 5-100 μm .

Es conveniente considerar por separado las dos componentes de la radiación neta de onda larga de una superficie terrestre, L_n . Por un lado hay una componente que corresponde a la radiación emitida por la superficie, L_w , y por otro la que integra la radiación incidente emitida desde la atmósfera, L_a .

La radiación de onda larga puede medirse utilizando pirgeómetros (Fig. 3.2.4). Sin embargo, las estaciones climáticas que proporcionan estas medidas son muy escasas, por lo que generalmente las componentes de L_n se calculan a partir de otras variables disponibles. La radiación incidente de onda larga se puede calcular con bastante exactitud a partir de los perfiles verticales de humedad y temperatura obtenidos por radiosondeos. También se han desarrollado diversas fórmulas empíricas que se basan en medidas más usuales, como la temperatura y la humedad relativa del aire, que proporcionan las estaciones meteorológicas. Flerchinger *et al.* (2009) evaluaron los

diferentes algoritmos disponibles para el cálculo de L_a para condiciones de cielo despejado y nublado (cobertura nubosa, c). Según este estudio, las mejores estimas se obtienen con el método de Dillely and O'Brien (1998) para cielo despejado ($L_{a,clr}$) y con la corrección propuesta por Kimball *et al.* (1982) para cielos cubiertos (L_d):

$$L_{a,clr} = 59,38 + 113,7 \left(\frac{T_a}{273,16} \right)^6 + 96,96 \sqrt{\frac{4650e_a / T_a}{25}} \quad (3.2.7)$$

$$L_d = L_{a,clr} + c \tau_8 f_8 \sigma T_a^4 \quad (3.2.8)$$

$$\tau_8 = 1 - \varepsilon_8 (1,4 - 0,4 \varepsilon_8)$$

$$\varepsilon_8 = 0,24 + 2,98 \times 10^{-6} e_a^2 \exp\left(\frac{3000}{T_a}\right)$$

$$f_8 = -0,6732 + 0,6240 \times 10^{-2} (T_a - 2) - 0,9140 \times 10^{-5} (T_a - 2)^2$$

El valor de L_w se puede calcular a partir de la ley de Stefan-Boltzmann, si se conoce la temperatura de la superficie de agua, considerando que el agua es un cuerpo gris de profundidad infinita, con una temperatura uniforme y con una emisividad $\varepsilon_w = 0,97$ (Rosenberry *et al.*, 2007; Ali *et al.*, 2008):

$$L_w = \varepsilon_w \sigma (T_w + 273,2)^4 \quad (3.2.9)$$

donde T_w (°C) es la temperatura superficial del agua y σ la constante de Stefan-Boltzmann ($=5,6097 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$).



Figura 3.2.4. Pirgeómetro (Kipp & Zonen CGR3)

Calor sensible

La diferencia de temperatura entre una superficie de agua y el aire circundante conlleva que se produzca un intercambio de calor sensible. Para determinar H , puede aplicarse la analogía entre la transferencia de calor sensible y latente. El coeficiente de transferencia de masa, h_m ($\text{mm day}^{-1} \text{ kPa}^{-1}$) se define como:

$$E = h_m (e_w - e_a) \quad (3.2.10)$$

donde $(e_w - e_a)$ es el gradiente de presión de vapor.

Si se dispone de medidas de E , puede entonces derivarse h_m y a partir de éste se puede determinar el coeficiente de transferencia de calor sensible, $h_s = \lambda \gamma h_m$, siendo γ la constante psicrométrica. Una vez se conoce este coeficiente puede calcularse el valor de H del siguiente modo:

$$H = h_s (T_a - T_w) \quad (3.2.11)$$

Flujo de calor por conducción a la capa límite inferior

La naturaleza de G y el método óptimo para su determinación dependen del tipo de volumen o superficie de control donde es aplicado el balance de energía. Para una capa de agua, G representa el flujo de conducción en el límite inferior de la capa. Cuando se considera el balance en la superficie de un cuerpo de agua, G es el flujo de calor que penetra en el interior del cuerpo de agua. Este flujo juega un papel principal en los cambios de calor en el cuerpo de agua y puede considerarse equivalente al calor almacenado en el mismo ($G \approx Q$) si se desprecian la transferencia de calor por paredes y fondo y el calor de advección por entradas y salidas de agua. Estos flujos se consideran habitualmente insignificantes en estudios de lagos y embalses (Gianniou y Antonopoulos, 2007; Rosenberry *et al.*, 2007).

Si se conoce la evolución de temperatura del agua en un determinado intervalo de tiempo ($\Delta T_w / \Delta t$), el valor de G puede determinarse del siguiente modo:

$$G = C_w z \frac{\Delta T_w}{\Delta t} \quad (3.2.12)$$

donde C_w ($\text{J m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$) es la capacidad calorífica volumétrica del agua a la temperatura de agua T_w y z (m) es la profundidad de la balsa.

3.2.1.3. Determinación de la evaporación a partir del balance de energía

La tasa de evaporación puede deducirse con bastante precisión del balance de energía si se conoce el valor de los términos restantes (Ecs. 3.2.2, 3.2.4, 3.2.9, 3.2.11 y 3.2.12):

$$-\lambda E = R_n + H_s + G = (1-a)S + (1-b)L_a - \varepsilon_w \sigma (T_w + 273.2)^4 + h_s (T_a - T_w) + C_w z \frac{\Delta T_w}{\Delta t} \quad (3.2.13)$$

Para aplicar la ecuación 3.2.13 resulta necesario disponer de datos de radiación solar, S , albedo, a , radiación atmosférica, L_a , temperatura del aire, T_a , y del agua, T_w y profundidad del cuerpo de agua, z . Los valores de ε_w , y b son conocidos para el agua y σ es una constante. Además debe conocerse el coeficiente de transferencia de calor sensible, h_s , para el cuerpo de agua en estudio.

Las estaciones meteorológicas facilitan normalmente los datos de S y T_a y en ocasiones también L_a . Si este último no está disponible, es posible obtener una buena aproximación con ecuaciones como 3.2.7 y 3.2.8. Valores adecuados de albedo pueden encontrarse en la bibliografía. Por tanto, el principal problema es la no disponibilidad de datos de temperatura del agua, necesarios para el cálculo de G , L_w y H . Para grandes cuerpos de agua, las imágenes de teledetección pueden facilitar esta información (Martínez-Alvarez *et al.*, 2010), pero para pequeñas superficies de agua como los embalses agrícolas los datos de temperatura del agua no están habitualmente disponibles y las limitaciones en la resolución espacial de los sensores a bordo de satélites limitan su aplicación. Por ello es necesario recurrir a modelos como los presentados en los apartados 3.2.1.5 y 3.2.1.6 en los que se establece el balance de energía para obtener una estimación de la temperatura del cuerpo de agua. Otro problema que se presenta a menudo es la dificultad de seleccionar un valor adecuado de h_s , que en caso de no haber sido calibrado localmente para el cuerpo de agua en estudio debe ser un coeficiente derivado para un cuerpo de agua de dimensiones geométricas similares y bajo condiciones climáticas parecidas.

3.2.1.4. Método de balance de energía de Bowen

En general, los términos H y λE son habitualmente desconocidos en los estudios de evaporación y se recurre al uso de su cociente β , relación de Bowen (Ec. 3.2.3), en el balance de energía. La relación de Bowen se define a partir del gradiente vertical de temperatura del aire (ΔT_a) y del gradiente de presión de vapor (Δe):

$$\beta = \gamma \frac{\Delta T_a}{\Delta e} \quad (3.2.14)$$

donde γ es la constante psicrométrica (0,066 kPa K⁻¹).

En muchas ocasiones la ecuación del balance de energía se escribe del siguiente modo:

$$\lambda E + H + A = 0 \quad (3.2.15)$$

donde $A (=R_n + G)$ es el flujo de energía disponible.

Cuando se conoce A , se obtiene la relación siguiente combinando la ecuación del balance de energía (Ec. 3.2.15), con la relación de Bowen:

$$\lambda E = \frac{A}{1 + \beta} \quad (3.2.16)$$

De forma similar tenemos la ecuación siguiente para el flujo de calor sensible:

$$H = \beta \frac{A}{1 + \beta} \quad (3.2.17)$$

El método del balance de energía de Bowen o método BREB (*Bowen Ratio Energy Balance*) se basa en la estimación del parámetro β , que se puede determinar a partir de los datos del perfil de temperatura y de humedad específica en la capa superficial atmosférica. Se necesitan medidas a dos niveles y deben determinarse como el promedio sobre un intervalo de 15-30 min aproximadamente. Las Ecs. 3.2.16 y 3.2.17 inducen una singularidad cuando $\beta = -1$. Esta situación es frecuente en superficies de agua fría y, en este caso, puede ser necesario utilizar métodos alternativos cuando $-1 < \beta < -0,5$ para evitar el problema de valores muy bajos de β en el denominador de estas ecuaciones.

El método BREB tiene la ventaja de que no son necesarias medidas de turbulencia o de velocidad media del viento, y la formulación tal como se escribe en la Ec. 3.2.16 es independiente de la estabilidad atmosférica. Es importante señalar que la validez del método BREB depende de manera crítica de la similaridad (teoría de la Similaridad de Monin-Okunov, MOS) de los perfiles de temperatura y de humedad en la capa superficial (Monin y Yaglom, 1971; Brutsaert, 1982).

3.2.1.5. Modelo numérico simplificado para cálculo de evaporación en cuerpos de agua isotermos basado en el balance de energía

La resolución numérica del balance de energía del cuerpo de agua tiene la ventaja de proporcionar una estimación de todos los términos del balance de energía y de la temperatura del agua, T_w . La predicción de T_w utilizando un modelo numérico es especialmente útil cuando se dispone de la función de viento $f(U)$ para el cuerpo de agua estudiado, puesto que permite aplicar el método de transferencia de masa (sección 3.2.2), sin tener que medir *in situ* esta temperatura. Además, permite calcular el flujo de calor sensible (Ec. 3.2.11) y el flujo por conducción en la superficie (Ec. 3.2.12), representando este último la cantidad de energía almacenada (o disipada) por el cuerpo de agua.

El modelo numérico descrito a continuación fue desarrollado por el Grupo de Investigación “Diseño, Automatización y Control de Riegos e Invernaderos” de la UPCT. Este modelo se validó y calibró en primer lugar para tanque Clase A aislado térmicamente (Molina, 2004). Posteriormente, se dedujo una función de viento (Martínez-Alvarez *et al.*, 2007) dependiente de la superficie de agua que extiende su aplicación a masas de agua poco profundas con superficies entre 1 m^2 y 10^{10} m^2 (ver apartado 3.2.2.3). Finalmente, este modelo también se calibró con datos experimentales para balsas de riego de climas semiáridos (Gallego-Elvira *et al.*, 2009). La principal hipótesis del modelo es la de comportamiento isotermo del cuerpo de agua, lo que implica que los efectos de estratificación se consideran despreciables y que la temperatura de agua es homogénea e igual a la temperatura de superficie. Esta hipótesis es generalmente válida en el caso de embalses o lagos de poca profundidad ($< 10 \text{ m}$). En el caso de lagos de gran profundidad se presenta una marcada estratificación térmica que hace necesario utilizar un modelo multicapa, que describa el balance de energía de cada una de las capas y resuelva por métodos numéricos el sistema de ecuaciones resultante (p.e. el modelo DYRESM, Apartado 3.2.1.7).

La ecuación base del modelo es la Ec. 3.2.13 de balance de energía a la superficie de agua. El modelo considera que el cuerpo es isotermo y que el término G , flujo por conducción en la superficie, es equivalente al almacenamiento de calor en el cuerpo, Q . Con estas hipótesis de partida, y a partir de los datos normalmente facilitados por estaciones meteorológicas (S , T_a , RH , U), es posible determinar las incógnitas λE y T_w mediante la aplicación del modelo. El modelo supone un determinado valor albedo y calcula L_a a partir de datos meteorológicos (ecuaciones FAO 1998 o Dilley and

O'Brien, 1998 y Kimball *et al.*, 1982, ver apartado 3.2.1.2). Para obtener buenas estimaciones de la tasa de la evaporación es imprescindible disponer de una función de viento adecuada para el cuerpo de agua en estudio. El algoritmo del modelo consiste en una rutina iterativa para la resolución numérica del balance de energía, de modo que se van introduciendo valores de temperatura de agua de modo sistemático hasta encontrar la temperatura objetivo que consigue el equilibrio de la ecuación del balance, que es el valor de T_w que hace que $\lambda E + R_n + H + G = 0$.

3.2.1.6. Método de la temperatura de equilibrio

Otra interesante opción para cuantificar el almacenamiento de calor en el cuerpo de agua en ausencia de datos de temperatura de agua, es el método de la temperatura de equilibrio. El término *temperatura de equilibrio asociada una constante de tiempo* fue introducido por Edinger *et al.* (1986) y posteriormente utilizado y desarrollado por diversos autores (Keijman, 1974; Fraedrich *et al.*, 1977; de Bruin, 1982; Finch, 2001).

La temperatura de equilibrio corresponde a la temperatura hacia la que tiende el agua como consecuencia del intercambio neto de calor. Es decir, cuando el agua alcanza la temperatura de equilibrio, la tasa neta de intercambio de calor es cero. A partir de esta premisa, es posible derivar una expresión para la temperatura de un cuerpo de agua, en el que no se produce estratificación térmica, en función del tiempo y de la profundidad del agua. Esto supone que se puede calcular el cambio en el almacenamiento de calor. Las principales hipótesis son que el agua está bien mezclada (comportamiento isoterma) y que el flujo de calor en la parte inferior de la masa de agua puede despreciarse.

El procedimiento de cálculo de evaporación con el enfoque de temperatura de equilibrio conlleva los siguientes pasos y ecuaciones descritos a continuación (Finch, 2001).

En primer lugar la constante de tiempo de la temperatura de equilibrio, τ (días), se define como:

$$\tau = \frac{\rho C_p h}{4\sigma (T_w + 273,1)^3 + \lambda f(U)(\Delta_w + \gamma)} \quad (3.2.18)$$

La temperatura de equilibrio, T_e (°C), viene dada por:

$$T_e = T_b + \frac{R_{ns}}{4\sigma (T_b + 273,1)^3 - \lambda f(U)(\Delta_b + \gamma)} \quad (3.2.19)$$

donde ρ es la densidad del agua, C_p el calor específico del agua, z la profundidad del agua, σ la constante de Stefan-Boltzman, T_b la temperatura de bulbo húmedo ($^{\circ}\text{C}$), R_{ns} la radiación neta de la superficie a la temperatura T_b , Δ_b la pendiente de la curva de saturación a la temperatura T_b y γ la constante psicrométrica.

La función de viento, $f(U)$, depende de los coeficientes de intercambio turbulento para la transferencia de vapor de agua y de calor sensible en la interfase aire agua y de la velocidad del viento y de otros factores tales como la altura de medida, la rugosidad de la superficie y la estabilidad de la atmósfera. Para cada cuerpo en particular se debe aplicar una función de viento empírica calibrada localmente.

Considerando la superficie de agua a la temperatura de bulbo húmedo, la radiación neta R_{ns} se calcula con la expresión:

$$R_{ns} = S(1-a) + L_a - p[\sigma(T_a+273,1)^4 + 4\sigma(T_a+273,1)^3(T_w-T_a)] \quad (3.2.20)$$

donde S es la entrada de radiación de onda corta, a es el valor correspondiente del albedo de la superficie del agua, L_a es la radiación de onda larga, p es el factor de nubosidad y T_a es la temperatura del aire ($^{\circ}\text{C}$). Cuando se considera un intervalo de un día, la temperatura del agua del día i , T_{wi} , se calcula como:

$$T_{w,i} = T_e + (T_{w,i-1} - T_e) e^{1/\tau} \quad (3.2.21)$$

Por lo tanto, el cambio en el almacenamiento de calor, G , viene dado por:

$$G = \rho C_p z (T_{w,i} - T_{w,i-1}) \quad (3.2.22)$$

Una vez conocida la temperatura de la superficie del agua, la radiación neta, R_n , puede calcularse con la relación:

$$R_n = S(1-\alpha) + L_a - p[\sigma(T_a+273,1)^4 + 4\sigma(T_a+273,1)^3(T_{w,i-1}-T_a)] \quad (3.2.23)$$

y la evaporación diaria puede estimarse utilizando el modelo de Penman incorporando una función del viento adecuada, $f(U)$:

$$\lambda E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \lambda f(U)(e_a^* - e_a) \quad (3.2.24)$$

La profundidad del agua para el día i , z_i , se calcula con la relación:

$$z = z_{i-1} + P - E \quad (3.2.25)$$

donde P es la precipitación (mm día^{-1}).

Finch (2001) obtuvo buenas estimaciones (error del 6%) de la evaporación media anual utilizando este método para un embalse en Kempton Park, Reino Unido. A escala mensual los resultados fueron peores ya que el modelo tiende a sobreestimar la tasa de evaporación durante los meses de verano y a subestimarla durante el invierno.

3.2.1.7. Modelo de cálculo de evaporación para cuerpos de agua que presentan estratificación (DYSREM)

En lagos profundos y grandes embalses se ha observado la aparición de estratificación térmica estacional (Imberger y Patterson, 1990; Condie y Webster, 2001). Esta estratificación condiciona su comportamiento, dado que los gradientes de temperatura en el seno del cuerpo de agua influyen en la evolución de los flujos convectivos de calor sensible y de calor latente a lo largo del año (Cole, 1994). Se han desarrollado modelos hidrodinámicos numéricos que permiten simular el comportamiento térmico de masas de agua profundas, siendo el más extendido el DYRESM (*DYNAMIC RESERVOIR SIMULATION MODEL*, Gal *et al.*, 2003), que contempla el efecto de la estratificación térmica del agua y considera las entradas y salidas de flujo, su profundidad (de entrada o salida), su temperatura y su calidad. DYRESM es capaz de simular el comportamiento de grandes embalses operativos, aunque la gran cantidad de información de partida requerida por el modelo no se encuentra disponible en muchas ocasiones. El funcionamiento de este modelo ha sido contrastado con medidas in-situ en masas de agua muy diversas (Balistrieri *et al.*, 2006; Gal *et al.*, 2003; Han *et al.*, 2000), obteniéndose resultados satisfactorios en la mayor parte de los casos.

El modelo DYRESM realiza un balance de energía en la superficie de agua análogo al presentado para el modelo isoterma descrito en el apartado anterior. En lo siguiente se detalla solamente la descripción y se presenta un ejemplo del modelo relacionado con la modelización de estratificación térmica. Para más detalle sobre DYRESM, Imberger y Patterson (1981) proporcionan una descripción completa del modelo y de su formulación matemática. En el manual científico del modelo (Imerito, 2007) pueden encontrarse de manera detallada las ecuaciones y los algoritmos de cálculo.

El DYRESM es un modelo hidrodinámico multicapa unidimensional que permite realizar simulaciones de: (i) la distribución vertical de la temperatura, la salinidad y la densidad del agua en lagos y embalses, y (ii) la altura de la lámina de agua. Sólo considera las variaciones en el perfil vertical del cuerpo de agua en estudio

(unidimensionalidad), de modo que el lago o embalse modelizado queda representado por una serie de capas horizontales homogéneas. El espesor, posición y propiedades de las diferentes capas varía en función de la intensidad de la evaporación, las precipitaciones y las entradas y salidas de agua. La modelización del cuerpo de agua se realiza considerando una serie de capas horizontales homogéneas, cuyo espesor oscila entre unos límites definidos por el usuario. El espesor máximo es aquel que asegura una adecuada resolución del modelo y el mínimo aquel necesario para evitar un excesivo número de capas que sature la ejecución del programa informático. El área y volumen de las capas se calcula continuamente, en función de las variaciones de espesor consideradas por el modelo, a partir de la geometría del cuerpo de agua. La densidad de las capas también varía dinámicamente en función de los cambios de temperatura, salinidad y presión. La estabilidad del perfil se evalúa continuamente comparando la densidad de las capas en contacto, de modo que si la densidad de una capa es superior a la situada inmediatamente debajo de esta, se produce la mezcla de la capas, y de este modo se asegura que el perfil de densidad se mantenga en equilibrio. En el proceso de mezcla de capas se aplican las leyes de conservación de materia (agua y sales), energía (temperatura) y cantidad de movimiento.

El algoritmo de mezcla de capas contempla tres mecanismos físicos de mezcla de capas:

- Desplazamiento de capas por convección. Los cambios de densidad debidos a las variaciones en temperatura, provocan movimientos verticales de las capas de agua.
- Agitación de la capa superficial por acción del viento.
- Efecto del esfuerzo cortante del viento. La energía cinética transmitida desde la capa más externa hacia las capas profundas conlleva la mezcla del perfil de agua.

El procedimiento computacional de mezcla consiste en una rutina de mezcla de capas que evalúa para cada intervalo de tiempo la energía potencial requerida para mezclar las capas. En función de la energía de mezcla disponible, el perfil de densidad es inestable o no, produciéndose la mezcla de las capas en condiciones de inestabilidad, dando lugar a una nueva configuración de capas estable. El perfil de densidad permanece estable sin proceso de mezcla hasta superar la energía potencial necesaria.

Como ejemplo de aplicación del DYRESM, se presenta una simulación realizada del comportamiento de una balsa de riego de superficie 5.000 m² y de profundidad 10 m durante un año para estudiar la aparición de estratificación térmica estacional con datos climáticos del sureste español (Estación del Servicio de Información Agraria de Murcia CA-91, localizada en Fuente Álamo). La Fig. 3.2.5 presenta el perfil térmico de la simulación realizada.

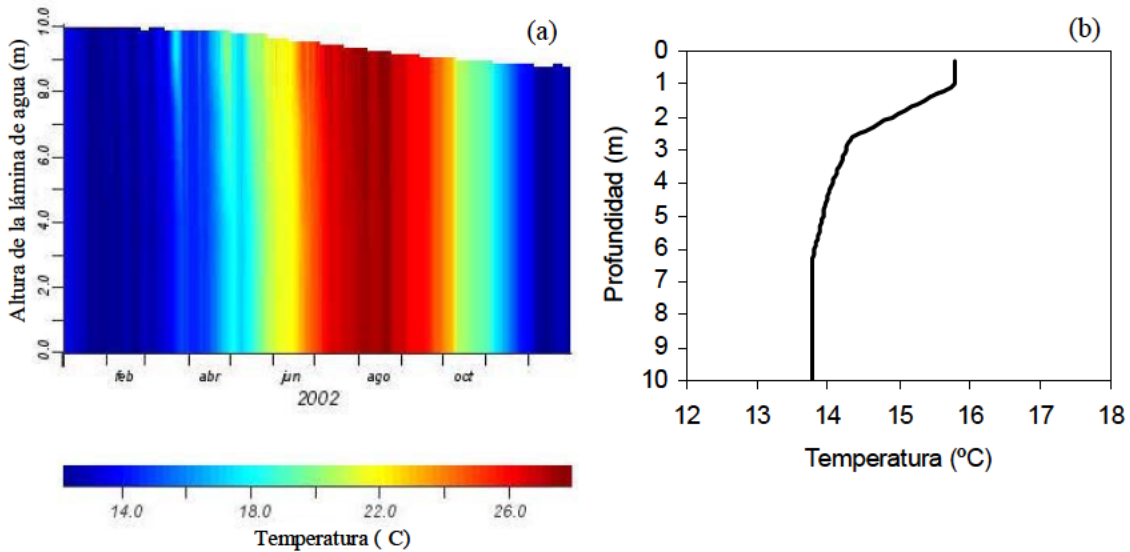


Figura 3.2.5(a) Simulación con DYRESM del perfil térmico vertical de una balsa de 10 m de profundidad a lo largo del año (temperaturas medias diarias) y **(b)** perfil térmico vertical de la balsa simulado el 20 de marzo 2002.

Los resultados de la simulación muestran como durante primavera y verano, se crea un gradiente de temperaturas medias diarias en profundidad, quedando una capa de agua más fría y más densa en el fondo (*hypolimnion*) y otra más caliente y menos densa en la zona superior (*epilimnion*), ambas separadas por una capa intermedia donde se produce un cambio rápido de temperatura (*metalimnion*). En los primeros centímetros de profundidad de la balsa se produce un gradiente de temperaturas medias diarias durante todo el año, pero si exceptuamos los primeros centímetros, durante los meses de otoño e invierno, la balsa presenta un comportamiento isotermo. En la Fig. 3.2.5.b puede observarse una diferencia de temperatura de aproximadamente 2 °C entre la superficie y el fondo para un día de Marzo. El día de máxima estratificación se observó

durante este mes, con un gradiente superficie-fondo superior a 3 °C, coincidiendo con valores altos de radiación y bajos valores de viento.

3.2.2. Métodos de transferencia de masa o aerodinámicos

3.2.2.1. Ecuaciones empíricas de transferencia de masa

Los métodos de transferencia de masa o aerodinámicos se basan en los mecanismos de transporte de vapor de agua desde la superficie de agua al aire que la rodea. Las ecuaciones de transferencia de masa, en términos de diferencia de presión de vapor, se expresan de modo general como:

$$E = f(U)(e_s - e_a) \quad (3.2.26)$$

donde $f(U)$ es la función de viento y e_s y e_a corresponden a la presión de vapor en la superficie del agua y de aire a una determinada altura, respectivamente. Esta ecuación se basa en la teoría de Dalton (1802). La función de viento más habitual, propuesta por primera vez por Stelling (1882), tiene la siguiente forma:

$$f(U) = a + bU \quad (3.2.27)$$

donde a y b son dos parámetros calibrados para el cuerpo de agua en estudio. La constante a permite estimar la evaporación cuando la velocidad del viento es cero, y puede considerarse como un medio para mejorar la curva de ajuste entre la velocidad media del viento y la tasa de evaporación. Las funciones de viento dependen de: (i) las condiciones climáticas donde se han determinado, (ii) la altura donde se registran las variables climáticas, (iii) las características geométricas del cuerpo de agua y (iv) la ubicación de las medidas (dentro o fuera de la capa límite interna). Por este motivo, el empleo de estas funciones queda limitado a condiciones similares a aquellas en las que se desarrollaron las fórmulas.

Una revisión detallada de trece ecuaciones de transferencia de masa para determinar la evaporación en superficies de agua libre obtenidas por varios autores se puede encontrar en Singh y Xu (1997). La tabla 3.2.1 resume todas estas ecuaciones. Casi todas las ecuaciones presentan en común que la evaporación es proporcional al producto de la velocidad del viento, U , por el gradiente de presión de vapor agua-aire ($e_s - e_a$).

3. ANTECEDENTES Y ESTADO DEL ARTE

Tabla 3.2.1. Ecuaciones para estimar la evaporación basadas en la transferencia de masa (Singh y Xu, 1997). La velocidad media del viento (mensual) U , se ha medido en millas por hora y la presión de vapor e , en pulgadas de Hg. Los subíndices adjuntos a U se refieren a la altura en metros a la que se tomaron las medidas. 1 pulgada = 2,54 cm.

Autor	Ecuación	Unidad	Comentarios
Dalton (1802)	$E = a(e_s - e_a)$	Plg·mes ⁻¹ Para convertir mm·día ⁻¹ x 0.847	$a = 15$ para pequeñas superficies de agua $a = 11$ para grandes superficies de agua
Fitzgerald (1886)	$E = (0,4 + 0,199U)(e_s - e_a)$	Plg·mes ⁻¹	
Meyer (1915)	$E = 11(1 + 0,1U)(e_s - e_a)$	Plg·mes ⁻¹	e_a se mide a 30 pies sobre la superficie
Horton (1917)	$E = 0,4[(2 - \exp(-2U))(e_s - e_a)]$	Plg·mes ⁻¹	
Rohwer (1931)	$E = 0,77(1,465 - 0,0186p_b) \cdot$ $\cdot(0,44 + 0,118U)(e_s - e_a)$	Plg·día ⁻¹ Para convertir mm·día ⁻¹ x 25.4	p_b = presión barométrica en plg de Hg
Penman (1948)	$E = 0,35(1 + 0,24U_2)(e_s - e_a)$	Plg·día ⁻¹	
Harbeck <i>et al.</i> (1954)	$E = 0,0578U_8(e_s - e_a)$ $E = 0,0728U_4(e_s - e_a)$	Plg·día ⁻¹	
Huzmin (1957)	$E = 6,0(1 + 0,21U_8)(e_s - e_a)$	Plg·mes ⁻¹	
Harbeck <i>et al.</i> (1958)	$E = 0,001813U(e_s - e_a) \cdot$ $\cdot(1 - 0,03)(T_a - T_w)$	Plg·día ⁻¹	T_a = temperatura a del aire +1.9°C T_w = temperatura del agua, °C
Konstantinov (1968)	$E = 0,024(t_w - t_2) / U_1 + 0,166U_1)(e_s - e_a)$	Plg·día ⁻¹	
Romanenko (1961)	$E = 0,0018(T_a + 25)^2(100 - RH)$	cm·mes ⁻¹ Para convertir mm·día ⁻¹ x 1/3	RH = humedad relativa
Sverdrup (1946)	$E = (0,623\rho K_0^2 U_8(e_0 - e_8)) / p([\ln 800 / z]^2)$	cm·s ⁻¹ Para convertir mm·día ⁻¹ x 36000	K_0 = humedad relativa ρ = densidad del aire p = presión atmosférica
Thornthwaite and Holzman (1939)	$E = (0,623\rho K_0^2(U_8 - U_2)(e_2 - e_8)) / p([\ln 800 / 200]^2)$ cm·s ⁻¹		

3.2.2.2. Coeficiente de transferencia de masa. Formulas de Harbeck y Brutsaert-Yu

El proceso de advección, debido a un cambio brusco en las propiedades de la superficie como de rugosidad o de disponibilidad de agua (Fig. 3.1.3), puede analizarse y resolverse desde un punto de vista teórico basándose en hipótesis simplificadoras (Brutsaert, 1982). El principal resultado práctico de la teoría de advección de Sutton, que utiliza una función potencial para describir el perfil vertical de velocidad de viento, consiste en una formulación simplificada de la evaporación de una superficie húmeda (Brutsaert y Yu, 1968) por medio de la relación:

$$E = E_0 + NU_2(e_s - e_a) \quad (3.2.28)$$

donde N es un coeficiente de transferencia de masa que depende del *fetch* (*i.e.* de la distancia a sotavento del borde), de la longitud de rugosidad de la superficie z_0 y del parámetro m del perfil del viento, expresado como $U(z) = a z^m$. U_2 es la velocidad del viento a 2 m de altura por encima de la superficie, y E_0 es la evaporación de la superficie que rodea el área húmeda. Esta ecuación se puede utilizar para calcular E después de una adecuada elección de la rugosidad de la superficie húmeda y del parámetro m .

Desde un punto de vista práctico, cuando se aplica la Ec. 3.2.28 a una superficie de agua, la determinación de N se facilita en gran medida utilizando dos fórmulas empíricas, como la de Harbeck y la de Brutsaert-Yu, que relacionan N con el área, A , del cuerpo de agua.

La formula de Harbeck

Harbeck (1962) propuso una fórmula empírica de transferencia de masa para estimar E . Se apoyó en un conjunto amplio de medidas de valores medios de evaporación de embalses y lagos de la zona occidental de EEUU, llevadas a cabo, por lo general, a una escala semanal o superior:

$$E = NU_2(e_s - e_a) \quad (3.2.29)$$

donde N se expresa como:

$$N = 3,367 \cdot 10^{-9} A^{-0,05} \quad (3.2.30)$$

donde A es el área de la superficie en m^2 , e_s y e_a están en hPa (mb), y la unidad de E depende de la unidad elegida para la velocidad del viento. La Ec. 3.2.29 supone

que la evaporación de las tierras colindantes, E_o , es despreciable, siendo válida para lagos situados en climas relativamente áridos.

Fórmula de Brutsaert-Yu

Otro conjunto de datos experimentales para comprobar la idoneidad de la teoría de Sutton fue presentado por Brutsaert y Yu (1968). Estos datos derivan de medidas de la evaporación en tanques evaporímetros ubicados a nivel del suelo, de poca profundidad, superficie cuadrada, y cuyo tamaño variaba entre 0,1 y 6 m². El análisis de regresión de estos datos proporcionó la siguiente expresión para N :

$$N = 7,7 \cdot 10^{-9} (A^{0,5})^{-0,132} \quad (3.2.31)$$

donde A viene en cm².

3.2.2.3. Función combinada de Martínez-Alvarez *et al.*, (2007)

Martínez-Alvarez *et al.* (2007) propusieron una nueva formulación de la función del viento que integra el área del cuerpo de agua, combinando las funciones de Molina-Martínez *et al.* (2006), Harbeck (1962) y Brutsaert-Yu (1968). Las Ecs. 3.2.30 y 3.2.31 se han modificado para que las unidades sean m² para A , mm día⁻¹ para E , m s⁻¹ para U y kPa para la presión del vapor de agua.

$$\text{- Molina-Martínez: } N(A) = 3,337 \text{ (para } A=1,144 \text{ m}^2) \quad (3.2.32)$$

$$\text{- Harbeck: } N(A) = 2,909 A^{-0,05} \text{ (para } 2500 \text{ m}^2 < A < 10^{10} \text{ m}^2) \quad (3.2.33)$$

$$\text{- Brutsaert-Yu: } N(A) = 3,623 A^{-0,066} \text{ (para } 0,25 \text{ m}^2 < A < 25 \text{ m}^2) \quad (3.2.34)$$

Los autores integraron las tres fórmulas en una sola, cubriendo un rango de 1 m² a 10⁶ m². El mejor ajuste para este rango de A resultó ser (Fig. 3.2.6):

$$f(A) = 0,037 \cdot \log_{10}^2 A - 0,578 \cdot \log_{10} A + 3,583 \quad (3.2.35)$$

La aplicación de esta función permite contabilizar la influencia de las dimensiones del embalse en el coeficiente de transferencia de masa y, por lo tanto, en la tasa de evaporación.

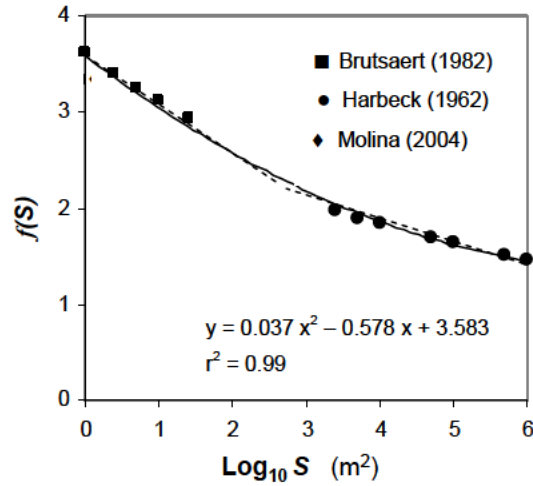


Figura 3.2.6. Función de viento $N = f(A)$ propuesta por Martínez-Alvarez et al. (2007), obtenida por combinación de las funciones propuestas por Molina-Martínez (2006), Harbeck (1962) y Brutsaert-Yu (1968).

3.2.3. Métodos combinados (balance de energía y transferencia de masa)

3.2.3.1. Ecuación de Penman

La ecuación de Penman (Penman, 1948), basada en la combinación del balance de energía en la superficie y la fórmula de evaporación aerodinámica, ha sido el método más utilizado para el cálculo de la evaporación en los últimos 60 años. En el caso del agua y de superficies húmedas, la humedad específica superficial puede considerarse a nivel de saturación a la temperatura de la superficie. Esto permite una simplificación (aproximación lineal) en la formulación del balance de energía introducida por primera vez por Penman (1948), y que tiene la ventaja de sólo necesitar medidas de temperatura, humedad y viento a un nivel. La ecuación de Penman divide la evaporación en dos componentes, la evaporación de equilibrio o componente radiativa, E_{eq} , y la componente advectiva o aerodinámica, E_{adv} , (Brutsaert, 1982):

$$E_p = E_{eq} + E_{adv} = \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) R_n + \left(\frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \right) E_a = \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) R_n + \left(\frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \right) f_p(U)(e_a^* - e_a) \quad (3.2.36)$$

Δ y γ (kPa K⁻¹) son la pendiente de la curva de saturación de vapor a la temperatura de aire y la constante psicométrica, respectivamente.

La pendiente de la curva de saturación, $\Delta = de^*/dT$ se expresa como:

$$\Delta = \frac{4098(e^*(T))}{(T + 237,3)^2} \quad (3.2.37)$$

con Δ en kPa °C⁻¹ y T en °C.

La expresión de cálculo de la constante psicrométrica, γ , es la siguiente:

$$\gamma = \frac{C_p p}{0,622 \lambda} \quad (3.2.38)$$

cuando la presión atmosférica $p = 1013$ kPa, $\gamma = 0,066$ kPa K⁻¹.

E_a es el poder de secado del aire, expresado como el producto de la función de viento por el déficit de presión vapor del aire $f_p(U)(e_a^* - e_a)$. $f_p(U)$ es la función de viento de original de Penman:

$$f_p(U) = 0,26(1 + 0,54U_2) \quad (3.2.39)$$

donde U_2 (m s⁻¹) es la velocidad media del viento a 2 m por encima de la superficie y las constantes de la ecuación requieren que E_a se exprese en mm día⁻¹, y la presión de vapor en kPa. Hay que tener en cuenta que la función de viento de Penman, utiliza el déficit de presión de vapor del aire $VPD (= e_a^* - e_a)$, y no el gradiente de presión de vapor entre la superficie y el aire ($= e_s - e_a$), como ocurre con las fórmulas de transferencia de masa. Por lo tanto, las funciones de viento utilizadas en los métodos de transferencia la masa no pueden utilizarse en la Ec. 3.2.36.

3.2.3.2. Fórmula de Priestley-Taylor

La fórmula de Priestley-Taylor (1972) es una simplificación de la ecuación de la ecuación de Penman, en la se utiliza el concepto de evaporación de equilibrio como base para describir la evaporación de una superficie húmeda bajo condiciones de mínima advección atmosférica. A partir de datos obtenidos sobre océanos y en superficies terrestres húmedas, estos autores llegaron a la conclusión que la evaporación bajo mínima advección atmosférica es aproximadamente proporcional a E_{eq} :

$$E_{PT} = \alpha \lambda E_{eq} = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n \quad (3.2.40)$$

donde $\alpha (=1 + E_{adv}/E_{eq})$ es el coeficiente de advección que refleja la importancia del término advectivo con respecto al radiativo. α incluye el término aerodinámico de la

ecuación de Penman y por tanto integra los efectos del déficit de presión de vapor, la velocidad de viento, rugosidad de la superficie y características del cuerpo de agua.

El valor propuesto de α fue 1,26. Este valor fue confirmado posteriormente en varios estudios (Brutsaert, 1982; Raupach, 2000) y, actualmente, se acepta que α varía en promedio entre 1,20 y 1,30 para condiciones de advección en superficies de agua libre y de tierra húmeda con vegetación de pequeña altura (Gavin y Agnew, 2004). Además, es interesante señalar que se ha observado una variación estacional de α (de Bruin y Keijman, 1979) por lo que, para estimaciones de escala menor a la anual, debe considerarse este aspecto. También es importante señalar que en las ecuaciones 3.2.36 y 3.2.40 deben contemplar el calor almacenado en el cuerpo de agua, para estimaciones con escala temporal menor a la anual.

3.2.3.3. Ecuación de de Bruin

Combinando las ecuaciones de Penman y Priestley-Taylor, de Bruin (1978) obtuvo una expresión que predice la evaporación sin considerar el término R_n . Los únicos datos de partida para esta ecuación son T_a , VPD y U_2 .

$$E_{dB} = \left(\frac{\alpha}{\alpha - 1} \right) \left(\frac{\gamma}{\gamma + \Delta} \right) (2,9 + 2,1U_2) (e_a^* - e_a) \quad (3.2.41)$$

Sus datos experimentales mostraron que se pueden obtener estimaciones de calidad en cuerpos de agua de poca profundidad y para periodos de 10 o más días.

3.2.4. Métodos simplificados basados en radiación solar y temperatura del aire

Las siguientes ecuaciones corresponden a métodos sencillos que proporcionan una estimación aproximada de la tasa de evaporación (todas las ecuaciones se dan para obtener la evaporación en unidades de mm día⁻¹) a partir de datos de radiación solar, S , y/o temperatura del aire, T_a . Estos métodos son poco precisos y no se recomienda su uso cuando se pretenden obtener estimaciones de calidad, especialmente, no deben utilizarse para pequeñas escalas temporales.

Papadakis

$$E_{PA} = 0,5625(e_a^* \max - (e_a^* \min - 2)) \left(\frac{10}{d} \right) \quad (3.2.42)$$

donde E_{PA} es la tasa de evaporación, $e_a^* \max$ y $e_a^* \min$ (mbar) son la máxima y mínima presión de saturación de vapor a la temperatura del aire y d es el número de días

del mes. No recomendado para escalas temporales menores a la mensual (Rosenberry *et al.*, 2007).

Thornthwaite (1948)

$$E_{TH} = 1,6 \frac{d}{10} \left(10 \frac{T_a}{I} \right)^{6,75 \times 10^{-7} I^3 - 7,71 \times 10^{-5} I^2 + 1,79 \times 10^{-2} I + 0,49} \quad (3.2.43)$$

donde E_{TH} es la tasa de evaporación, I el índice anual de calor, calculado como la suma de las medias del índice mensual (i):

$$I = \sum_1^{12} i \quad (3.2.44)$$

$$i = \left(\frac{T_a}{5} \right)^{1,514} \quad (3.2.45)$$

Hamon (1961)

$$E_H = 0,55 \left(\frac{n}{12} \right)^2 \frac{SVD}{100} 25,4 \quad (3.2.46)$$

donde E_H es la tasa de evaporación, n es el número de horas de sol para un determinado día y SVD es la densidad de saturación de vapor (g m^{-3}) a la temperatura del aire. No recomendado para escalas temporales menores a la mensual.

Makkink (1957)

$$E_M = c_M \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \frac{S}{\lambda} \quad (3.2.47)$$

donde E_M es la tasa de evaporación y $c_M = 0,65$ (sin unidad) es la constante de Makkink. No recomendado para escalas temporales menores a la mensual.

Abtew (1996)

$$E_A = d \frac{S}{\lambda} \quad (3.2.48)$$

donde E_A es la tasa de evaporación y $d = 0,53$ es un coeficiente adimensional.

Stephens-Stewart

$$E_{SS} = 0,03495S(0,0082T_a - 0,19) \quad (3.2.49)$$

donde E_{SS} es la tasa de evaporación y S tiene unidades de $W m^{-2}$. No recomendado para escalas temporales menores a la mensual (Rosenberry *et al.*, 2007).

Jensen-Haise

$$E_{JH} = 0,03523S(0,014T_a - 0,37) \quad (3.2.50)$$

donde E_{JH} es la tasa de evaporación y S tiene unidades de $W m^{-2}$. Escala temporal de 5 días o mayor (Rosenberry *et al.*, 2007).

Turc (1961)

Este método necesita datos de RH además de T_a y S .

$$RH \leq 50\% \quad E_{TU} = 0,013 \left(\frac{T_a}{15 + T_a} \right) (2,065S + 50) \left(1 + \frac{50 - RH}{70} \right) \quad (3.2.51)$$

$$RH > 50\% \quad E_{TU} = 0,013 \left(\frac{T_a}{15 + T_a} \right) (2,065S + 50)$$

donde E_{TU} es la tasa de evaporación y S tiene unidades de $W m^{-2}$.

3.2.5. Método de balance de masa en el cuerpo de agua

3.2.5.1. Balance de masa en el cuerpo de agua

El método del balance de masa se basa en el principio de conservación de la masa aplicado a un determinado cuerpo de agua. Dado un volumen de control, el total de flujos hídricos entrantes menos los salientes debe compensar la tasa de cambio de la masa almacenada en el volumen del cuerpo. Las principales entradas y salidas que se consideran en un cuerpo de agua como un lago o embalse, se contemplan en la Fig. 3.2.7. La evaporación suele determinarse como el término residual de la ecuación del balance de masa cuando se conocen el resto de los términos:

$$E = A_s + A_{sb} + A_f + P - S_s - S_{sb} - F \quad (3.2.52)$$

donde A_s , A_{sb} y A_f son los aportes superficiales, subsuperficiales y freáticos, respectivamente, P son las precipitaciones, S_s y S_{sb} son las salidas de agua superficiales y subsuperficiales, respectivamente, y F son salidas por infiltración.

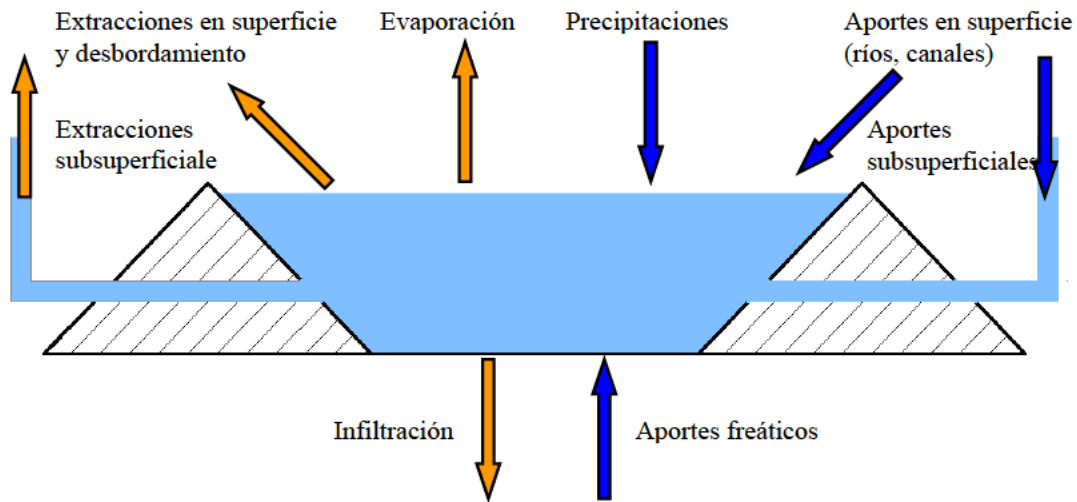


Figura 3.2.7. Flujos hídricos entrantes y salientes en un cuerpo de agua.

La importancia relativa de los términos de la Ec. 3.2.52 depende de las características hidrológicas y geofísicas del embalse de agua y las cuencas que lo rodean. La viabilidad de la determinación de la evaporación por medio de esta ecuación depende principalmente de la magnitud de los términos de la ecuación. Es muy difícil obtener una estimación correcta de E cuando su valor es del mismo orden de magnitud que los errores inherentes de las medidas de cualquiera de los términos de la derecha. De este modo, el método es inadecuado para un lago presentando valores importantes de flujos tales como la escorrentía superficial o la percolación. Por otra parte, dependiendo del tamaño del lago, se requieren una o más medidas pluviométricas para estimar correctamente la precipitación.

El balance de masa puede simplificarse en el caso de embalses de almacenamiento para riego. Se pueden omitir del balance los aportes subsuperficiales y freáticos y, a menudo, los embalses están impermeabilizados por lo que no hay salidas por infiltración. En cuanto a los caudales de entrada de y salida agua en función de dotaciones y consumos, en muchas ocasiones se registran con caudalímetros, por lo que esta información, así como las precipitaciones, son datos conocidos. De modo que en este caso la evaporación puede determinarse a partir del registro de las variaciones de nivel en el embalse. Si se desea conocer los cambios de volumen del cuerpo de agua (dV/dt), se necesita disponer también de una relación fiable entre la superficie y el volumen.

3.2.5.2. Medida de variación de nivel de agua

La medida de nivel de agua, puede llevarse a cabo por diversos procedimientos, en función de las características, ubicación y accesibilidad del cuerpo de agua en cuestión. Para pequeños tanques o depósitos de agua, una buena opción que ofrece medidas de gran precisión y además con posibilidad de recogida automática de datos son los sensores de desplazamiento tipo LVDT (*Linear Variable Differential Transformer*, Fig. 3.2.8.a) o los magntostrictivos (Fig. 3.2.8.b). Otra opción es la medida de las variaciones de peso acopladas a un sistema de vasos comunicantes (Glanville *et al.*, 1997). Estas opciones proporcionan datos de calidad pero no son viables para medir la variación de nivel en grandes lagos o embalses. Para estos casos se puede optar por el uso de limnímetros, pero el método más adecuado para medir la evaporación en grandes cuerpos de agua abiertos son los transductores de presión de precisión (*PST*, Fig. 3.2.9.a), que son capaces de detectar variaciones de nivel menores de 0,5 mm y, además, permiten la adquisición automática de datos mediante dataloggers (Craig *et al.* 2005). Se trata de sensores robustos con bajo mantenimiento que pueden instalarse embalses ubicados en lugares remotos. Se sumergen en el interior del cuerpo de agua y es muy importante que estén bien instalados, con una buena sujeción que impidan su movimiento y causen de errores en la medida del nivel (Fig. 3.2.9.b). Ham y DeSutter (1999) describieron y probaron transductores de nivel PST y encontraron que eran muy precisos y estables. Estos resultados fueron confirmados más adelante por Craig (2006).

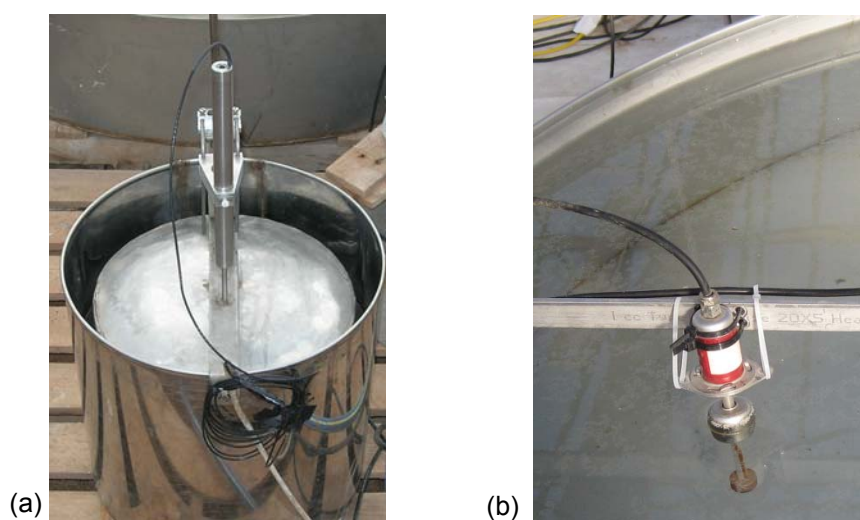


Figura 3.2.8. (a) Sensor LVDT (*S-Series*, Solartron) instalado en un pequeño tanque, unido a un flotador para registrar variación de nivel; (b) Sensor magntostrictivo (*C-series*, Temposonic) para la medida de nivel en tanque Clase A.

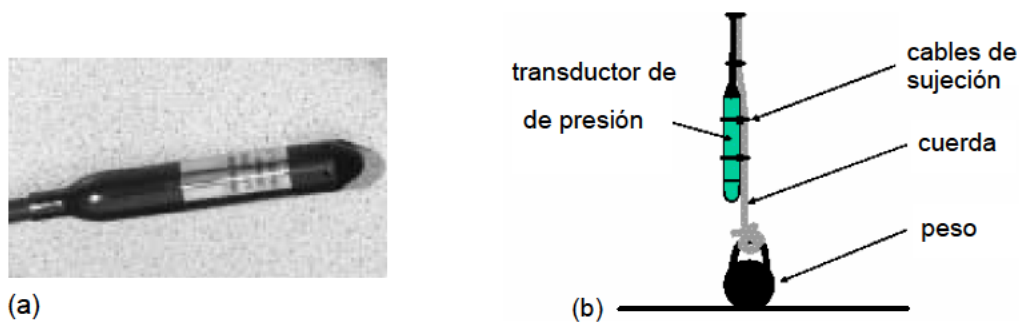


Figura 3.2.9. (a) Transductor de presión (PDCR183, Druck); (b) Diagrama mostrando la disposición del sensor en un embalse (Craig et al. 2005).

3.2.6. Tanques evaporímetros

Un método para determinar la evaporación en superficies de agua (mar, embalse, lagos o humedales) es el uso de tanques evaporímetros. La Organización Mundial de Meteorología recomienda el uso de los siguientes evaporímetros estándar: el tanque ruso GGI-3000, el tanque estándar de 20 m² y el tanque Clase A (Fu et al. 2004). Sus principales características son las siguientes:

- Tanque evaporímetro GGI-3000. Este prototipo se desarrolló en la antigua URSS. En la actualidad su uso se ha estandarizado, sobre todo en Europa oriental. Se trata de un tanque cilíndrico con base cónica con una superficie es de 0,3 m² y con un diámetro de 61,8 cm. El recipiente está hecho de chapa galvanizada de hierro y se entierra en el suelo, con el borde aproximadamente a 7,5 cm sobre el nivel del terreno.
- Tanque evaporímetro ruso de 20 m². Este tipo de tanque también se desarrolló en la antigua URSS. Se trata de un tanque cilíndrico con base plana fabricada con láminas de acero galvanizado de 1-5 mm de espesor. Su superficie es de 20 m², tiene un diámetro de 5 m y una profundidad de 2 m. Se coloca en el terreno, con el borde a 7,5 cm por encima del nivel del suelo.
- Tanque Clase A (Fig. 3.2.10). Este tanque ha sido el instrumento oficial de la red de medidas de evaporación en EEUU desde 1916, pero también se utiliza en muchos otros países. Las medidas están normalizadas por el *National Weather Service* de EEUU. Se trata de un recipiente cilíndrico, cuyas dimensiones interiores son 25,4 cm de profundidad y 121,9 cm de diámetro. Su construcción es de hierro galvanizado o de otro tipo de metal similar que sea inoxidable. El

tanque se sitúa sobre un marco de madera con una altura sobre el suelo entre 10 y 20 cm, con el objeto de facilitar la circulación de aire por la parte inferior. El nivel del agua en el tanque debe mantenerse entre 5,08 y 7,62 cm por debajo del borde del tanque. Por lo general, el nivel de agua se mide dentro de un pocillo silenciador con un tornillo micrométrico. Las variaciones de nivel también se pueden registrar automáticamente con sensores de desplazamiento o medidas de variación de peso. El equipamiento estándar también integra un termómetro que mide la temperatura del agua y un anemómetro de tres cazoletas para medir la velocidad del viento a 15 cm por encima del borde del tanque.

Además existen otros evaporímetros característicos de ciertas regiones. Por ejemplo, la mayoría de las estaciones en China están equipadas con pequeños tanques de 20 cm de diámetro y 10 cm de profundidad, o el tanque enterrado de Colorado (EEUU), que tiene una superficie cuadrada de 91,5 cm de lado, una profundidad de 45,7 cm (1,5 pies) y se instala enterrado manteniendo su borde a nivel del suelo.



Figura 3.2.10. Tanque Clase A de la Estación meteorológica experimental ubicada en la Estación Experimental Agroalimentaria “Tomás Ferro” de la Universidad Politécnica de Cartagena.

Las medidas diarias tomadas en tanques evaporímetros estándar (E_{pan}) se utilizan para el cálculo de la evaporación en superficies de agua, E . Esta información es también ampliamente utilizada para el cálculo de la evapotranspiración de referencia (ET_o). En

general, E_{pan} difiere significativamente de E , por lo que es necesario el uso de coeficientes de tanque empíricos (K_{pan}). Los valores típicos de los coeficientes anuales del tanque (Kohler, 1954) son del orden de 0,80 para el tanque enterrado tipo Colorado, 0,70 para el tanque Clase A, 0,82 para el GGI-3000 y cerca de la unidad para el evaporímetro ruso de 20 m². Para tanque Clase A, Linacre (2004) propuso un valor de K_{pan} de 0,70 cuando E_{pan} es menor de 7 mm día⁻¹ y de 0,60 para valores de E_{pan} mayores de 12 mm día⁻¹. Aunque el tanque Clase A está muy extendido (es el estándar en España), los tanques más grandes y los que están enterrados son generalmente más fiables, pero su instalación resulta más costosa.

Los valores de K_{pan} señalados, son aplicables a escala anual para dar una estimación aproximada de la evaporación. Es importante señalar que el coeficiente de tanque no sólo depende del tipo de tanque utilizado, sino también de su exposición al viento y de las condiciones climáticas, especialmente cuando se usan tanques más pequeños. Por lo general, el coeficiente varía considerablemente de un mes a otro para un determinado lugar y cuerpo de agua. A la hora de extrapolar la evaporación medida en tanques a grandes cuerpos de agua, hay que considerar que el intercambio de energía, el almacenamiento de calor y las características del flujo de aire en el tanque serán significativamente diferentes a las existentes en superficies libres de agua. Las principales causas que determinan las diferencias entre la evaporación del tanque y lagos o embalses son: la conducción lateral de calor (en tanque Clase A hay una importante transferencia de energía a través de las paredes, ya que están expuestas al aire y al sol), las turbulencias locales alrededor del tanque, la modificación de la temperatura y de la humedad atmosférica que induce la masa de agua del lago, y la diferencias en el almacenamiento de calor (importante en lagos y embalses, despreciable en tanques). Además, las condiciones ambientales en las inmediaciones del tanque pueden afectar a los valores de E_{pan} . Los principales factores son la presencia de obstáculos (edificios cercanos) y la topografía y naturaleza de la superficie que rodea al tanque (rugosidad, altura de la vegetación, superficie seca o húmeda, etc.).

3.3. La cuenca del Segura y la evaporación

3.3.1. Descripción general y climatología

La cuenca del Segura, situada en el sureste español, tiene una extensión aproximada de 18.870 km², lo que supone un 3,7% del total del territorio español (Fig. 3.3.1). Ocupa la práctica totalidad de la Región de Murcia, parte de las provincias de Alicante y Albacete y zonas de reducida extensión de Almería, Granada y Jaén. Más del 50% del terreno de la cuenca corresponde a uso agrícola. La población es de aproximadamente 2 millones de habitantes (>4% de la población nacional), incrementándose en medio millón en la época estival debido a la afluencia turística (Instituto Nacional de Estadística, INE, 2006).



Figura 3.3.1. Situación de la Cuenca del Segura.

Fuente Confederación hidrográfica del Segura, CHS, www.chsegura.es

La cuenca posee un territorio de gran variedad orográfica, con cotas máximas superiores a los 2.000 m de altitud en zonas de cabecera. El 81% de su extensión se sitúa por debajo de los 1.000 m, y el 18% de su territorio no sobrepasa los 200 m sobre el nivel del mar.

El clima de la cuenca del Segura está en general caracterizado por la escasez de precipitaciones y temperaturas que dan lugar a inviernos suaves y veranos cálidos. Debido a la gran variabilidad de los factores que condicionan el clima de la cuenca (latitud, componentes atmosféricos climáticos, topografía, orientación y exposición, y distancia al mar), se observan importantes diferencias climáticas de una zona geográfica

a otra. De los grupos climáticos establecidos por Papadakis, la cuenca del Segura se identifica con el denominado clima Mediterráneo, y los subtipos Mediterráneo templado, Mediterráneo continental, Mediterráneo subtropical, y Mediterráneo semiárido subtropical.

La distribución espacial de las precipitaciones medias anuales muestra una estrecha relación entre relieve y cantidad de lluvia (Fig. 3.3.2.a). En general se puede decir que en la mayor parte de la cuenca la precipitación anual es baja, 300 – 400 mm año⁻¹, aunque en las montañas situadas en el noroeste de la cuenca los registros pluviométricos anuales llegan a superar los 1.000 mm año⁻¹. Además cabe señalar que a diferencia de las lluvias medias anuales, las máximas diarias se dan en las zonas medias y bajas, más próximas al mar, debido a fenómenos convectivos que producen los aguaceros más intensos, provocando inundaciones que tienen lugar habitualmente en otoño.

Las temperaturas también están relacionadas con los factores que se citaron anteriormente como la latitud, altitud u orientación, los cuales originan la diversidad termométrica que existe en cuenca del Segura (Fig. 3.3.2.b). En la mayor parte de la cuenca los valores de temperatura media anual están en torno a 16 – 18 °C. En las sierras del noroeste se dan las temperaturas más bajas anuales (10 °C). Desde estas sierras, y descendiendo hacia el litoral, la temperatura media anual aumenta, llegando hasta los 18°C. El régimen anual de temperaturas, presenta un mínimo invernal en los meses de Diciembre y Enero y los máximos anuales corresponden a los meses de Julio y Agosto.

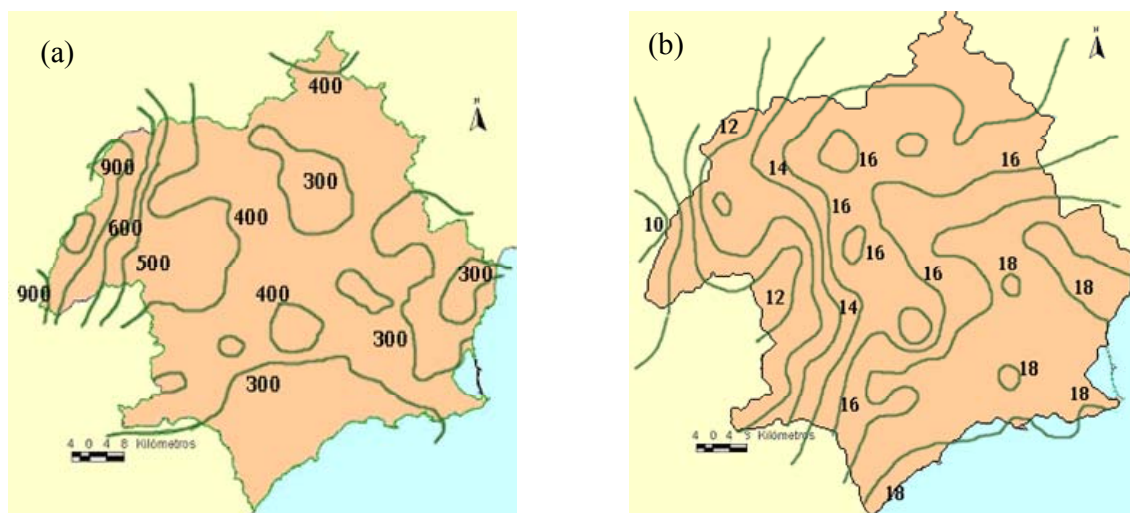


Figura 3.3.2. (a) Precipitación media anual (mm año^{-1}); (b) Temperatura media anual ($^{\circ}\text{C}$).

Fuente: Plan hidrológico de Cuenca del Segura (PHCS).

3.3.2. Balance hídrico

La acusada escasez de recursos disponibles de la cuenca del Segura hace que su balance hídrico sea muy singular. Además de los recursos superficiales y subterráneos, se obtienen y aprovechan otras fuentes como son las aportaciones recibidas desde el río Tajo a través del Acueducto Tajo-Segura y los denominados recursos no convencionales (reutilización de las aguas residuales depuradas y desalinización).

A continuación se resume el balance hídrico de la cuenca. Se presentan los recursos y demandas contemplados en el Plan Hidrológico de Cuenca (PHCS, 1998), y además, se incluyen otros datos de estudios más actuales, con el fin de mostrar como se han modificado en los últimos años las cifras del PHCS-1998. Finalmente se resume el balance hídrico presentado en PHCS (Fig. 3.3.5) y se señalan las modificaciones contempladas en planes y estudios posteriores (Tabla 3.3.2).

Recursos

Superficiales

Los recursos superficiales contemplados en el Plan Hidrológico de Cuenca son 640 hm^3 anuales. Posteriormente, estos datos se actualizaron para el “Plan de Actuación en Situaciones de Alerta y Eventual Sequía en la Cuenca del Segura” (PASAESCS, 2006). En este plan se considera la media de los últimos 25 años hidrológicos hasta 2005, que asciende a 664 hm^3 anuales, y se señala que en la actualidad puede considerarse que las aportaciones son de ese orden de magnitud, alrededor de los $650\text{-}700 \text{ hm}^3$ anuales.

Agua trasvasa por el Acueducto Tajo-Segura

El Acueducto Tajo Segura (ATS) comenzó a funcionar en el año 1979 y transfiere recursos entre la cuenca del Tajo y las receptoras del Segura, Júcar y cuenca Mediterránea Andaluza. Los volúmenes a trasvasar asignados son de 600 hm³ anuales, aunque en el ámbito de la planificación se considera un 10% de pérdidas, de manera que actualmente queda una asignación de recursos del ATS de 540 hm³ anuales. Del total, 140 hm³ anuales están destinados a abastecimiento urbano (Mancomunidad de los Canales del Taibilla) y 400 hm³ anuales están destinados a riegos. El Sindicato Central de Regantes del Acueducto Tajo-Segura (SCRATS), facilita los volúmenes totales de agua trasvasada por año hidrológico desde 1979 hasta la actualidad (Fig. 3.3.3). La media de agua trasvasada entre 1979 y 2009 es de 312 hm³ (± 155 hm³), de los cuales 189 hm³ (± 129 hm³) fueron destinados a regadío. En la Fig. 3.3.3 se observa la gran variabilidad interanual de los volúmenes de agua trasvasada. En ciclos húmedos se trasvasan mayores cantidades, mientras que en ciclos de sequía las cantidades disminuyen drásticamente. Por ejemplo, en el periodo 1996-2005 (ciclo húmedo) el volumen medio anual trasvasado ascendió a 492 hm³ (343 hm³ para regadío), mientras que en los últimos cuatro años (ciclo seco) la cifra desciende a 197 hm³, llegando tan sólo 64 hm³ para regadío.

En resumen, cabe señalar que aunque en el Plan de Cuenca se contaba con un trasvase anual teórico de 540 hm³, la práctica ha puesto de manifiesto que la media es considerablemente inferior (228 hm³ menos de lo esperado), y que en años de poca disponibilidad de recursos en el Tajo (2006-2009), la cifra real trasvasada es tan sólo el 36% de la teórica.

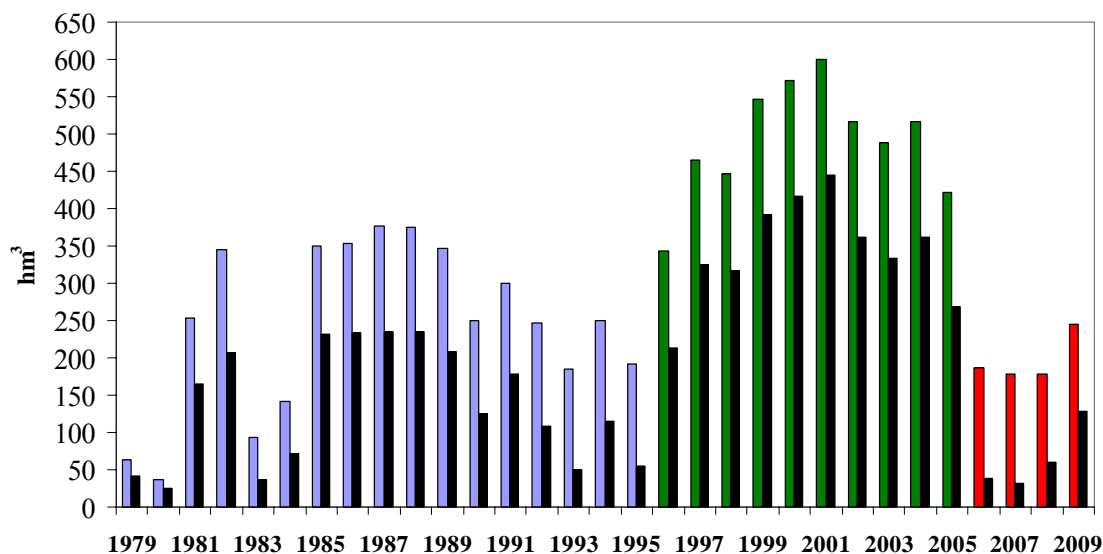


Figura 3.3.3. Volúmenes de agua anuales totales trasvasados por el Acueducto Tajo-Segura. Las barras en negro presentan el total anual de agua trasvasa para riego. Los grupos de barras de colores señalan periodos con diferente disponibilidad de agua trasvasada. Ver explicación en el texto.

Agua subterránea

Tanto en el Plan Hidrológico de Cuenca (1998) y como en su actualización (2001) y más recientemente en el “Informe de los Artículos 5 y 6 de la Directiva Marco de las Aguas” (DMA, 2005), se incluyen balances hidrometeorológicos efectuados en las unidades hidrogeológicas de la Cuenca Hidrográfica del Segura que estiman los recursos subterráneos de la cuenca.

El PHCS cuantifica en 220 hm³ el volumen de explotación de bombeos renovables. Según el informe de la DMA el *Recurso Disponible* es de 635 hm³ año⁻¹, pudiendo explotar el mismo de forma superficial (embalses) o de forma subterránea mediante bombeos renovables. Hay que señalar que en la cifra de *Recurso Disponible*, una parte importante aflora al exterior a través de los manantiales y las aportaciones distribuidas por el subálveo, conformando el caudal base de los ríos, por lo que existe una parte importante de estos recursos que ya están contabilizados como aguas superficiales, no siendo por tanto esta cifra directamente comparable a la contemplada en el PHCS. Para que estas cifras sean comparables, el PASAESCS contempla los recursos explotables correspondientes, siendo para el informe de la DMA, 121,5 hm³ el volumen de agua subterránea disponible.

Es interesante señalar también que en el informe de PASAESCS, así como trabajos realizados para la elaboración del “Libro Blanco de las Aguas Subterráneas”, se hace especial hincapié sobre los problemas de sobreexplotación y salinización de acuíferos de la cuenca del Segura.

Agua residual reutilizada

Actualmente, prácticamente todos los caudales que se vierten en la propia cuenca son reutilizados de forma directa o indirecta. El número de EDARs (Estación de Depuración de Aguas Residuales) se ha incrementado considerablemente en los últimos años, y la Confederación está gestionando las concesiones de estos caudales para su uso directo para riego. Hay un total de 122 depuradoras existentes en el ámbito de la Confederación Hidrográfica del Segura, que tienen una capacidad anual de 209 hm³ al año, habiendo sido tratados en el año 2004 un total de casi 140 hm³ (PASAESCS, 2006). La asignación anual para riego (cultivos y algún campo de golf) de aguas reutilizables es de 61 hm³ año⁻¹. El resto de aguas residuales se vierten directamente a los cauces, siendo reutilizadas indirectamente para regadío, salvo en el caso de las depuradoras costeras que vierten directamente al mar. Estas depuradoras costeras suponen un recurso adicional de aproximadamente 15,2 hm³ año⁻¹, que con los adecuados tratamientos podría llegar a utilizarse.

El PHCS (1998) contemplaba en el balance hídrico unos recursos de agua reutilizada 100 hm³ año⁻¹, que esperaba aumentar a 118 hm³ año⁻¹ para un horizonte de 20 años. En el Programa AGUA (2004-2008, Fig. 3.3.4) se propuso ampliar la capacidad de reutilización directa mediante las EDAR del Mar Menor Sur, del Mar Menor Norte y la ampliación de Murcia, en una cantidad adicional de 35 hm³ anuales (Tabla 3.1). Por tanto, se puede considerar que la cantidad de agua reutilizada actualmente (≈ 150 hm³) es superior a la planteada en el PHCS (118 hm³) para un horizonte de 20 años.

Agua desalada

La desalación de agua se ha planteado en los últimos años como una alternativa para aumentar los recursos hídricos de la deficitaria cuenca del Segura. En el PHCS (1998) se cuantificaron en 40 hm³ (desaladoras de Alicante I y San Pedro del Pinatar I) los recursos disponibles de agua desalada, todos ellos destinados a uso urbano. Una de las principales actuaciones del Programa AGUA (2004-2008, Fig. 3.3.4) fue el incremento de recursos de agua desalada. El objetivo era incrementar los recursos de agua desalada

a $323 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$, de los cuales 217 hm^3 están destinados a regadío y 106 hm^3 a consumo urbano (Tabla 3.3.1).

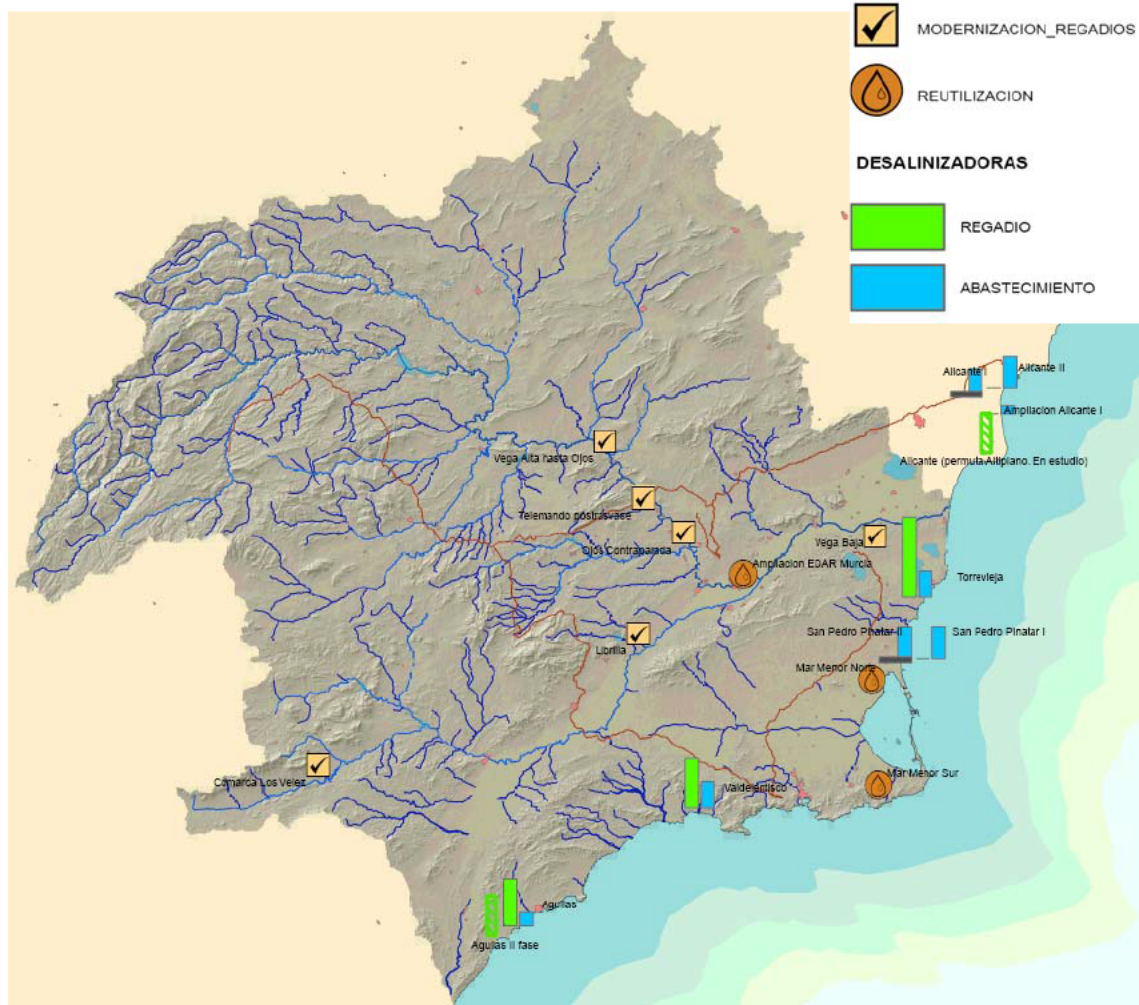


Figura 3.3.4. Actuaciones del programa AGUA en la cuenca del Segura para incremento de recursos hídricos. Fuente: Confederación Hidrográfica del Segura, Programa AGUA, 2006.

Tabla 3.31. Actuaciones del Programa AGUA en la cuenca del Segura para incremento de recursos hídricos (datos en hm³). Fuente: Confederación Hidrográfica del Segura, Programa AGUA, 2006.

ACTUACIONES PROGRAMA AGUA. INCREMENTO RECURSOS			
	REGADIO	M.C.T.	TOTAL
DESALINIZACION			
Valdelentisco	37	20	57
El Mojon	4	0	4
Guardamar	20	0	20
Aguilas	30	10	40
Torreveja	60	20	80
Ampliacion Alicante I	0	8	8
Aguilas II fase	20	0	20
Alicante II	0	24	24
San Pedro Pinatar II	0	24	24
Alicante (permuta Altiplano.En estudio)	40	0	40
Ampliacion Aguilas	6	0	6
TOTAL	217	106	323
REUTILIZACION			
Mar Menor Norte	10		10
Mar Menor Sur	10		10
Ampliacion EDAR Murcia	15		15
TOTAL	35		35

Demandas

Urbana e industrial

La distribución de la mayor parte del volumen de suministro urbano en la cuenca la lleva a cabo la Mancomunidad de Canales del Taibilla (MCT), Organismo Autónomo adscrito al Ministerio de Medio Ambiente. De acuerdo con los datos de la Memoria de la MCT del año 2005, la demanda de abastecimiento en el ámbito de la cuenca asciende a 244,6 hm³ año⁻¹. Esta cifra está creciendo por el aumento de población y de actividades consuntivas, normalmente del sector terciario, y por los municipios que se están adhiriendo a la Mancomunidad.

La demanda industrial conectada al sistema de abastecimiento urbano se contabiliza dentro del total. En el año 2004 la MCT sirvió un total de 47,2 hm³ para consumo industrial.

Las demandas que contemplaba el PHCS (1998) eran 23 hm³ de demanda industrial y 217 hm³ para uso urbano. En el horizonte a 10 años del PHCS se esperaba que la demanda urbana ascendiera a 255 hm³ y a 260 hm³ para el horizonte de 20 años.

Agricultura

Las demandas agrarias para regadío en la cuenca del Segura identificadas en el PHCS (1998) fueron de $1.661,6 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$, de los cuales $448,2 \text{ hm}^3$ están asignados a recursos no renovables (233 de bombeos no renovables y $215,2$ a *Déficit de Aplicación*). En el documento de Seguimiento y Revisión del PHCS (2001) y el Plan Hidrológico Nacional se revisaron estas demandas, manteniéndose las demandas del PHCS en ambos casos. Estas demandas de regadío siguen siendo vigentes hoy en día ya que no ha habido opción de ampliar las superficies de riego. La superficie regada en la cuenca según el informe de seguimiento del PHCS, asciende a 457.950 ha (269.029 ha netas), con un 5% de la superficie de riego fuera de la cuenca, siendo la dotación media por superficie regable neta en la Cuenca de $6.100 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$.

Medioambiental

En general, el río Segura posee unas buenas condiciones para el sostenimiento de la vida acuática en sus tramos de cabecera, e incluso en el curso medio. La situación se agrava a partir de la localidad de Ojós, y, sobre todo, a partir del azud de Contraparada. En este punto se produce una importante reducción de los caudales circulantes como consecuencia de la detracción para riegos, y comienzan a aportarse vertidos al río, procedentes de los asentamientos industriales y urbanos de las poblaciones ribereñas de las vegas media y baja. En consecuencia, después de realizados los estudios pertinentes por parte de la CHS, el PHCS estableció, con carácter general, un caudal mínimo a efectos medioambientales y sanitarios equivalente al 10% de la aportación media anual en régimen natural para el curso alto y afluentes del Segura con cauces permanentes. También estableció el sostenimiento de unos caudales mínimos de $3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, circulantes desde Ojós hasta Contraparada (Murcia), y de $4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ circulantes desde Contraparada hasta la Presa de San Antonio (Guardamar). Por otra parte existen unos requerimientos ambientales asociados a la conservación de los humedales evaluados por el PHCS en $60 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$, de los cuales $30 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$ se consideran consuntivos (20 de los cuales corresponden a los humedales protegidos).

Resumen de balance hídrico

La Fig. 3.3.5 resume el balance hídrico de la cuenca del Segura contemplado en el PHCS (1998). Las principales modificaciones a estas cifras presentadas en informes más actuales se resumen en la tabla 3.3.2. El total de recursos disponibles contabilizado en 1998 para el PHCS fue de 1.540 hm^3 . La actualización de datos con fuentes de

información y estudios más recientes revela que los recursos de la cuenca siguen siendo aproximadamente los mismos (1556,5 hm³). Es importante señalar que aunque el total sea similar, los orígenes de estos recursos se han modificado considerablemente, en especial, han aumentado notablemente los recursos de agua desalada y también la cantidad de agua reutilizada. Los recursos subterráneos disponibles se han reducido casi a la mitad y los datos de trasvases realizados muestran que la cantidad de agua trasvasa es muy inferior a la teórica esperada. En cuanto a las demandas, las cifras actuales no varían significativamente respecto al PHCS (1998). Por tanto, en la actualidad la CS mantiene el déficit estructural de 460 hm³ presentado en el PHCS (1998).

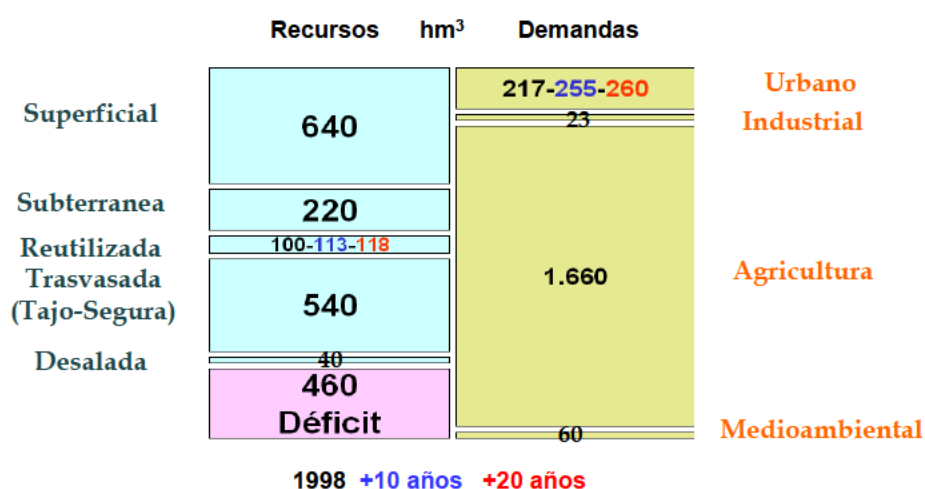


Figura 3.3.5. Balance hídrico de la cuenca del Segura. Fuente: Plan Hidrológico de cuenca del Segura (PHCS, 1998).

Tabla 3.3.2. Actualización de datos del balance hídrico de la cuenca del Segura del PHCS (1998) con datos de planes y estudios posteriores

RECURSOS (hm ³)			DEMANDAS (hm ³)		
Tipo	PHCS (1998)	Estudios posteriores al PHCS	Tipo	PHCS (1998)	Estudios posteriores al PHCS
Superficial	640	650 (PASAESCS, 2006)	Urbano	217	197 (MCT, 2004)
Trasvasada	540	312 (SCRATS, 1979-2009)	Industrial	23	47 (MCT, 2004)
Subterránea	220	121,5 (PASAESCS, 2006)	Medioambiental	60	60 (PASAESCS, 2006)
Reutilizada	100	150 (AGUA, 2004-2009)	Agricultura	1660	1660 (PASAESCS, 2006)
Desalada	40	323 (AGUA, 2004-2009)			
Total	1540	1556,5		1960	1964

3.3.3. Los embalses de regulación de riego

Los embalses de regulación son la construcción agraria más característica del sureste español. La cuenca del Segura se caracteriza por la gran cantidad de pequeñas balsas de riego, concentradas sobre todo en el este de la cuenca. Estos embalses son el componente de los sistemas de distribución de agua que permiten amortiguar el desfase temporal que se produce entre la disponibilidad de los recursos y la demanda. Este desfase temporal se da frecuentemente en las explotaciones agrícolas del sureste español, en las que además existe una gran incertidumbre sobre las cantidades de agua disponible para riego, al depender esta en gran parte de trasvases de otras cuencas.

La escala temporal de la regulación necesaria depende de los fines perseguidos, variando desde un año para regulación de cauces naturales, hasta unas pocas horas, cuando se pretende regular a lo largo del día el agua captada mediante pozos que sólo trabajan en horas de tarifa eléctrica reducida. Para llevar a cabo una adecuada gestión hidráulica es preciso realizar correctamente la regulación de recursos hídricos con depósitos de dimensiones adecuadas a tal fin. La regulación de grandes cuencas hidrográficas, de carácter interanual, está asociada a la construcción de grandes presas (de decenas a cientos de hm^3). La regulación de zonas regables importantes, de carácter estacional, está relacionada con embalses de cierta entidad (hasta varios hm^3). Finalmente, para la regulación a nivel de sector de riego o parcela, de carácter diario o semanal, será suficiente con embalses de tamaño más pequeño (miles de m^3).

Para pequeños volúmenes de agua almacenada para el suministro de explotaciones agrícolas, se construyen embalses pequeños de poca profundidad, con taludes en tierra e impermeabilizados mediante geomembranas, popularmente conocidos como balsas de riego. Estas ofrecen notables ventajas frente a otras soluciones como las obras de hormigón, de fábrica o de mampostería. Las principales ventajas son su bajo coste, rápida construcción y sencillez de trámites administrativos. Las balsas de riego se encuentran al alcance técnico y económico de pequeños propietarios o pequeños grupos de agricultores y pequeñas y medianas empresas agrarias, por lo que su uso se ha extendido amplia y rápidamente durante los últimos años en el sureste español. La Fig. 3.3.6 es un pequeño recorte de la fotografía aérea de la cuenca del Segura del vuelo SIGPAC 2003, que representa la estampa típica de las zonas de riego del sureste español, donde abundan las balsas de riego (puede observarse como cada pequeña explotación tiene su propio embalse).



Figura 3.3.6. Recorte de la fotografía aérea del vuelo SIGPAC 2003. Estampa característica de zonas de regadío de la cuenca del Segura con abundantes balsas de riego.

Puede realizarse una clasificación de las balsas atendiendo al tipo de regulación realizada y también pueden señalarse otros usos adicionales:

- Regulación estacional. El agua se almacena cuando los recursos hídricos superan a la demanda de la zona de cultivo, para poder ser utilizada cuando ocurre lo contrario. La capacidad del embalse debe ser suficiente para asegurar que se cubren las necesidades hídricas de los cultivos de la zona regable durante el periodo crítico.
- Regulación funcional. Se utilizan para el ajuste temporal entre demandas de cultivos y distribución de recursos. Las comunidades de regantes que reciben esporádicamente grandes cantidades de agua que deben distribuir de forma continuada, necesitan disponer de embalses para almacenar los recursos, por ejemplo cuando se conceden trasvases de otras cuencas. En comunidades con sistemas de distribución de recursos por turnos, los regantes a su vez deben de

disponer también de un embalse funcional que les permita almacenar su dotación de riego, para regular su consumo hasta el próximo turno de riego.

- Reserva de seguridad. Existen balsas cuyo fin es garantizar la supervivencia del cultivo ante cualquier fallo en las instalaciones de suministro de agua o ante de periodos de escasez no previstos. Es un caso frecuente en cultivos asociados a inversiones importantes como los cultivos leñosos. También es común en caso de que el suministro dependa de captaciones subterráneas, para tener cubierta la demanda en caso de averías en los sistemas de bombeo.
- Dominio de cota. Los embalses se sitúan en zonas elevadas respecto de las tierras a regar, para disponer de presión en la red de riego sin necesidad de contar con estaciones de bombeo para inyección directa a red.
- Oxigenación y decantación. El agua de riego, en función de su origen, puede contener químicos que en presencia de oxígeno precipiten en forma de sales, como es el caso de los iones de hierro, azufre, manganeso o sílice, cuya concentración puede disminuir de 1 a 5 ppm hasta 0,1 ppm tras su almacenamiento temporal en balsas. En el caso de aguas procedentes de depuración, también se pueden conseguir disminuciones adicionales en el contenido de bacterias. Para aguas de ríos y arroyos, el periodo de almacenamiento sirve para la decantación de sólidos en suspensión.
- Mezcla. En muchas ocasiones los agricultores tienen acceso a distintas fuentes de abastecimiento con diferentes calidades de agua. Los embalses pueden ser utilizados para mezclar aguas de diferente calidad con el fin de incrementar la disponibilidad de recursos. Por ejemplo, es común la mezcla de aguas de alta calidad procedentes de trasvases con agua salinas de pozos.

Por último, cabe señalar cuales son los problemas o deficiencias de las balsas que afectan a su eficiencia de almacenamiento de agua. En las balsas de regulación pueden ocasionarse grandes pérdidas de agua por dos motivos: (i) filtraciones a través de la plataforma y los taludes del vaso y (ii) evaporación. El problema de la impermeabilización del vaso en los embalses de riego ha sido ampliamente estudiado; el uso de materiales naturales (arcillas) o geomembranas sintéticas (policloruros, polietilenos,...) permite garantizar la impermeabilidad del embalse. Por el contrario, apenas existen estudios sobre las posibles técnicas para minimizar las pérdidas por evaporación y los niveles de eficiencia que se pueden alcanzar.

La importancia de las pérdidas por evaporación depende de las características del embalse y de su funcionamiento. Para el caso de balsas de riego impermeabilizadas, caracterizadas por su escasa profundidad y su función de reserva, estas pérdidas pueden llegar a suponer un porcentaje importante sobre el volumen que regulan y hacer que la eficiencia de distribución sea muy baja. Por esta circunstancia, a pesar de los importantes esfuerzos técnicos y económicos que se están realizando para mejorar la eficiencia de aplicación del agua en parcela, las eficiencias globales del sistema siguen siendo mejorables. Por tanto, es de especial interés en la cuenca del Segura, con un marcado déficit hídrico y numerosas balsas de riego, el estudio de la magnitud de pérdidas por evaporación, así como alternativas para minimizar estas pérdidas de agua.

3.3.4. Pérdidas de agua por evaporación

La cuenca del Segura tiene una importante actividad agrícola, que conlleva una alta demanda de recursos hídricos actualmente no disponibles, por lo que se presenta un marcado déficit hídrico (Fig. 3.3.5). Las deficiencias, variación estacional e incertidumbre de suministro de agua, así como la extendida distribución de recursos por turnos, han conllevado la construcción masiva de balsas de riego. Considerando las características climáticas de la cuenca, cabe esperar que las pérdidas por evaporación sean de notable importancia. Para poder cuantificar la magnitud de las pérdidas es preciso disponer de las dimensiones (superficie y profundidad) de todos los embalses de riego de la cuenca, así como su localización exacta, ya que la demanda evaporativa varía entre las diferentes zonas de la cuenca, atendiendo a la variación climática anteriormente presentada (Fig. 3.3.2).

Previamente a la presente tesis, no se disponía de ningún trabajo que definiera los embalses agrícolas de la cuenca del Segura, ni que estimara con cierta precisión las pérdidas por evaporación que se producen en los mismos. Por tanto, uno de los objetivos de la tesis ha sido la caracterización de las dimensiones y la localización exacta de todas las balsas de riego existentes en la cuenca, así como el estudio de la demanda evaporativa de la cuenca, con el fin de poder cuantificar y valorar las pérdidas por evaporación en los embalses agrícolas. Los resultados de este estudio se encuentran en la publicación número 1 de la tesis.

A continuación se resume la escasa información previa disponible sobre la evaporación en embalses de riego en España y, en particular, en la cuenca del Segura. El primer mapa nacional de evaporación en masas de agua fue elaborado por Villalba

(1927) y se basó en los datos anuales medios del periodo 1914-1923, registrados en la red nacional de estaciones meteorológicas, donde se contaba con registros de evaporímetros Piché instalados en garita meteorológica para cerca de 50 estaciones. El primer mapa de evapotranspiración significativo a escala nacional es la publicación del Ministerio de Agricultura “Evapotranspiraciones potenciales y balance de Agua en España” (Elías y Giménez, 1965), donde se recogen mapas nacionales de evapotranspiración potencial media anual, estimados mediante la aplicación de los métodos de Penman, Thornthwaite y Turc en las estaciones meteorológicas completas de la AEMET (Agencia Estatal de Meteorología).

Más recientemente, el “Libro blanco del agua” (MIMAM, 2000) recoge un mapa nacional de evapotranspiración potencial estimada mediante la aplicación del método de Penman-Monteith con las medias mensuales de radiación solar, temperatura y humedad relativa del aire y velocidad del viento registradas en las estaciones meteorológicas completas de la AEMET durante el periodo 1940-1995. Debido al limitado número de estaciones con estos registros, fue necesario apoyarse en otro mapa estimado mediante el método de Thornthwaite (sólo requiere datos de temperatura y latitud, método poco preciso) para la definición final de las isolíneas de evapotranspiración. Témez (2007) propone aplicar los valores anuales de evapotranspiración potencial recogidos en este mapa directamente al cálculo de la evaporación en grandes embalses.

El PHCS (1998) también recoge un mapa de evapotranspiración potencial anual calculado mediante la fórmula de Thornthwaite (Fig. 3.3.7). La comparación de los distintos mapas mencionados pone de manifiesto notables diferencias entre los valores propuestos por cada autor. Las mismas se justifican por las diferencias entre los conceptos de evaporación o evapotranspiración que representan, así como por la heterogeneidad de los métodos y datos empleados. Por tanto, se dispone tan sólo de cifras aproximadas de evaporación potencial, no adecuadas para una cuantificación con cierta precisión de la evaporación en láminas de agua libre en la cuenca del Segura. No existen registros de medidas de evaporación realizadas directamente en embalses de riego que pudieran servir de referencia para un estudio detallado de evaporación.

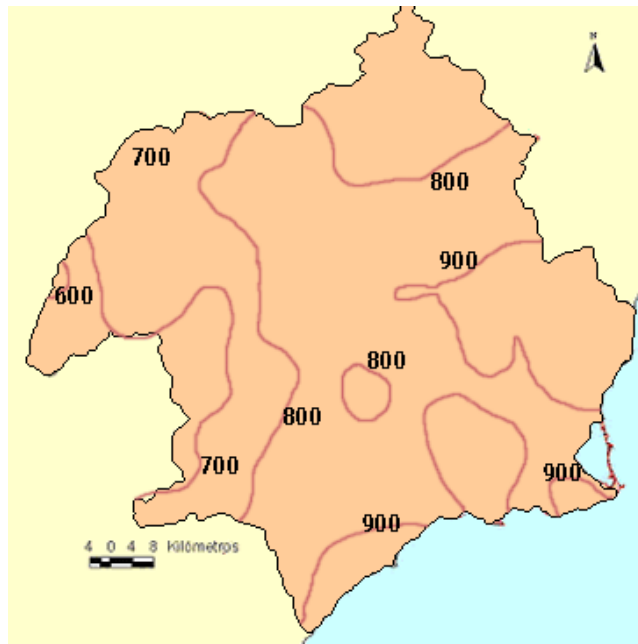


Figura 3.3.7. Mapa de evapotranspiración potencial en la cuenca del Segura (Thornthwaite).

Fuente: PHCS (1998).

Tampoco se encuentran disponibles estudios detallados sobre la caracterización de embalses agrícolas en la cuenca del Segura y el problema de la evaporación en los mismos no ha sido debidamente cuantificado. El único estudio destacable sobre evaporación en embalses agrícolas en el sur de España es el trabajo de Bengoechea *et al.* (1991), en el Campo de Dalías (Almería), en el que estudiaron como se distribuyen las pérdidas totales en sistemas de riego, considerando entre ellas la evaporación en embalses. La evaporación en balsas suponía un 17% del total de pérdidas, siendo el resto de las pérdidas un 1,5% de evaporación en la red de riego, un 45,6% de filtraciones en la red de riego (acequias y canales) y un 38,5 de pérdidas en campo (manejo, filtración profunda, etc.).

A escala internacional, el fenómeno de evaporación y metodologías para su estimación han sido estudiados por diversos autores. Pueden encontrarse interesantes publicaciones sobre evaporación grandes lagos en diferentes lugares del mundo, como para el lago Titicaca en Sudamérica (Delclaux *et al.*, 2007), el lago Vegoritis en Grecia (Gianniou *et al.*, 2007), el lago Ikeda en Japón (Monii y Ito, 2008) o el lago Sparkling en EEUU (Lenters *et al.*, 2005). Sin embargo, los estudios de pequeños cuerpos de agua, como las balsas de riego, son escasos y normalmente basados en pocos datos de baja calidad (Rosenberry *et al.*, 2007), pese a que a escala mundial, se estima que los

pequeños embalses (riego, acuicultura, agua potable, jardines etc.) comprenden una superficie total agregada de 77.000 km² (Downing *et al.*, 2006).

3.4. Prevención de la evaporación

3.4.1. Alternativas para la mitigación de la evaporación

En las últimas décadas, diferentes opciones para prevenir las pérdidas por evaporación en embalses han sido propuestas por varios autores. Una de las primeras propuestas fue el uso de productos químicos con el fin de crear una capa que reduzca la evaporación de superficies de agua (Frenkiel *et al.*, 1965). Brown (1988) clasificó en cuatro grupos las posibles técnicas de reducción de evaporación:

- Métodos físicos. Se trata de alterar las propiedades físicas del agua, como el cambio del color para modificar el albedo (Cooley, 1983) o la desestratificación artificial del agua (Koberg y Ford, 1965).
- Métodos operacionales. Hacen referencia a la gestión y manejo de embalses. Cuando se dispone de varios pequeños embalses, buenas prácticas orientadas a la reducción de la evaporación son el consumo preferente del agua de aquellos que tengan mayor temperatura, o evitar tener varios embalses a baja capacidad, concentrando los recursos en sólo uno para minimizar la superficie expuesta a evaporación.
- Métodos químicos. Determinadas capas químicas sobre la superficie del agua limitan el fenómeno de evaporación. Los *monolayers* son químicos que se extienden espontáneamente sobre la superficie del agua creando una cobertura que reduce la evaporación (10 - 40% de reducción, Craig *et al.*, 2005). Son una solución económica y adaptable a embalses de grandes dimensiones, pero presentan varios inconvenientes que reducen su eficiencia, como el arrastre por el viento o la rápida biodegradación de la cobertura química (Barnes, 2008).
- Métodos estructurales. Incluyen todas las estructuras físicas de cobertura de embalses. Entre ellas están las coberturas o módulos flotantes (Daigo y Phaovattana, 1999) y las coberturas de sombreado (Martínez-Alvarez *et al.*, 2006), que minimizan los intercambios de masa y energía entre la superficie de agua y el aire alrededor, consiguiendo reducir la evaporación más de un 80% (Craig *et al.*, 2005). También se incluyen en este grupo los cortavientos que protegen la superficie del agua de la acción del viento (Hipse y Sivapalan, 2003).

Entre todas estas alternativas, una de las más prometedoras y adaptable a pequeños embalses de riego es el uso de coberturas de sombreado. Esta técnica se describe detalladamente en el siguiente apartado.

3.4.2. Coberturas de sombreado suspendidas

Las coberturas de sombreado suspendidas constan de materiales ligeros y porosos, generalmente rafias de polietileno, suspendidos sobre la superficie de agua mediante estructuras reticulares de cables. Los cables son de material sintético (poliéster o poliamida) o de acero galvanizado. Hay diferentes disposiciones para la sustentación de la cobertura, así como varias opciones de anclaje. Las dos disposiciones más habituales son:

- Disposición 1 (Fig. 3.4.1.a). La estructura consta de una retícula doble de cable, donde se introduce una doble capa de malla de sombreado. Los cables se atan a un tubo perimetral de acero soportado por perfiles que se empotran en una viga perimetral solidaria con la vía de coronación. La estructura tiene una capa inferior formada por una retícula cuadrangular de cables, y una capa superior de retícula igual a la inferior y coincidente con ella, de modo que ambas retículas que conforman la estructura resistente se unen entre sí mediante grapas alternas.
- Disposición 2 (Fig. 3.4.1.b). Consiste en una retícula de cables de sustentación formada por tres niveles, un primer nivel por debajo de la malla de sombreado, otro segundo nivel colocado por el medio de dicha malla y un tercer nivel de cables situado por encima de la malla. Los cables se atan a un tubo perimetral de acero soportado por perfiles que se empotran en una viga perimetral solidaria con la vía de coronación. La primera red es de soporte y sustentación, sirviendo de apoyo a la malla de sombreado, los cables colocados por el interior de la malla de sombreado también sirven de sustentación y la red superior por encima de la malla protege contra la succión del viento.

En cuanto al anclaje se plantean las siguientes opciones:

- Anclaje por tubo perimetral y pozos de cimentación (Fig. 3.4.2.a).
- Anclaje por tubo perimetral en coronación de muro de hormigón (Fig. 3.4.2.b).
- Apoyo en tubo perimetral compensado con muertos de anclaje (Fig. 3.4.2.c).

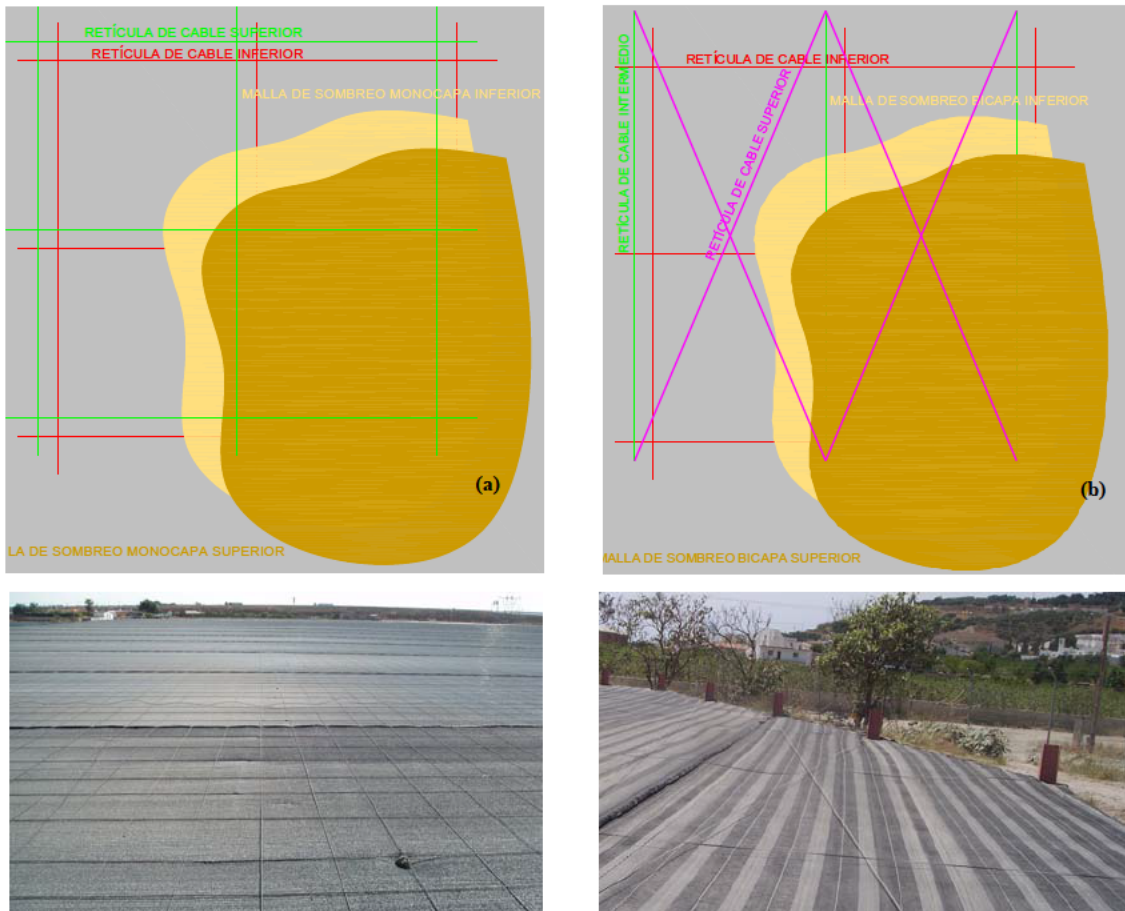


Figura 3.4.1. Tipos de coberturas suspendidas: (a) de reticula doble; (b) de tres niveles de cableado.



Figura 3.4.2. Tipos de anclaje con tubo perimetral para coberturas suspendidas: (a) con pozos de cimentación; (b) con muro de hormigón; (c) con muertos de anclaje.

Con el fin de determinar que material de sombreado era más eficiente en la reducción de la evaporación, bajo las condiciones de clima semiárido del sureste español, Martínez-Alvarez *et al.* (2006) realizaron un ensayo experimental con

diferentes materiales porosos a escala de tanque Clase A. Los textiles evaluados fueron: polietileno blanco de simple (WPE) y doble capa (2WPE), polietileno negro de simple (BPE) y doble capa (2BWPE), polietileno negro de una capa (GPE), polietileno azul de una capa (BLPE) y textil de polietileno aluminizado (ALU). El factor de reducción (f_R) conseguido por cada material se muestra en la Tabla 3.4.1. El material más eficiente fue el polietileno negro de doble capa ($f_R = 83,5\%$). Este material fue seleccionado para la cobertura del embalse experimental empleado en esta tesis.

La instalación de coberturas de sombreado en embalses se plantea como una prometedora solución a las pérdidas por evaporación. Craig *et al.* (2005) observaron reducciones de la evaporación de hasta un 87% en los meses de verano en Queensland, Australia, donde la demanda evaporativa potencial es muy elevada (2.200 mm año⁻¹).

Tabla 3.4.1. Eficiencia de reducción de la evaporación de varios materiales de sombreado. Fuente: Martínez-Alvarez *et al.* (2006).

Table 4 – Average evaporation reduction factor, f_R, induced by different types of meshes shading the pan		
Shading material	f_R (%)	S.D. (%)
WPE	54.7	±1.7
2WPE	68.5	±2.5
BPE	75.1	±5.8
2BPE	83.5	±2.3
GPE	76.2	±7.3
BLPE	77.6	±2.2
ALU	51.5	±1.7
S.D.: standard deviation.		

4. Publicaciones que constituyen la tesis

4.1. Publicación 1

4.1.1. Resumen de la publicación

Título

Regional assessment of evaporation from agricultural irrigation reservoirs in a semiarid climate

Introducción y objetivos

En el actual contexto de escasez de recursos hídricos, resulta de gran importancia maximizar la eficiencia del uso del agua, especialmente en la gestión del agua para uso agrícola, ya que su uso representa el 75% del consumo total de agua a escala mundial.

En las regiones áridas y semiáridas la evaporación en embalses puede suponer pérdidas de agua significativas. Existen diversos estudios que señalan la importancia de estas pérdidas. Gökbülak y Özhan (2006) estimaron que la cantidad de agua evaporada en lagos y embalses de Turquía es superior al total de agua destinada para uso doméstico e industrial, representando más de un quinto del agua destinada al riego. Gupta *et al.* (2002) señalaron que la evaporación en el embalse *Elephant Butte*, en la cuenca del Río Grande (EEUU) representa el 15-25% de su dotación anual de agua, cantidad que podría satisfacer las necesidades hídricas de Albuquerque durante de 2 a 4 años. En Australia, Craig *et al.* (2005) realizaron un amplio estudio en el que se puso de manifiesto que hasta un 50% del agua almacenada en embalses agrícolas se perdía por evaporación. Mugabe *et al.* (2003) y Ngigi *et al.* (2005) también identificaron grandes pérdidas por evaporación en los países africanos Zimbabwe y Kenya.

En el sureste español, el sistema de distribución de agua de riego por turnos, así como la incertidumbre sobre disponibilidad de recursos hídricos, ha conllevado la construcción masiva de pequeños embalses de riego. Las balsas de riego en la cuenca son numerosas y se caracterizan por una elevada relación área/profundidad, siendo susceptibles de experimentar grandes pérdidas por evaporación. La práctica totalidad de estas balsas de riego se encuentra impermeabilizada por lo que las pérdidas de agua por infiltración no representan un problema en esta región.

La problemática de pérdidas de agua por evaporación en balsas de riego de la Cuenca del Segura (sureste español) no ha sido estudiada en profundidad, ni se dispone de datos que permitan analizar la importancia de este problema en la cuenca. Por tanto, se ha considerado de gran interés, abordar un estudio detallado en que se caractericen

las dimensiones y distribución de las balsas de riego así como la demanda evaporativa de la cuenca con el fin de poder estimar la magnitud de las pérdidas regionales por evaporación.

Los objetivos del presente estudio son los siguientes:

- (i) Identificar el número, distribución y características de las balsas de la cuenca del Segura.
- (ii) Evaluar espacial y temporalmente la magnitud de las pérdidas por evaporación en balsas de la cuenca del Segura.
- (iii) Analizar la importancia de las pérdidas por evaporación en el balance hídrico regional.

Metodología

Dimensiones y distribución de embalses

Para determinar el número, área y distribución de las balsas de riego de la cuenca del Segura, se utilizó como información de partida la imagen aérea del vuelo SIGPAC (Sistema de Información Geográfica de Parcelas Agrícolas) del año 2003 (<http://sigpac.mapa.es/fega/visor>). Mediante la fotointerpretación de la imagen con el Sistema de Información Geográfica (SIG) ArcGIS 9.2, se digitalizaron los perímetros internos de la cada balsa, y se elaboró un mapa que recoge la información sobre el área y la distribución de todas las balsas de la cuenca. La profundidad de las balsas no pudo determinarse a partir de la fotografía aérea, pero se disponía de datos de profundidad de 100 balsas representativas de la cuenca, lo que permitió obtener un dato medio orientativo de la profundidad media de las mismas (6 m).

En los cálculos de evaporación se consideraron dos valores de superficie de agua (superficie evaporante) en las balsas. Por un lado se realizaron los cálculos con los valores de área evaporante máxima (S_{max}), es decir cuando el embalse esta máxima capacidad, y por otro se consideró el área correspondiente a la situación en que la balsa esta a 2/3 de su capacidad. Habitualmente, el nivel de las balsas suele estar siempre por encima de 1/3 de su capacidad y se consideró que un valor medio anual de 2/3 de capacidad sería representativo de las condiciones reales. Para determinar el área a 2/3 de capacidad ($S_{2/3}$) se utilizaron los valores de las pendientes características de los taludes internos de las balsas, que son 1/1 para las pequeñas balsas (0,1-0,3 ha) y 2/1 para las de tamaño mediano (1-3 ha).

Datos meteorológicos y de evaporación en tanque Clase A

Los datos meteorológicos fueron facilitados por 38 estaciones agro-meteorológicas del SIAM (Servicio de Información Agraria de Murcia, <http://siam.imida.es>) y 36 del SIAR (Sistema de Información Agroclimática para el Regadío, <http://www.mapa.es/siar>). La Fig. 1 (nota: las figuras hacen referencia a la publicación) muestra la distribución espacial de las estaciones. Los datos meteorológicos descargados de estas estaciones (medidos a 2 m de altura) fueron: temperatura del aire (T_a), humedad relativa (RH), velocidad (U) y dirección del viento, radiación solar (R_s) y precipitación. Se adquirieron datos medios diarios de las variables para el periodo 2000-2006. La información detallada sobre los sensores de estas estaciones puede encontrarse en las páginas Web del SIAM y el SIAR.

Los datos de evaporación en tanque Clase A (E_p) se calcularon a partir de las variables T_a , RH , U y R_s , mediante la metodología propuesta por Molina-Martínez *et al.* (2006) para tanques Clase A con aislamiento térmico, modificada con la metodología propuesta por Linacre (1994) para considerar las pérdidas de calor por las paredes del tanque. Además, se disponía de datos de evaporación en tanque en 6 estaciones (periodo 2001-2004), que se utilizaron para verificar que las estimaciones de E_p coincidían con las medidas.

Estimación de la evaporación mensual y anual de embalses

Para calcular la tasa de evaporación de las balsas es necesario disponer de la evaporación en tanque y el coeficiente de tanque, K_p , que permite convertir los datos de E_p a valores de evaporación en balsa ($E = K_p E_p$).

Los valores anuales de K_p se calcularon a partir de las características geométricas de las balsas y del clima de la zona aplicando la metodología propuesta por Martínez-Alvarez *et al.* (2007):

$$K_p = f_1(S) f_2(VPD) \quad (2.1.1)$$

donde $f_1(S)$ es una función dependiente del área de la balsa y $f_2(VPD)$ depende del déficit de presión de vapor.

Para el cálculo de la evaporación anual se dieron los siguientes pasos:

- i) Determinación del área de cada balsa, S_i ($= S_{max}$ o $S_{2/3}$), representada en la cobertura de polígonos obtenida por digitalización de la imagen aérea.
- ii) Creación de dos coberturas raster que representan la distribución espacial de los valores de VPD y E_p en la cuenca. Estas coberturas se determinan a partir

de los datos puntuales de las estaciones mediante la técnica de interpolación espacial del inverso al cuadrado de la distancia.

- iii) Mediante la superposición de las coberturas de E_p , VPD y de embalses, se calculan los valores de E_{pi} y VPD_i correspondientes a cada embalse.
- iv) El valor de K_p para cada embalse, K_{pi} , se obtiene a partir de S_i ($= S_{max}$ o $S_{2/3}$) y de VPD_i .
- v) Se calcula la evaporación en cada balsa, $E_i = S_i K_{pi} E_{pi}$
- vi) Una vez se conoce la evaporación en cada una de las balsas, se agregan los valores de E_i para determinar la evaporación total de la cuenca y de cada zona hidrológica.

Además de la evaporación anual, se calcularon los valores mensuales con el fin de analizar la evolución estacional e identificar la época del año en que son mayores las pérdidas potenciales de agua por evaporación. Para calcular la evaporación mensual se procedió de modo similar, pero en este caso fue necesario el cálculo de los valores mensuales del coeficiente de tanque, K_{pm} . Para ello se aplica la metodología propuesta por Martínez-Alvarez *et al.* (2007). Siguiendo los mismos pasos que para el cálculo de evaporación anual, se calculan los valores de evaporación mensual, $E_{mi} = K_{pm} E_{pm,i} S_i$. Se comprobó que la suma de los todos valores mensuales de evaporación coincidía con la evaporación anual anteriormente calculada.

Resultados

Caracterización de embalses de la cuenca del Segura

Se identificaron 14.145 embalses, cuya área total es de 4.901 ha (considerando S_{max}), equivalente al 0,26% del total de la superficie de la cuenca y al 1,81% de la superficie total de regadío en la cuenca. La distribución espacial de los embalses en la cuenca se presenta en la Fig. 3, en la que se observa una importante concentración de balsas en el sureste de la cuenca junto a la costa mediterránea, que corresponde a una zona de agricultura intensiva.

En cuanto al tamaño de los embalses cabe señalar que el tamaño más frecuente (más del 75%) oscila entre 0,05 y 0,5 ha. Los embalses con una superficie menor a 0,1 ha corresponden a balsas de uso individual de cada explotación, mientras que aquellos de mas de 0,5 ha (0,5 a 5 ha) suelen ser embalses colectivos (Comunidades de Regantes y Confederación Hidrográfica) que distribuyen agua a las pequeñas balsas de las explotaciones.

Distribución espacio-temporal de la evaporación anual y mensual

En la Fig. 4 se muestra la distribución espacial de la evaporación potencial mensual, E_{pm} (mm mes^{-1}) y anual, E_p (mm año^{-1}). La E_p osciló entre 1.600 y 1.900 mm año^{-1} , con un gradiente positivo del noreste al suroeste, localizándose los valores más bajos en el este de la cuenca, correspondiendo con la desembocadura del río Segura. La E_{pm} presentó una marcada variación temporal y espacial oscilando entre 50 y 290 mm mes^{-1} . La variación espacial de la evaporación está relacionada con la variabilidad climática en la cuenca, ya que la zona costera está caracterizada por un clima Mediterráneo, mientras que en la zona noroeste del interior predomina el clima continental. Los máximos valores mensuales de E_{pm} en otoño e invierno se observan en la zona central de la cuenca, mientras en verano se observan en la zona occidental más alejada de la costa, alcanzándose valores de E_{pm} de 290 mm mes^{-1} .

Cuantificación e importancia de las pérdidas de agua por evaporación

El volumen total calculado de agua evaporada en las balsas de la cuenca es de 68,8 hm^3 cuando se considera la superficie máxima (S_{max}), y de 58,5 hm^3 para $S_{2/3}$. Esta última cifra equivale a una lámina anual evaporada de 1,4 m. La Fig. 8 presenta la evaporación total correspondiente a cada zona hidrológica. Puede observarse como las zonas *Mar Menor* y *Sur de Alicante* (llanura costera oriental) presentan los mayores volúmenes de pérdidas de agua, 15,43 $\text{hm}^3 \text{año}^{-1}$ y 9,5 $\text{hm}^3 \text{año}^{-1}$, respectivamente. En estas zonas se encuentra la mayor concentración de embalses debido a la abundancia de explotaciones agrícolas intensivas de productos de alto valor añadido (frutas y hortalizas de alta calidad). El reparto mensual de las pérdidas de agua se muestra en la Fig. 10, en la que se observa como las principales pérdidas por evaporación tienen lugar en los meses cálidos (Mayo-Septiembre).

Para el análisis de la importancia de estas pérdidas de agua, se comparan los volúmenes de agua evaporados (para $S_{2/3}$, cifra más realista) con los demás consumos de la cuenca. La cuenca del Segura se caracteriza por un acusado déficit hídrico estructural de 460 hm^3 ; recursos y demandas de la cuenca se resumen en la Fig. 11. Hay que destacar que los recursos procedentes de trasvases presentan una gran variación interanual, debido a los periodos prolongados de sequía en España. En los periodos hidrológicos 2005-2006 y 2006-2007 sólo se recibieron 38 y 31 hm^3 , respectivamente, de los esperados 540 hm^3 , por lo que el déficit estos años alcanza los 1000 hm^3 . Si comparamos los 58,5 hm^3 evaporados con las demás demandas de la cuenca

observamos que esta cifra es casi el triple del consumo industrial (23 hm^3), es equivalente a la demanda ambiental (60 hm^3), supone un 8,3 % del consumo de agua para regadío (700 hm^3) y representa el 27 % del consumo urbano, siendo la población de la cuenca cercana a dos millones de habitantes. Estas cifras ponen de manifiesto la gran importancia de la magnitud de estas pérdidas de agua y la necesidad de estudiar posibles soluciones para prevenir la evaporación en embalses.

Conclusiones y recomendaciones

El presente estudio cuantifica y describe las características de los embalses de riego y sus pérdidas por evaporación en la cuenca del Segura. Además propone una metodología para estimar las pérdidas por evaporación que es aplicable a diferentes contextos. La evaporación total de los más de 14.000 embalses identificados en la cuenca del Segura supone una pérdida anual de $58,5 \text{ hm}^3$, que equivale al 8,3 % del consumo de agua para regadío y representa el 27 % del consumo urbano en la cuenca. Estas cifras ponen de manifiesto la necesidad de estudiar posibles soluciones para prevenir estas pérdidas, en una cuenca que presenta un marcado déficit hídrico. Las cifras de evaporación varían significativamente a escala temporal y espacial. Los mayores volúmenes de evaporación se dan en el sureste de la cuenca donde se concentra un gran número de embalses debido a la alta densidad de cultivos intensivos en la zona. Cabe señalar que más del 50% de la evaporación se produce en los meses estivales al ser un periodo seco y con alta demanda evaporativa de la atmósfera.

La construcción masiva de embalses en esta cuenca es consecuencia del sistema de organización por turnos, predominante en la distribución de agua de riego, y de la gran incertidumbre relativa a la disponibilidad temporal de recursos hídricos. La mayoría de las explotaciones operan con riego, por lo que los agricultores necesitan disponer de embalses reguladores para almacenar el agua suministrada durante su turno de riego y posteriormente poder realizar los riegos programados. Además, la alta incertidumbre en la disponibilidad de recursos, sujeta a condiciones climáticas y decisiones políticas, conlleva la necesidad de almacenar el agua a medio plazo en previsión de épocas sin provisión de agua para riego. Para prevenir las pérdidas por evaporación debería controlarse la construcción masiva de embalses y evolucionar hacia un sistema de distribución del agua de riego a la demanda, que permitiera al agricultor disponer de agua con la presión adecuada en el momento del riego. Para nuevos proyectos resulta recomendable la construcción de uno o dos embalses colectivos (en

cabecera y cola del sistema de distribución) que suministren a la demanda a los regantes. Otra posible mejora de manejo, dada la abundancia de embalses ya construidos, podría ser el evitar el almacenamiento de agua en los meses de alta demanda evaporativa (verano), pero esta medida podría afectar negativamente en la productividad de cultivos en determinadas explotaciones, o no ser viable en caso de cultivos leñosos, que deben ser regados todo el año. Dada la situación actual de la cuenca es de gran interés el estudio de técnicas de prevención de la evaporación, como coberturas físicas flotantes o suspendidas, productos químicos o cortavientos.

4.1.2. Copia de la publicación

AGRICULTURAL WATER MANAGEMENT 95 (2008) 1056–1066

available at www.sciencedirect.comjournal homepage: www.elsevier.com/locate/agwat

Regional assessment of evaporation from agricultural irrigation reservoirs in a semiarid climate

V. Martínez Alvarez*, M.M. González-Real, A. Baille, J.F. Maestre Valero,
B. Gallego Elvira

Universidad Politécnica de Cartagena, Escuela Técnica Superior de Ingeniería Agronómica, Paseo Alfonso XIII 48, 30203 Cartagena, Spain

ARTICLE INFO

Article history:

Received 6 November 2007

Accepted 3 April 2008

Published on line 2 June 2008

Keywords:

Storage efficiency

Class-A pan

Pan coefficient

Water loss

Water management

ABSTRACT

The aim of this study was to assess the magnitude of evaporation loss from the agricultural water reservoirs (AWRs) for irrigation at a regional scale and to analyze its impact on water storage efficiency. To this end, we identified the extant AWRs for irrigation in the Segura River Basin (SRB) in southeastern Spain, and calculated the water loss from each AWR per month and year. In order to accomplish this, we determined the monthly and yearly values of the pan coefficient, K_p , taking into account the geometric dimensions (area and depth) of the AWRs and local climate conditions through a function of air vapour pressure deficit (VPD). AWR areas were identified by interpreting aerial images, while climate conditions were assessed using daily meteorological data obtained from 74 automated agro-meteorological stations located in irrigated areas. Regional evaporation losses were estimated using aggregation GIS techniques. A total of 14,145 AWRs covering 4901 ha were identified, which represents 0.26 and 1.81% of the total area of SRB and the irrigated land, respectively. Results indicated that annual water loss at a basin scale reaches $58.5 \times 10^6 \text{ m}^3$, which corresponds to 1.404 m of water depth over the flooded area and to 8.3% of irrigation water use in the basin. This quantity is higher than the industrial demand and similar to the environmental demand, and is equivalent to 27% of the domestic water use in a region with approximately two million inhabitants. The method used, based on annual K_p , appears the most straightforward to assess regional evaporative losses from AWRs, and can be extended to other regions and climates, provided that the VPD-dependent function that gives the pan coefficient is available.

© 2008 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Current global population growth, industrial development, sustained increase of living standards and the trend towards irrigated agriculture have produced a strong competition for water resources. In arid and semiarid climates, this causes water shortages that mainly affect agricultural users (Gleick, 1993) and the predicted global climate change may worsen this situation in the future (Bouwer, 2000). There is an urgent need to improve water management by developing new water-

saving technologies, especially in agriculture (Pereira et al., 2002; Ortega et al., 2005).

In arid and semiarid regions, evaporation loss from agricultural water reservoirs (AWRs) for irrigation can be potentially large. It is crucially important to accurately estimate evaporation from AWRs in order to optimize the design, survey and management of water resources, at both farm and regional or catchment scales (Morton, 1994; Stanhill, 2002). Gökbülak and Özhan (2006) estimated that annual evaporation from lakes and dams in Turkey is greater than the

* Corresponding author. Tel.: +34 968 32 54 73; fax: +34 968 32 54 33.

E-mail address: victoriano.martinez@upct.es (V. Martínez Alvarez).

0378-3774/\$ – see front matter © 2008 Elsevier B.V. All rights reserved.

doi:10.1016/j.agwat.2008.04.003

amount of water withdrawn from groundwater. They also reported that more water is lost by evaporation than is used for domestic and industrial purposes: a quantity greater than one-fifth of the irrigation water use. In the Rio Grande Basin (USA), evaporation from a mid-sized reservoir (Elephant Butte) accounts for 15–25% of the Rio Grande (New Mexico) water consumption allotment each year (Gupta et al., 2002) and represents enough water to satisfy the water needs of Albuquerque for 2–4 years.

The large area-to-volume ratio of AWRs is one reason that so much water is lost to evaporation, often a significant fraction of the total water managed during the irrigation season (Hudson, 1987). Craig et al. (2005) estimated that annual evaporation from on-farm storages in Queensland, Australia, was around $1000 \times 10^6 \text{ m}^3$ for a total storage capacity of $2500 \times 10^6 \text{ m}^3$. This amount of water is sufficient to irrigate about 125,000 ha and generate approximately US\$ 375 million annually. They estimated that in many areas of Australia, up to 50% of the stored water might be lost through evaporation. Mugabe et al. (2003) and Ngigi et al. (2005) also identified substantial evaporation losses from AWRs in semiarid African countries like Zimbabwe and Kenya.

In the semiarid region of southeastern Spain, sustained development of new irrigated lands over the last few decades has led to a drastic increase in water demand, which currently represents up to 80% of total water consumption in the area. This has caused a dramatic water deficit, estimated at $460 \times 10^6 \text{ m}^3$ in the Segura River Basin (SRB), affecting 3.5×10^5 ha of irrigated farmlands (Ministry of Environment, 2000). The management of irrigation water in the SRB is structured in three levels. The *Confederación Hidrográfica del Segura* is the main agency of the basin and regulates the available water resources (surface water, groundwater and water transferred from adjacent basins) at regional scale. It manages the infrastructures for harvesting, long-term storage and distribution of water allotments for urban, industrial, agricultural and environmental uses. Agricultural allotments mainly come from adjacent basins and its quantity and temporal availability mainly depends on political decisions that are difficult to anticipate, especially under drought periods. The second level of irrigation water management involves the collective irrigation schemes, which have intermediate infrastructures for medium-term storage of allotted water and its further distribution to farms, generally by turn. The third level of management is related to on-farm water distribution and in-field application to crops.

In order to deal with irregular water allotment and extended periods without water supply, many farms and collective irrigation schemes built and now use AWRs. These reservoirs guarantee water throughout the year and therefore have an important impact on agriculture productivity and revenues of farming systems. There are nearly 1.5×10^4 AWRs in the basin, mainly concentrated near the coast, where agriculture is most productive. Typical AWRs in southeastern Spain are characterized by moderate surface area (from 0.1 to 3 ha), low depth (from 5 to 10 m) and waterproof membranes to prevent seepage loss. Due to their relatively high area-to-depth ratio, AWRs experience significant evaporation, resulting in the loss of an important fraction of the total stored water. Bengoechea et al. (1991) estimated evaporation losses

from AWRs in the climate of southeastern Spain at about 5% of the total water supplied to the irrigated areas, and stressed that overall agricultural water use efficiency in this region could be significantly improved with studies to characterize and reduce these losses.

The simplest way to estimate evaporation from AWRs is to use Class-A pan evaporation data, E_p . This method is commonly used to derive the evaporation rate, E , of a water surface, for hydrological applications (Linsley et al., 1992), or the reference crop evapotranspiration rate, ET , for agricultural and irrigation purposes (Doorenbos and Pruitt, 1977; Allen et al., 1998; López-Urrea et al., 2006). For both applications, an empirical pan coefficient, K_p (defined as the ratio of E or ET to E_p), is used to estimate either E or ET . For water body evaporation, annual K_p was found to be about 0.70 (Linacre, 2004), but with a wide variability, ranging from 0.60 to 0.82 (Kohler et al., 1955). Variations of annual K_p have been related to local climate conditions and the geometric dimensions of the water body. Martínez Álvarez et al. (2007) found that, at a given location in the SRB, annual K_p values mostly depend on the AWR flooded area, S , and depend loosely on depth, D . K_p decreases substantially with increasing S (from 0.86 for a small AWR of 0.05 ha to 0.76 for a large AWR of 5 ha). They also found that spatial variation of annual K_p at a regional or catchment scale is related to the annual air vapour pressure deficit, VPD . On a monthly scale, K_p was found to be strongly dependent on D and slightly influenced by S (Hounam, 1973; Martínez Álvarez et al., 2007).

These considerations form the basis of our interest in evaluating, at a regional scale, evaporation from AWRs as well as their importance in the basin water budget. This knowledge could be useful for regional water agencies for future planning and management. The main goals of this study were to analyze the characteristics of irrigation reservoirs in the SRB and to evaluate spatially and temporally water loss by evaporation. We discuss the impact of AWR evaporation on the basin water budget and analyze possible management solutions.

2. Materials and methods

2.1. AWR data

The aerial orthophoto SIGPAC was used to identify all extant AWRs in the SRB. SIGPAC provides geometrically corrected aerial images, and is a tool developed to meet the European Union regulation no. 1593/2000, whose aim is the geographical identification of agricultural and livestock plots eligible for subsidies. The orthophoto has a pixel size of 0.5 m (available at the website <http://sigpac.mapa.es/fega/visor/>).

The SIGPAC orthophoto of year 2003 corresponding to SRB was downloaded and meticulously photointerpreted using ArcGIS 9.2 Geographical Information System (GIS). The inner perimeter of each identified AWR was digitized as a GIS polygon, allowing to calculate the floodable area (S) of each reservoir.

The usual practice in southeastern Spain is to maintain AWR water level above one third of its total depth, in order to maintain some level of insurance against the uncertain and

poorly timed delivery of irrigation water to farms. For this reason, a floodable area corresponding to two thirds of the total depth of each AWR ($S_{2/3}$) was considered a realistic value for determining the average annual evaporative area. Earthwork embankments of small AWRs (0.1–0.3 ha) usually have an inner slope of 1/1, while large AWRs (1–3 ha) generally have 2/1, so $S_{2/3}$ represents about 85% of the floodable area for most cases. In the following, two figures were considered for evaporation calculations: (i) maximum floodable area ($=S_{max}$) and (ii) average annual floodable area ($=S_{2/3}$).

The depth of each AWR is also needed to calculate monthly values of K_p (Martínez Álvarez et al., 2007). However, D values are not available for all AWRs and it is not possible to estimate them from aerial images. Values of D were therefore derived from an analysis of S and D data collected for one hundred AWRs. No significant correlation was observed between S and D ; the value of the latter was 5–8 m for 90% of the AWRs. Since the distribution mode ($D = 6$ m, for 32% of the analyzed AWRs) was very close to the mean value (5.8 m), the former was selected as a representative depth for all AWRs.

2.2. Pan evaporation and climate data

Daily data from 74 automated stations of two agro-meteorological networks were used (Servicio de Información Agraria de Murcia, SIAM, <http://siam.imida.es>, 38 stations and Sistema de Información Agroclimática para el Regadío, SIAR, <http://www.mapa.es/siar>, 36 stations). The stations are located in irrigated areas of the SRB, which are mainly devoted to horticultural crops, orchards and vineyards. Their spatial distribution is irregular, but like AWRs, they are more concentrated near the coast and decrease inland.

The following data, measured 2 m above the ground, were provided by the meteorological stations: air temperature (T_a) and relative humidity (RH; Vaisala HMP45C probe), precipitation (ARG100 rain gauge), wind speed (U) and wind direction

(RM YOUNG 05103 anemometer and wind vane), and solar global radiation (R_g ; SKYE SP1110 or Kipp & Zonen CMP6 pyranometers). Sensors were periodically maintained and calibrated, and all data was recorded and averaged hourly on a data logger (Campbell CR10X). Daily, monthly and yearly data of the climate variables were downloaded from the network web sites for the period 2000–2006.

Some stations of the SIAM network were equipped with Class-A pan evaporimeters, installed and operated following the recommendations of the World Meteorological Organization (WMO, 1995). E_p was measured by using a temperature-compensated ultrasonic sensor placed in an empty cylinder immersed in the pan to determine the daily difference of water level. Only 25% of the stations provided E_p measurements, with a rather high percentage of missing data, mainly due to maintenance problems or sensor failures, especially of the water level sensor. Applying cumulative residuals and double-mass techniques (Allen et al., 1998) to assess the integrity of registered data led to the conclusion that only a few stations supplied reliable E_p measurements. To solve this problem, estimates of monthly E_p values were calculated for each station using a previously validated energy balance model for a thermally insulated Class-A pan (Molina Martínez et al., 2006), modified to include the effect of excess energy transferred through the pan walls, following the method proposed by Linacre (1994). This model only requires daily values of routine climate variables (R_g , U , RH and T_a), and was evaluated at several locations in the SRB with satisfactory results.

The SRB is characterized by a Mediterranean semiarid climate, with warm and dry summers and mild winter conditions. Annual rainfall is typically around 350 mm with high seasonal and interannual variability; most rain falls during the fall and winter months. Basin-scale climate trends are given in Martínez Álvarez et al. (2007). Fig. 1 shows the location of the studied area and the selected stations.

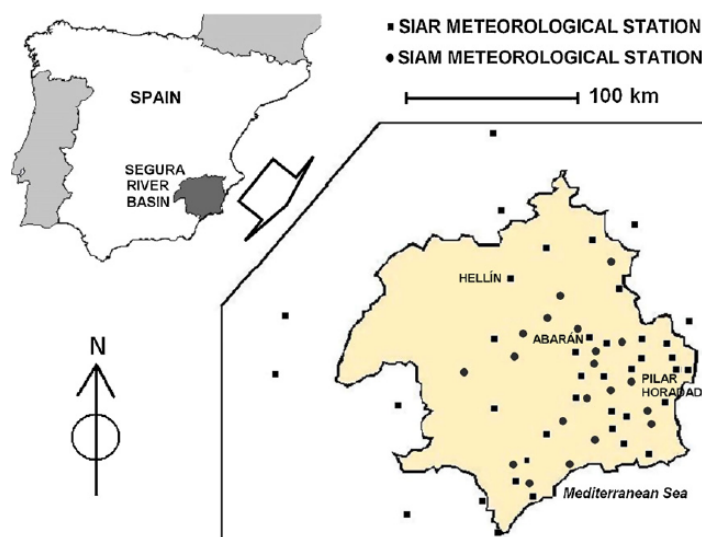


Fig. 1 – Location of the meteorological stations selected in the Segura River Basin.

2.3. Estimation of annual and monthly evaporation from AWRs

2.3.1. Annual values of K_p and E_p derived from daily climate data

Annual variations of K_p were related to local climate conditions and the geometric dimensions of the water body following Martínez Álvarez et al. (2007). For the climate conditions prevailing in the SRB, the following equation is proposed to estimate K_p , incorporating an AWR surface-dependent function, $f_1(S)$, and a VPD-dependent function, f_2 (VPD):

$$K_p = f_1(S) f_2(\text{VPD}) \tag{1a}$$

with

$$f_1(S) = \frac{a_1 + \log_{10} S}{a_2 + (\log_{10} S)^{a_3}} \tag{1b}$$

$$f_2(\text{VPD}) = (1 - a_4 \text{VPD}) \tag{1c}$$

where S refers to free AWR water area (m^2) and VPD is the annual air vapour pressure deficit (kPa). The values of the parameters of Eqs. (1a)–(1c) (a_1 , a_2 , a_3 and a_4) are given in Table 1.

Annual evaporation was estimated as follows:

Step (1): the water area (m^2) of AWR ‘i,’ S_i ($=S_{\text{mx},i}$ or $S_{2/3,i}$), was determined from the digitized GIS polygon.

Step (2): two GIS raster coverages were performed to interpolate the mean annual values of E_p and VPD, both calculated from GIS inverse distance weighting techniques.

Step (3): the mean annual value of E_p (mm year^{-1}) and VPD corresponding to each AWR (E_{pi} and VPD_i , respectively) was calculated using GIS overlapping techniques.

Step (4): the K_p value of each AWR (K_{pi} , Eqs. (1a)–(1c)) was derived from the corresponding values of S_i ($S_{\text{mx},i}$ or $S_{2/3,i}$) and VPD_{*i*}.

Step (5): for each AWR, the annual evaporation rate, E_i ($\text{m}^3 \text{year}^{-1}$), was estimated from:

$$E_i = S_i K_{pi} E_{pi} \tag{2}$$

Table 1 – Parameters (a_1 , a_2 , a_3 and a_4) and statistics of the regression analysis (r^2 and standard error, SE) derived from fitting the annual K_p to Eqs. (1a)–(1c) in the Segura River Basin (Martínez Álvarez et al., 2007)

r^2	0.946
SE	16.1×10^{-3}
a_1	4.01
SE _{a_1}	0.269
a_2	3.72
SE _{a_2}	0.254
a_3	1.20
SE _{a_3}	0.005
a_4	0.147
SE _{a_4}	0.005

SE, standard error; SE_{*i*}, standard error of the function parameter a_i .

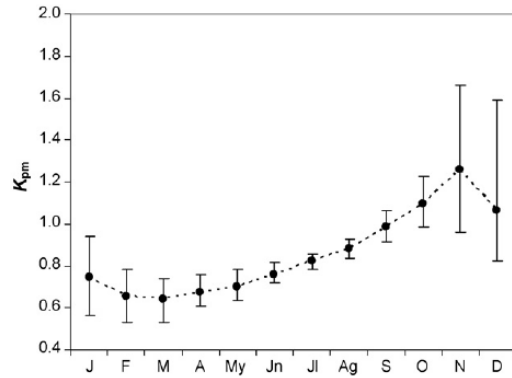


Fig. 2 – Trend of monthly K_p values, $K_{p,m}$, in the Segura River Basin for $D = 6$ m. Points are mean values over the period 2000–2004 (Martínez Álvarez et al., 2007) and vertical bars show the maximum variation.

Step (6): results from Eq. (2) were aggregated at different scales (whole basin, hydrologic zones and irrigation zones), allowing the spatial distribution of the annual E to be analyzed.

2.3.2. Monthly values of K_p and E_p derived from daily climate data

The relationship giving monthly values of the pan coefficient, $K_{p,m}$, for $D = 6$ m was obtained using the methodology proposed by Martínez Álvarez et al. (2007). To apply this method, monthly evaporation, E_m , from a 6 m deep AWR was predicted at six locations in the SRB from 2001 to 2004. First E_m was estimated at daily scale with the energy balance model

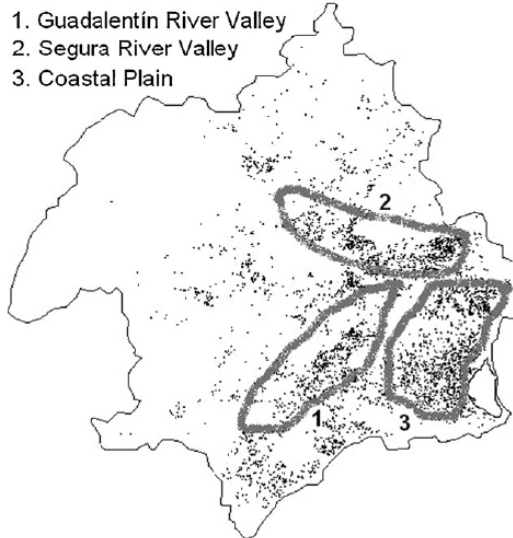


Fig. 3 – Spatial distribution of AWRs for irrigation in the Segura River Basin.

described above using R_s , U , RH and T_a data, and afterwards averaged to obtain monthly values. Then E_m (mm month^{-1}) was compared to monthly values of pan evaporation, E_{pm} (mm month^{-1}) collected at the same six locations from 2001 to 2004. The annual evolution of K_{pm} supplied by the model is presented in Fig. 2. The monthly evaporation rate, E_m ($\text{m}^3 \text{month}^{-1}$), was calculated for each AWR as follows:

$$E_{mi} = K_{pm} E_{pm,i} S_i \quad (3)$$

where $E_{pm,i}$ corresponds to the monthly pan evaporation at AWR 'i,' derived as indicated in Section 2.3.1, steps 2–3.

Integrating E_{mi} over one year supplied the annual evaporation for AWR 'i,' E_i ($\text{m}^3 \text{year}^{-1}$), which was compared to the value of E_i previously determined using the empirical formulae of annual K_p (Eq. (2)). Aggregating the individual values of E_i supplied E' , the annual water loss over the basin.

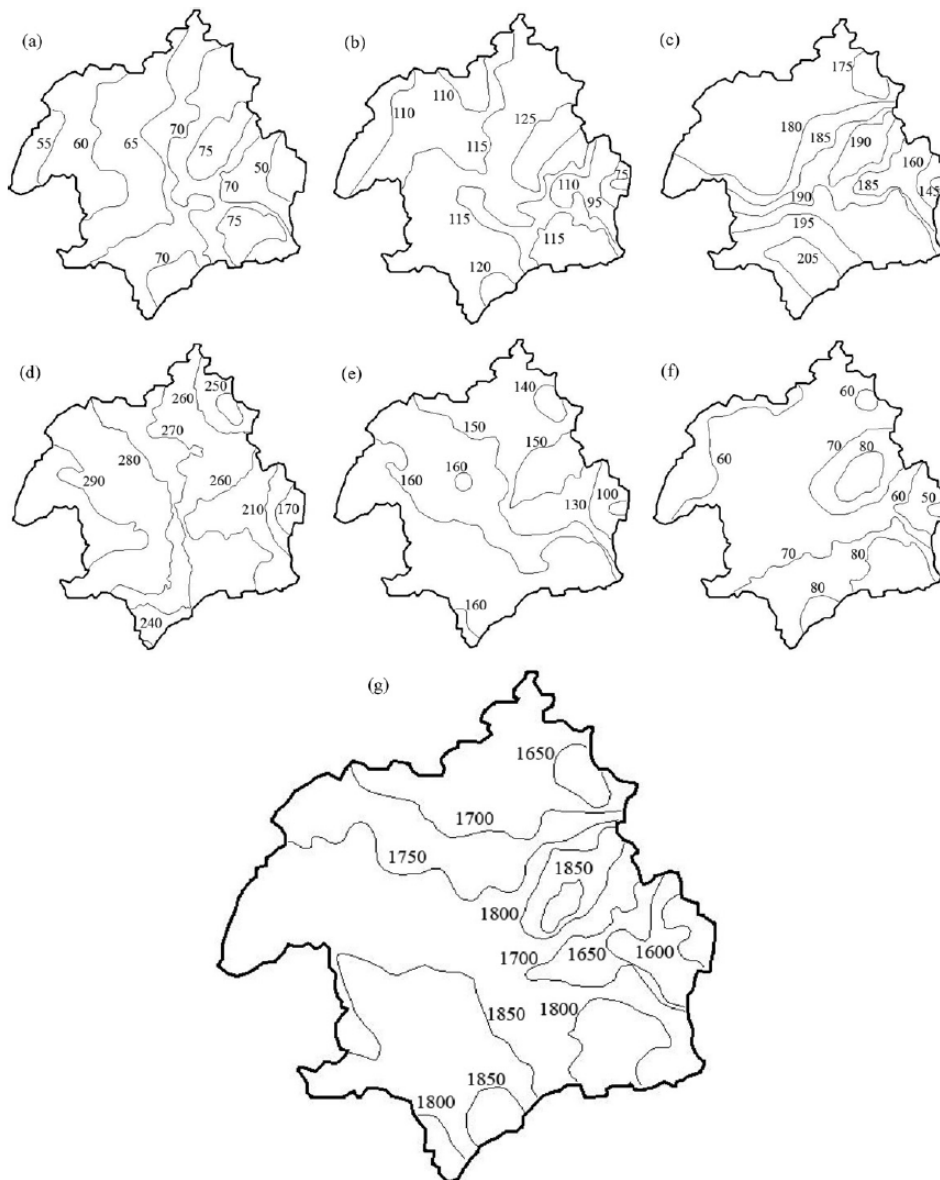


Fig. 4 – Spatial distribution of mean E_{pm} (mm month^{-1}) in January (a), March (b), May (c), July (d), September (e) and November (f) and mean annual E_p (g) in the Segura River Basin.

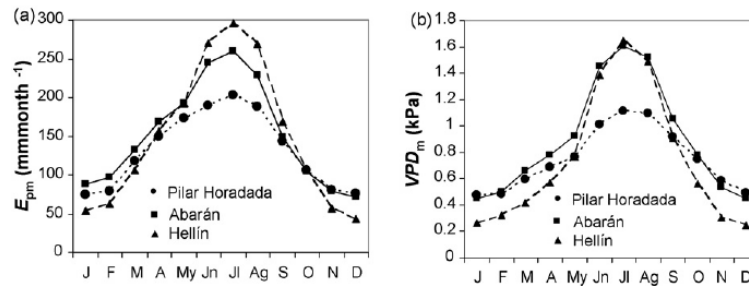


Fig. 5 – Monthly trend of E_{pm} (a) and VPD_m (b) in three locations in the Segura River Basin: next to the Mediterranean coast (Pilar Horadada), the central part of the basin (Abarán) and interior rangelands (Hellín).

3. Results and discussion

3.1. Characterization of AWRs

A total of 14,145 irrigation reservoirs covering 4901 ha were identified in the basin. The floodable area of the reservoirs (S_{mx}) represents 0.26 and 1.81% of the whole basin and irrigated land areas, respectively. Their spatial distribution (Fig. 3) is characterized by decreasing coverage density (expressed in AWR area per unit area of irrigated land) with respect to the distance from the coast. The highest density of coverage (about 5% of the irrigated area) was found in the coastal plains and the Segura and Guadalentín river valleys, where the most intensive irrigated agriculture occurs.

The size distributions of AWRs and the total surface areas corresponding to several predefined classes (from $S < 0.1$ to $S > 5$ ha) indicated that two main types of AWRs can be distinguished: individual and collective. The former and most frequent have relatively small areas (0.05–0.5 ha). Located at the farm, they are used as medium-term storage (usually 1 month) to match the periodical water supply in the farm (usually every 1–2 weeks) to the daily demand of drip-irrigated crops. The latter have larger areas (>0.5 ha) and provide water to collective irrigation schemes. They are used as long-term (seasonal) storage and are managed by SRB water agencies.

3.2. Characterization of monthly and annual E_p

Fig. 4a–f presents the spatial distribution of the mean E_{pm} values obtained from inverse distance interpolation in January, March, May, July, September and November, respectively. Fig. 4g displays the spatial distribution of mean annual E_p values.

E_{pm} shows well-defined temporal and spatial patterns, although local variability of U and VPD can perturb the general traits. A marked minimum is observed throughout the year in the eastern coastal part of the SRB, close to the mouth of the Segura River. For the rest of the basin, E_{pm} is evenly distributed, with some seasonal differences where maximum values are observed. During autumn and winter (Fig. 4a, b and f), the maximum values of E_{pm} were observed in the central part of the basin (corresponding approximately to Zone 2 in

Fig. 3). In March, when a transition period occurs characterized by a rapid increase of E_{pm} , a moderate local maximum can be observed in the extreme southern coastal zone, probably due to locally high wind and VPD . In the summer, the maximum clearly shifts towards the western part, an inner mountainous forestland, with values of E_{pm} close to 280–290 mm month⁻¹.

This behaviour indicates seasonal climate variations across the watershed: the climate is Mediterranean near the coast (east) and becomes Continental in the interior rangelands (west and northwest). Fig. 5a illustrates these seasonal patterns of E_{pm} in three places in the SRB: next to the Mediterranean coast (Pilar Horadada), in the central part of the basin (Abarán) and in the inner mountainous rangelands (Hellín). Their locations are shown in Fig. 1.

Annual values of E_p range from 1600 to 1900 mm, with a marked positive gradient from northeast to southwest. This trend is altered in the central part of the basin, where VPD reaches its highest values. The lowest annual values are observed at the mouth of the Segura River valley (eastern part of the basin, next to the Mediterranean coast).

3.3. Characterization of monthly and annual VPD

The spatial distribution of mean monthly VPD values, VPD_m , is presented in Fig. 6a–f for the same months as E_{pm} (Fig. 4a–f). VPD_m follows a temporal trend similar to air temperature, reaching its minima and maxima during winter and summer, respectively. The maximum values are observed in the central part of the basin for the whole year, with the exception of the summer months, when maximum VPD_m moves towards the inner rangelands and forestlands.

These variations agree with those previously described for E_{pm} , that is, during autumn and winter, the areas with higher E_{pm} (Fig. 4a, b and f) correspond to those with higher VPD_m (Fig. 6a, b and f). This behaviour is also observed during summer, when maximum values of E_{pm} (Fig. 4d) and VPD (Fig. 6d) move to the interior. During spring and autumn, the areas with higher values of E_{pm} are found in the southern part of the basin (Fig. 4c and e), where VPD_m also presents relatively high values. Fig. 5b illustrates the annual trend of VPD_m in the same three locations selected in Fig. 5a for E_{pm} .

Mean annual values of VPD (Fig. 6g) ranged from 650 to 900 Pa, with a clear positive gradient from the coast (east) to



Fig. 6 – Spatial distribution of mean monthly VPD, VPD_m (in Pa), in January (a), March (b), May (c), July (d), September (e) and November (f) and mean annual VPD (in Pa) (g) in the Segura River Basin.

the central part of the basin, where the maxima are reached. From this part to the interior lands (west), annual VPD ranged in a narrow interval (800–850 Pa).

3.4. Regional evaporation from AWRs

3.4.1. Annual values

Fig. 7 shows the frequency distribution of annual K_p for all AWRs over the basin, calculated from Eqs. (1a)–(1c) with $S = S_{2/3}$. The most frequent K_p values are between 0.80 and 0.84.

Annual water loss from evaporation, E , determined from Eq. (2), amounts to $68.8 \times 10^6 \text{ m}^3$ at a regional scale considering $S = S_{\text{max}}$, and $58.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ considering $S = S_{2/3}$. The latter amount corresponds to a mean annual evaporation rate of 1.404 m over the flooded area. The spatial distribution of annual water loss in relation to the hydrologic partitioning of the basin (hydrologic zones, HZ) is presented in Fig. 8, and the distribution in relation to collective schemes (irrigation zones, IZ) in Fig. 9.

The HZ-distribution shows that most of the water loss from AWRs occurs in the eastern coastal plain (Mar Menor and Sur de

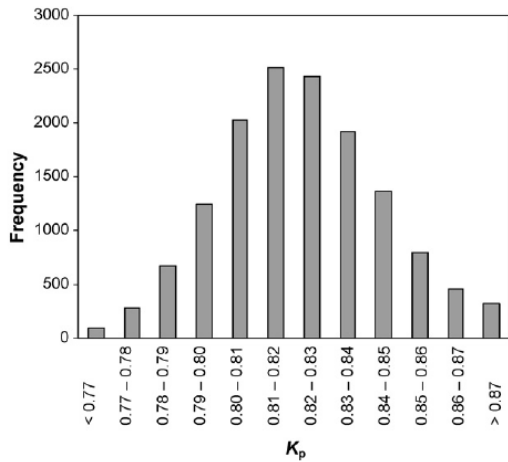


Fig. 7 – Frequency distribution of calculated annual K_p for all extant AWRs of the Segura River Basin considering $S = S_{2/3}$.

uncertain, are dense in irrigated lands (Fig. 9) and grow high-revenue crops (fruits and vegetables). The IZ-distribution (Fig. 9) clearly indicates the importance of AWR loss in the most important irrigation scheme of the SRB (three IZ in the coastal plain with 24,851, 5199 and 11,408 ha), reflecting the high density of farmers' AWRs in this zone, and the fact that 95% of the farms are equipped with drip irrigation systems.

3.4.2. Monthly values

Fig. 10 shows monthly evaporation from extant AWRs aggregated at the basin scale, E_m , determined from Eq. (3), using the values of K_{pm} given in Fig. 2 and the values of E_{pm} presented in Fig. 4a-f. The evolution of E_m shows a delay of 1 month between the maximum solar radiation (reached in June), and the maximum monthly evaporation (reached in July). Evaporation loss was of the same order of magnitude in October–November as in March–April, despite the large differences in solar radiation between these periods. These results can be ascribed to the thermal inertia of irrigation reservoirs, which leads to warmer surface temperature in autumn than in spring (Martínez Álvarez et al., 2007). This behaviour confirms previous observations by Kohler (1954) and Sellers (1965) for shallow lakes ($D < 10$ m) under similar climate conditions (California, USA).

Alicante, 15.43×10^6 and $9.50 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ year}^{-1}$, respectively), followed by the Segura and Guadalentín river valleys (Vega Alta and Guadalentín, 6.93×10^6 and $9.17 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ year}^{-1}$, respectively). These zones, where irrigation water availability is

At the basin scale, the annual value of E' derived from Eq. (3) was 68.2×10^6 and $58.1 \times 10^6 \text{ m}^3$ using S_{max} and $S_{2/3}$, respectively. These values are very similar to those calculated from Eq. (2) ($E = 68.8 \times 10^6$ and $58.5 \times 10^6 \text{ m}^3$, respectively), under-

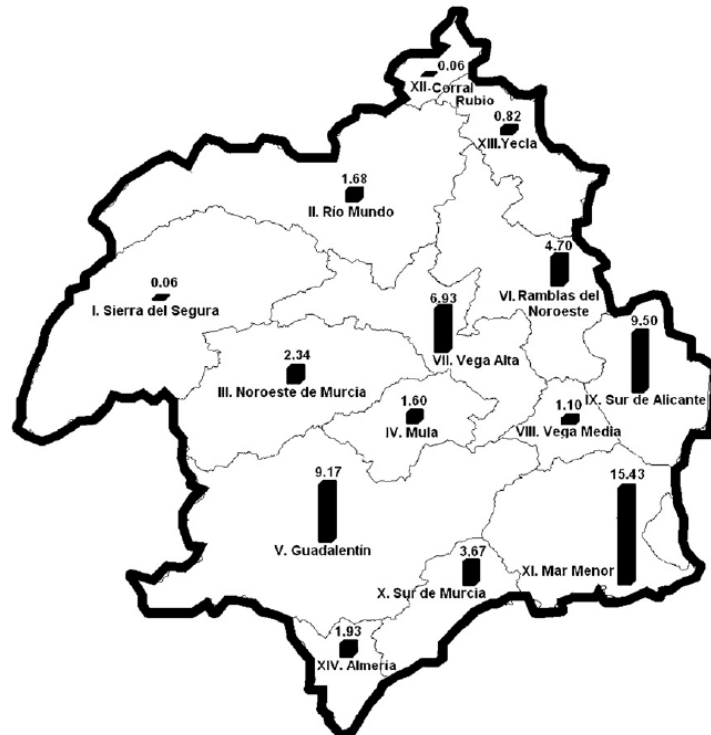


Fig. 8 – Spatial distribution of annual water loss through evaporation ($\times 10^6 \text{ m}^3$) from AWRs in the Segura River Basin considering $S = S_{2/3}$. Distribution by hydrologic zones.

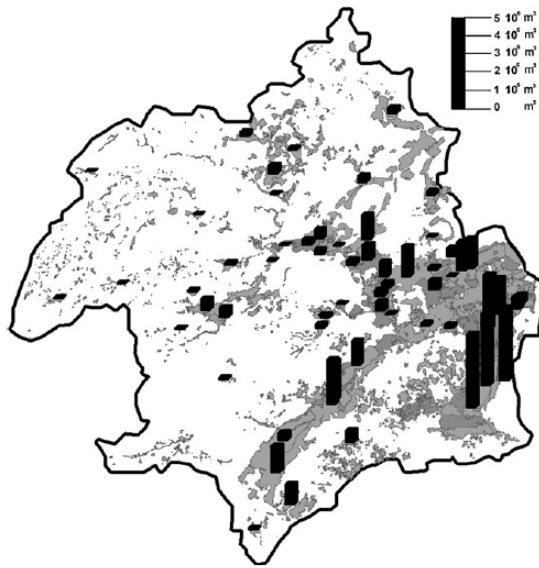


Fig. 9 – Spatial distribution of annual water loss through evaporation from AWRs in the Segura River Basin considering $S = S_{2/3}$. Distribution by irrigation zones (shaded areas).

pinning the consistency of the two methods. Values of E_m for HZ and IZ showed a spatial distribution similar to that observed for annual loss.

The small interannual and spatial variability of monthly values of K_p (Fig. 2) observed for the SRB indicates that the annual estimation method could be used without introducing large errors compared to the monthly method.

3.5. Importance of evaporation loss in the basin water budget

The structural water deficit of the SRB estimated by its main water agency (Confederación Hidrográfica del Segura, 1998) is close to $460 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Fig. 11). This deficit is mainly due to the increasing number of irrigation schemes developed over the last decade, based on an optimistic prediction of water transfer from other basins. As a consequence of the frequent drought conditions in Spain, water transfers between adjacent basins is becoming much less common (e.g., only 38×10^6 and $31 \times 10^6 \text{ m}^3$ of the planned $540 \times 10^6 \text{ m}^3$ for agricultural use were transferred during the 2005–2006 and 2006–2007 hydrologic years, respectively). Without the extra $540 \times 10^6 \text{ m}^3$, the deficit would near $1000 \times 10^6 \text{ m}^3$. This uncertainty, related to the characteristics of the SRB water resource system, stresses that efforts to increase agricultural water management efficiency are crucial (Bouwer, 2000).

The estimated annual evaporation from AWRs in the SRB ($\approx 58 \times 10^6 \text{ m}^3$) is higher than the industrial demand ($23 \times 10^6 \text{ m}^3$), similar to the environmental demand ($60 \times 10^6 \text{ m}^3$) and equivalent to 27% of the urban demand. Annual evaporation represents 8.3% of the currently esti-

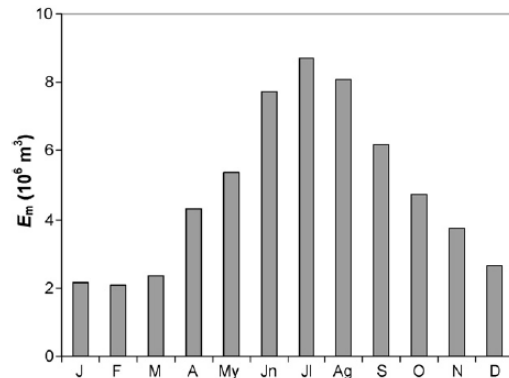


Fig. 10 – Monthly distribution of evaporation from AWRs (Eq. (3)), in the Segura River Basin, considering $S = S_{2/3}$.

mated water consumption for irrigation by the agricultural sector ($\approx 700 \times 10^6 \text{ m}^3$). This figure reflects globally poor water storage efficiency, which significantly affects the overall agricultural water use efficiency, and counterbalances most of the gains derived from the generalized application of efficient on-farm irrigation techniques (drip and micro-sprinkling). Therefore, any savings from reducing the evaporation rate from AWRs could significantly increase overall agricultural water use efficiency in the SRB and, probably, in similar irrigated lands under arid and semiarid conditions.

3.6. The origin of the problem and possible solutions

The concentration of AWRs in southeastern Spain is one of the highest in the world and can mainly be ascribed to four factors:

- (1) The high number of collective irrigation schemes in the SRB, which require large buffer reservoirs to regulate the uneven supply of water resources (e.g., transfers from other basins) and to best match irrigation needs.
- (2) The need for farmers to temporarily store water transferred to the farm in the usual case where water is distributed by turn. Medium-term storage is required due to the generalized use of localized and high-frequency irrigation systems.
- (3) The role of the reservoirs in making water available when resources are scarce, by using a variety of sources with different qualities (mixture of good quality water with salty groundwater or reused wastewater).
- (4) The high uncertainty caused by temporally random water supply in a water-stressed region like the SRB, where water availability depends strongly on water regulations, policies and governance by contiguous basins from which the SRB could get water by transfer. Storage in AWRs represents therefore a safety measure and a guarantee that minimum levels of irrigation will remain possible, allowing crops to survive during periods of water shortage, especially perennial crops (orchards).

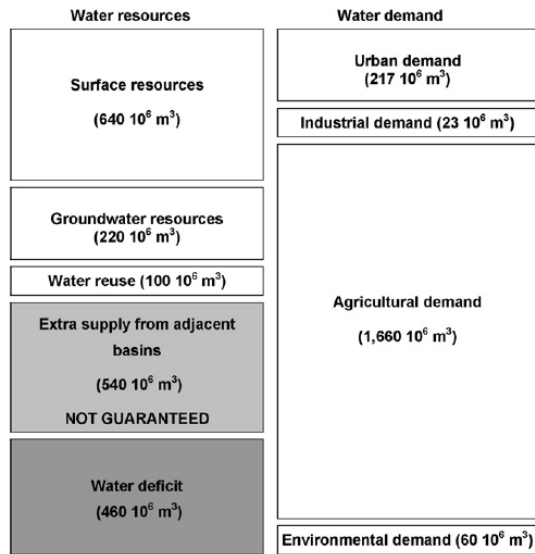


Fig. 11 – Water budget of the Segura River Basin (Confederación Hidrográfica del Segura, 1998).

From these considerations, reducing evaporation in the SRB should be tackled through three main measures:

- (1) First, the massive construction of AWRs at the farm scale must be controlled, through stronger regulations and surveys by public agencies (water and irrigation management agencies). To this end, irrigation distribution systems must be modernized so that they can supply a continuous irrigation flow with the required pressure and farmers do not need to build AWRs for irrigation.
- (2) The study highlights that, besides the use of techniques to limit evaporation loss at the farm level, mentioned below, some management measures could be envisioned by water agencies to reduce evaporation losses at the HZ or regional scale. Amongst them, a possibility would be to modulate the amount of water allocation in function of the estimated evaporation and K_p values, giving priority to areas and/or periods of lower E and/or K_p . A more drastic measure would be to avoid water storage during the most demanding periods (summer), especially in areas presenting the highest evaporation rate, although this type of measure could strongly affect the productivity of drought-sensitive crops. Such a measure would require a previous assessment of its socio-economical impact on the farm revenues.
- (3) In addition, specific technologies must be implemented to reduce evaporation from AWRs. Several methods and techniques to reduce evaporation loss have been tested (Brown, 1988), but most of them were not successful, due to high costs or difficulties with practical implementation, or because they were inefficient under natural working conditions. Of these methods, the use

of shading meshed nets over reservoirs, either floating at the surface or aerial (Craig et al., 2005; Martínez Álvarez et al., 2006), appears feasible and efficient, allowing a reduction in evaporation of 70–90%, without significant technical or maintenance problems. Other interesting possibilities include windbreaks (Hipsey and Sivapalan, 2003) and underground storage (Nilsson, 1988).

4. Conclusion

Evaporation loss from lakes and reservoirs can potentially be large, particularly in arid and semiarid climates. An accurate estimate of this loss, at a local or regional scale, is usually not available, making it difficult to carry out a cost-benefit evaluation of available technical solutions aimed at reducing evaporative loss. In this paper, two different methods were applied to the Segura River Basin, after identifying the average flooding area of all extant AWRs. The first method relies only on empirical formulae of mean annual K_p , while the second is based on mean monthly K_p values derived from a physical model of AWR evaporation and pan data. The two methods, together with routine data provided by regional meteorological networks and aerial images, and interpolation and aggregation GIS techniques, appear to provide coherent and plausible estimates of the evaporation of each individual reservoir, as well as the total water loss at a regional scale. Both methodologies could easily be implemented in technical and information services of regional water agencies, and should improve planning and management decision-making at the local and the basin scale. We recommend the method based on annual K_p . It is straightforward and easy to apply, and can be extended to other regions and climates, as well as to other types of shallow water bodies (e.g., small dams, shallow lakes, and paddy rice fields), provided that the VPD-dependent function giving K_p is available.

Overall, this study demonstrates that evaporation from all AWRs for irrigation operating in the SRB represents a substantial fraction of the agricultural water use of the basin. Annual losses were estimated at 58×10^6 m³, which represents 8.3% of the total water resources dedicated to the agricultural sector. These figures indicate that, in addition to using high efficiency on-farm irrigation techniques (surface or subsurface drip irrigation, micro-sprinkling) and deficit irrigation practices throughout the SRB, it would be worthwhile to evaluate water savings measures aimed at reducing evaporation from AWRs, such as protective floating covers, shading screens, windbreaks or underground water storage.

Acknowledgements

The authors acknowledge the Fundación Séneca (Murcia, Spain) for the financial support of this study through the grant 02978/PI/05 and the remote sensing and GIS section of the Instituto de Desarrollo Regional (Universidad de Castilla-La Mancha) for their collaboration in the photo-interpretation.

REFERENCES

- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. Irrigation and Drainage Paper 56, FAO, Rome, pp. 300.
- Bengoechea, J.M., Pérez de los Cobos, D., Pérez, J., López, J.G., 1991. Evaluación de las pérdidas de agua en el Campo de Dalías. In: III Simposium sobre el agua en Andalucía. Córdoba (in Spanish).
- Bouwer, H., 2000. Integrated water management: emerging issues and challenges. *Agric. Water Manage.* 45, 217-228.
- Brown, J.A.H., 1988. The potential for reducing open water evaporation losses: a review. In: *Hydrology and Water Resources Symposium 1988*, ANU, Canberra, Australia, pp. 108-115.
- Confederación Hidrográfica del Segura, 1998. Plan Hidrológico de la Cuenca del Segura. Memoria. Murcia 363 (in Spanish).
- Craig, I., Green, A., Scobie, M., Schmidt, E., 2005. Controlling Evaporation Loss from Water Storages. NCEA Publication No. 1000580/1, Queensland, pp. 207.
- Doorenbos, J., Pruitt, W.O., 1977. Guidelines for predicting crop water requirements. Irrigation and Drainage Paper 24. FAO, Rome, pp. 179.
- Gleick, P. (Ed.), 1993. *Water in Crisis: A Guide to the World's Fresh Water Resources*. Oxford University Press, Oxford, England.
- Gökbülak, F., Özhan, S., 2006. Water loss through evaporation from water surfaces of lakes and reservoirs in Turkey. E-WATER: Official Publication of the European Water Association (on line). Available from: <<http://www.ewaonline.de>>.
- Gupta, V., Tadros, M., Bradshaw, R.W., Showalter S.K., Miller, J.E., Evans, L., Sasaki, D.Y., 2002. Progress Report: Advanced Concepts Group Fy01-1362-LDRD, Solutions to National and Global Security Issues Based on Limited Freshwater Resources, SAND2002-0781, Sandia National Laboratories, Albuquerque, NM.
- Hipsey, M.R., Sivapalan, M., 2003. Parameterizing the effects of a wind shelter on evaporation from small water bodies. *Water Resour. Res.* 39, 1339, doi:10.1029/2002WR001784.
- Hounam, C.E., 1973. Comparison between Pan and Lake Evaporation, 126. WMO Technical Note, Geneva, 52.
- Hudson, N.W., 1987. Soil and Water Conservation in Semiarid Regions. FAO Land and Water Conservation Service, Rome, pp. 256.
- Kohler, M.A., 1954. Lake and pan evaporation; Water-loss investigations: Lake Hefner Studies, Tech. Report, Prof. Paper 269, Geol. Survey, U.S. Dept. Interior, pp. 127-148.
- Kohler, M.A., Norderson, T.J., Fox, W.E., 1955. Evaporation from pans and lakes. Research Paper 38, U.S. Department of Commerce, Weather Bureau, Washington, pp. 21.
- Linacre, E.T., 1994. Estimating U.S. Class-A pan evaporation from few climatic data. *Water Int.* 19, 5-14.
- Linacre, E.T., 2004. *Hydrology, An Introduction*. Cambridge University Press, New York, 605.
- Linsley, R.K., Kohler, M.A., Paulhus, J.L.H., 1992. *Hydrology for Engineers*, 3rd Ed. McGraw-Hill, New York, pp. 508.
- López-Urrea, R., Martín de Santa Olalla, F., Fabeiro, C., Moratalla, A., 2006. Testing evapotranspiration equations using lysimeter observations in a semiarid climate. *Agric. Water Manage.* 85, 15-26.
- Martínez Álvarez, V., Baille, A., Molina Martínez, J.M., González-Real, M.M., 2006. Efficiency of shading materials in reducing evaporation from free water surfaces. *Agric. Water Manage.* 84, 229-239.
- Martínez Álvarez, V., González-Real, M.M., Baille, A., Molina Martínez, J.M., 2007. A novel approach for estimating the pan coefficient of irrigation water reservoirs. Application to South Eastern Spain. *Agric. Water Manage.* 92, 29-40.
- Ministry of Environment, 2000. Plan Hidrológico. Nacional. Texto legislativo y documentación técnica, Madrid, pp. 325 (in Spanish).
- Molina Martínez, J.M., Martínez Alvarez, V., González-Real, M.M., Baille, A., 2006. A simulation model for predicting hourly pan evaporation from meteorological data. *J. Hydrol.* 318, 250-261.
- Morton, F.I., 1994. Evaporation research—a critical review and its lessons for the environmental sciences. *Crit. Rev. Environ. Sci. Technol.* 24, 237-280.
- Mugabe, F.T., Hodnett, M.G., Senzanje, A., 2003. Opportunities for increasing productive water use from dam water: a case study from semi-arid Zimbabwe. *Agric. Water Manage.* 62, 149-163.
- Ngigi, S.N., Savenije, H.H.G., Thome, J.N., Rockström, J., Penning de Vries, F.W.T., 2005. Agro-hydrological evaluation of on-farm rainwater storage systems for supplemental irrigation in Laikipia district, Kenya. *Agric. Water Manage.* 73, 21-41.
- Nilsson, A., 1988. *Groundwater Dams for Small-scale Water Supply*. Intermediate Technologies, London, 64.
- Ortega, J.F., de Juan, J.A., Tarjuelo, J.M., 2005. Improving water management: the irrigation advisory service of Castilla-La Mancha (Spain). *Agric. Water Manage.* 77, 37-58.
- Pereira, L.S., Oweis, T., Zairi, A., 2002. Irrigation management under water scarcity. *Agric. Water Manage.* 57, 175-206.
- Sellers, W.D., 1965. *Physical Climatology*. University of Chicago Press, pp. 272.
- Stanhill, G., 2002. Is the Class A evaporation pan still the most practical and accurate meteorological method for determining irrigation water requirements? *Agric. Forest Meteorol.* 112, 233-236.
- WMO, 1995. *Guide to hydrological practices. Data acquisition and processing, analysis, forecasting and other applications*. World Meteorological Organization-No. 168, Geneva, pp. 733.

4.2. Publicación 2

4.2.1. Resumen de la publicación

Título

Energy balance and evaporation loss of an agricultural reservoir in a semi-arid climate (south-eastern Spain)

Introducción y objetivos

El uso de pequeños embalses de agua para diferentes propósitos como el riego, acuicultura, abastecimiento urbano o parques entre otros, está muy extendido a escala mundial. Se estima que la superficie total ocupada por todos estos pequeños cuerpos de agua es de 77.000 km² (Downing *et al.*, 2006). En las regiones con escasez de recursos hídricos y en especial en aquellas con una elevada variación estacional de disponibilidad de agua, es muy común el uso de embalses de riego agrícola para garantizar el suministro de agua a los cultivos a lo largo de todo el año (Daigo y Phaovattana, 1999; Martínez-Alvarez *et al.*, 2006; Ali *et al.*, 2008). La característica elevada relación área/volumen de los embalses de riego conlleva a la pérdida por evaporación de un elevado porcentaje del agua regulada, especialmente en climas con altas demandas evaporativas de la atmósfera como el sureste español. En la cuenca del Segura (CS), Martínez-Alvarez *et al.* (2008) estimaron que las pérdidas por evaporación alcanzan los 58 hm³ anuales, cifra equivalente al 8,3 % del total de los recursos hídricos destinados a la agricultura. Existen diversas técnicas para reducir estas pérdidas de agua, como son las coberturas flotantes, las mallas de sombreo suspendidas o productos químicos. Para poder evaluar la viabilidad técnica y económica de estas posibles soluciones, es necesario determinar de modo preciso la magnitud de la tasa de evaporación.

A pesar del alto interés que tiene el conocimiento de la magnitud de la evaporación, los estudios de evaporación en pequeños cuerpos de agua son muy escasos y frecuentemente basados en datos baja calidad (Rosenberry *et al.*, 2007). Es de especial interés el estudio a detalle de todos los factores que influyen en el proceso de evaporación, para conseguir modelizar el proceso y poder predecir la tasa de evaporación bajo unas determinadas condiciones climáticas y para un cuerpo de agua de unas dimensiones y características concretas.

En este estudio, se ha monitorizado una balsa de riego típica de la CS (balsa impermeabilizada de 2.400 m² de área y 5 m de profundidad). Se registraron datos de

evaporación y de las variables relacionadas durante todo el año 2007 con el objeto de cuantificar la evaporación anual y describir la evolución de todas sus componentes.

Existen diferentes métodos de cálculo de evaporación, siendo los más extendidos el método de Penman (Penman, 1948) y la versión simplificada de este método, fórmula de Priestley-Taylor (PT) (Priestley y Taylor, 1972). Ambos métodos requieren el conocimiento de la energía disponible en la superficie de agua y de la importancia relativa de la componente advectiva respecto de la radiativa. En el presente estudio se evalúan las predicciones realizadas con estas fórmulas y se proponen alternativas simplificadas para situaciones con datos de partida limitados.

Los principales objetivos de este trabajo son:

- (i) Describir y cuantificar la evaporación y las componentes del balance de energía a la superficie de agua de un embalse de riego característico de la cuenca del Segura a partir de datos experimentales detallados.
- (ii) Estudiar el balance de energía en el cuerpo de agua, analizando la evolución del calor almacenado, la componente advectiva, el ratio de Bowen (relación entre energía sensible y evaporación) y la energía disponible en la superficie de agua.
- (iii) Evaluar las ecuaciones de Penman y Priestley-Taylor aplicadas al cálculo de la evaporación en balsas de riego y proponer métodos simplificados de cálculo de los términos de estas ecuaciones para situaciones con datos de entrada limitados.

Metodología

Área de estudio y características del embalse experimental

El embalse experimental se sitúa en la Estación Experimental Agroalimentaria “Tomás Ferro” de la Universidad Politécnica de Cartagena (37°35’N, 00°59’W). Esta zona se caracteriza por un clima Mediterráneo semiárido con una elevada radiación solar (media anual = 198 W m^{-2}) y una baja precipitación anual (350 mm) con una alta componente estacional, concentrándose las lluvias principalmente en Otoño.

El embalse experimental tiene 2.400 m^2 de superficie y 5 m de profundidad (representativa de dimensiones medias de balsas de riego de CS). Está impermeabilizado con una geomembrana de polietileno de alta densidad, de modo que se eliminan los problemas de infiltración, siendo la evaporación la única salida de agua no controlada de la balsa. El embalse se llenó (nivel inicial 4,5 m) a principios del año

2007 (cuando se inicia el ensayo) y sólo se rellenó una vez en Septiembre (subida de nivel 0,5 m) con agua a temperatura similar de la de la balsa, de modo que no afectó significativamente el balance de energía. Las únicas entradas y salidas del embalse fueron la lluvia y la evaporación respectivamente, a excepción de una pequeña salida de agua para riego (0,2 m).

Medida de evaporación y variables climáticas

La evaporación en la balsa se determina a partir de la medida del nivel de agua con un sensor de presión de alta precisión ($\pm 0,06\%$ en una escala de 75 mbar). El perfil de temperatura del agua se midió con cinco sondas de temperatura sumergidas en el agua y distanciadas 1m desde la superficie, estando unidas a una cadena sujeta a un flotador.

En una estación meteorológica cercana al embalse experimental se registraron los datos de las siguientes variables meteorológicas a 2 m de altura: radiación solar, radiación atmosférica, velocidad de viento, temperatura y humedad relativa del aire y precipitación. En el artículo se detallan las características de los sensores utilizados (modelos y fabricantes) y se muestra un esquema del diseño experimental (Figura 1).

Balance de radiación en la superficie de agua

Basado en las leyes de conservación de la energía, el balance de radiación en la superficie del agua puede expresarse del siguiente modo:

$$R_n = (1 - a) S + L_a - L_w = S_n + L_n \quad (4.2.1)$$

donde R_n es la radiación neta a la superficie de agua, que incluye: $S_n (= (1 - a) S)$, radiación neta de onda corta, S , radiación solar y a , albedo del agua, y $L_n (= L_a - L_w)$, radiación neta de onda larga, siendo L_a y L_w la radiación atmosférica y la radiación de onda larga emitida por el agua, respectivamente.

Todos los flujos (W m^{-2}), se miden directamente, excepto L_w , que se ha calculado con la ley Stefan-Boltzmann a partir de las medidas de temperatura de superficie de agua, T_w :

$$L_w = \varepsilon_w \sigma (T_w + 273.2)^4 \quad (4.2.2)$$

donde ε_w es la emisividad de agua (0,97) y σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($5,68 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$).

Balance de energía en la superficie de agua

El balance de energía a la superficie de agua es el balance entre la energía ganada y cedida por la superficie:

$$R_n + \lambda E + G + H = 0 \quad (4.2.3)$$

donde λE es el flujo de calor de evaporación, λ el calor latente de vaporización, G es la variación de calor acumulado en el intervalo de tiempo considerado y H el calor sensible intercambiado con el aire alrededor. Los términos G y H son positivos cuando son un aporte de calor a la superficie y negativos cuando el calor es cedido por la superficie. La energía disponible se define como $A = R_n + G$. Todos los flujos se expresan en $W m^{-2}$.

La evaporación diaria, E ($mm día^{-1}$) se ha obtenido a partir del registro de las variaciones de nivel de agua y R_n se calculó con la ecuación 4.2.1. Para determinar H , se aplicó la analogía entre la transferencia de calor sensible y latente. El coeficiente de transferencia de masa, h_m ($mm día^{-1} kPa^{-1}$) se define como:

$$E = h_m (e_w - e_a) \quad (4.2.4)$$

donde e_w (kPa) es la presión de vapor de saturación a la temperatura de la superficie de agua, T_w ($^{\circ}C$), y e_a (kPa) es la presión de vapor actual del aire. El coeficiente h_m se calibró experimentalmente para el embalse en estudio (Gallego-Elvira *et al.*, 2008).

El coeficiente de transferencia de calor sensible, h_s ($W m^{-2} K^{-1}$), derivado por analogía es el siguiente:

$$h_s = 1,88 + 1,48 U \quad (4.2.5)$$

de modo que el valor diario de H ($W m^{-2}$) se calcula del siguiente modo:

$$H = h_s (T_a - T_w) \quad (4.2.6)$$

El ratio de Bowen diario, $\beta = H/\lambda E$, se calculó a partir de las medidas E y los valores de H calculados con la ecuación 4.2.6.

El calor acumulado en el cuerpo de agua se ha calculado de dos formas: (i) como término residual del balance de energía a la superficie de agua (4.2.3) y (ii) a partir de la evolución diaria de temperatura, T_w (media de medidas de las cinco sondas de temperatura):

$$G = C_w z \frac{\Delta T_w}{\Delta t} \quad (4.2.7)$$

donde C_w ($\text{J m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$) es la capacidad calorífica volumétrica del agua a la temperatura, T_w , z (m) es la profundidad de la balsa y ΔT_w el cambio de temperatura de agua que tiene lugar en un intervalo de tiempo ($\Delta t = 1$ día).

La formula de Penman y Priestley-Taylor

Los clásicos métodos de predicción de evaporación de Penman y Priestley-Taylor son analizados en este trabajo. Esos métodos están descritos en el apartado 3.2.3 (Antecedentes).

Resultados

Balance de radiación a la superficie de agua

La evolución anual de la media mensual de los diferentes términos del balance radiación a la superficie de agua se muestra en la Fig. 2 y la Tabla I presenta los valores medios anuales, máximo, mínimo y rango de los valores medios mensuales de cada término (nota: las tablas y figuras hacen referencia a la publicación). La radiación atmosférica, L_a ($394,4 \text{ W m}^{-2}$), es el principal flujo de energía aportado a la superficie de agua, siendo el doble en magnitud que la radiación solar, S ($194,2 \text{ W m}^{-2}$). Sin embargo, el rango de variación de S (218 W m^{-2}) fue más del doble que el de L_a (94 W m^{-2}), por lo que S tiene una mayor influencia en las variaciones estacionales de la evaporación. En cuanto a pérdidas de energía, el principal flujo fue la emisión de radiación de onda larga de la superficie L_w ($412,6 \text{ W m}^{-2}$), suponiendo el 97% de las pérdidas totales ($424,6 \text{ W m}^{-2}$), ya que la radiación de onda corta reflejada total fue relativamente pequeña (12 W m^{-2}). Es interesante señalar, que la radiación reflejada presenta una variación estacional menos pronunciada que la radiación solar debido a que los meses de alta radiación solar coinciden con los meses de menor inclinación de los rayos del sol y por tanto de menor albedo.

Los valores máximos de L_a y L_w se dieron en Agosto, con un retraso de 1 a 2 meses sobre el máximo de S (Fig. 2). L_n presentó una suave variación anual ($-82,2 \text{ W m}^{-2} < L_n < -26,4 \text{ W m}^{-2}$) (Tabla I). Por contra, S_n mostró un amplio rango de variación ($85,6 \text{ W m}^{-2} < S_n < 300,0 \text{ W m}^{-2}$), con una evolución muy parecida a S ($94,7 \text{ W m}^{-2} < S < 313,1 \text{ W m}^{-2}$) debido a la pequeña magnitud y bajo rango de variación de la radiación reflejada, aS (Tabla I). R_n osciló entre $20,0 \text{ W m}^{-2}$ (Diciembre) y $217,8 \text{ W m}^{-2}$ (Julio), con un rango anual de $197,8 \text{ W m}^{-2}$, similar al de S ($218,4 \text{ W m}^{-2}$) (Tabla I). Es

interesante señalar que el ratio anual $r = R_n/S$ es 0,61 con una marcada diferencia entre los meses de Junio y Julio ($r \approx 0,70$) y Diciembre ($r \approx 0,20$). Se observa una estrecha relación entre R_n y S ($R_n = 0,86 S - 48,13$, $R^2 = 0,97$), aunque con una marcada histéresis entre Octubre y Marzo, debida a la tendencia asimétrica de las componentes de onda larga L_a y L_w (Fig. 2).

Descripción de la evolución del albedo de la superficie de agua

El albedo presentó una clara evolución cíclica con un mínimo de 0,04 en el solsticio de verano (Junio) y un máximo de 0,11 en el solsticio de invierno (Diciembre). Los valores de albedo se ajustaron a una curva sinusoidal (Fig. 3), que es función del mes del año M ($= 1, 2, \dots, 12$), para describir su evolución mensual. La calidad del ajuste de los valores experimentales medios mensuales a esta curva es muy buena (MAE = 0,0024, RMSE = 0,0033):

$$a = a_o + b \sin(2\pi(M + c)/12) \quad (4.2.8)$$

donde a_o , b y c son constantes con los siguientes valores: $a_o = 0,0718$, $b = 0,0325$ y $c = 3,08$.

Balance de energía a la superficie de agua

La Tabla II resume los valores medios anuales, máximo, mínimo y rango de los valores medios mensuales de las componentes del balance de energía a la superficie de agua. La Figura 4 muestra la evolución anual de la media mensual de todos estos componentes.

Evaporación

El flujo medio de evaporación anual fue de $102,7 \text{ W m}^{-2}$, correspondiente a una lámina total de agua evaporada de 1.310 mm. El máximo mensual de evaporación tuvo lugar en Julio con un valor de $183,7 \text{ W m}^{-2}$ ($6,5 \text{ mm día}^{-1}$) y el mínimo se produjo en Diciembre con un valor de $35,3 \text{ W m}^{-2}$ ($1,3 \text{ mm día}^{-1}$). Llama la atención en la Figura 4, la mayor evaporación en el mes de Marzo con respecto a Abril. Este hecho se debe a los fuertes vientos que se presentaron en Marzo, dando lugar a tasas de evaporación de hasta $13,3 \text{ mm día}^{-1}$ (20 Marzo, viento medio diario: $6,5 \text{ m s}^{-1}$), superando el máximo de evaporación del periodo estival ($9,7 \text{ mm día}^{-1}$, 24 Agosto).

Calor sensible y ratio de Bowen

El flujo de calor sensible intercambiado entre la superficie de agua y el aire circundante presentó una media anual de $10,6 \text{ W m}^{-2}$, con un máximo en Julio de $17,1 \text{ W m}^{-2}$ y un mínimo en Febrero de $-0,1 \text{ W m}^{-2}$. El ratio de Bowen se mantuvo en general entre 0,10 y

0,20, siendo bastante estable en los meses estivales, presentando una mayor variabilidad en invierno debido a ocurrencia de valores diarios negativos en los días nublados con poca energía disponible (A). La magnitud de β observada coincide con los valores de otros estudios de embalses en zonas semiáridas (Lenters *et al.*, 2005; Delclaux *et al.*, 2007; Ali *et al.*, 2008; Momii y Ito, 2008)

Nuestros resultados muestran que el embalse tiene una temperatura de superficie media mensual superior a la del aire, y por tanto cede calor a la atmósfera circundante, durante todo el año a excepción de Febrero. El embalse actúa como un colector solar de energía, absorbiendo calor durante primavera y verano, y cediendo esta energía durante el otoño hasta llegar a una situación de equilibrio con la atmósfera ($T_w \approx T_a$) en Febrero. Este es el único mes del año en el que la fracción de evaporación EF ($= \lambda E/A$) es igual a uno, es decir toda la energía disponible se invierte en el proceso de evaporación.

Calor acumulado en el cuerpo de agua, G

La evolución anual de G se caracteriza por un periodo de 6 meses de almacenamiento de calor (Feb – Jul, máximo en Abril: 50 W m^{-2}) seguido de otro semestre de liberación de calor (Ago – Ene, máximo en Oct-Nov: 40 W m^{-2}) (Fig. 4). Análogamente al albedo, se propone una curva sinusoidal para describir su evolución anual (Fig. 6), la cual presenta un buen ajuste a los valores mensuales de G (MAE = $7,76 \text{ W m}^{-2}$, RMSE = $12,18 \text{ W m}^{-2}$):

$$G_{EB} = a_w + b_w \sin(2\pi(M + c_w)/12) \quad (4.2.9)$$

con $a_w = -6,95 \text{ W m}^{-2}$, $b_w = 42,98 \text{ W m}^{-2}$ y $c_w = 4,62$.

Los valores de G calculados como término residual del balance de energía (G_{EB}) y el deducido del perfil de temperatura (G_{WT}) fueron muy similares ($G_{WT} = 0,94 G_{EB} + 6,39$, $R^2 = 0,97$), corroborando la calidad de datos de G presentados.

Energía disponible, A

Los valores anuales de A ($113,3 \text{ W m}^{-2}$) y R_n ($118,9 \text{ W m}^{-2}$) prácticamente coinciden; la diferencia se debe al pequeño valor residual de G ($5,6 \text{ W m}^{-2}$) a final de año. Sin embargo los valores mensuales están desfasados debido a la evolución de G . Mientras que la relación de R_n con λE presenta una clara histéresis (Fig. 8), A mostró una buena relación lineal con λE (Figura 7a, $\lambda E = 0,909 A$, $R^2 = 0,997$). La acumulación de calor en el cuerpo de agua conlleva un desfase temporal de 2 meses entre la radiación neta y la evaporación. Para poder estimar con precisión a escala mensual o menor la tasa de

evaporación a partir de datos meteorológicos es imprescindible tener en cuenta el término G .

Componentes radiativa, λE_{eq} , y advectiva de la fórmula de Penman, λE_{adv} .

Se observa un claro predominio de λE_{eq} sobre λE_{adv} en los meses estivales, en los cuales λE_{eq} supone el 80% de λE (Fig. 9). Sin embargo la importancia de λE_{adv} aumenta en otoño-invierno siendo la tercera parte de λE , con un máximo del 40% de λE en Febrero cuando $\beta = 0$.

Análisis del coeficiente α de la fórmula de Priestley-Taylor

A escala anual los términos de la ecuación de Penman λE_{eq} , y λE_{adv} representan un 76% y 24% de λE , respectivamente, lo que conlleva que el valor anual de α sea 1,32. Esta cifra se encuentra dentro del rango de valores (1,15 – 1,45) publicados por diferentes autores (Debruin y Keijman, 1979; Morton, 1983; Pereira y Villa Nova, 1992; McAneney y Itier, 1996; Hobbins *et al.*, 2001), y cerca del valor estándar inicialmente propuesto 1.26.

A escala mensual α varía entre 1,23 y 1,65, mostrando una marcada tendencia estacional (Fig. 10). α presenta bajos valores en los meses de verano, cuando λE_{adv} tiene un menor peso en la evaporación total y altos valores en invierno, especialmente en Febrero cuando λE_{adv} alcanza su máxima importancia relativa.

Para hacer énfasis en la anteriormente señalada importancia de G en el cálculo de λE , se calculó el coeficiente de advección sin tener en cuenta G , es decir asumiendo que $A \approx R_n$, y este coeficiente se denominó α^* . A escala anual α^* resulta en un valor razonable de 1,25, cercano a α , lo cual era de esperar ya que R_n es sólo un 5% superior a A esta escala. Por el contrario, a escala mensual importantes diferencias pueden ser identificadas entre α y α^* (Fig. 10), especialmente en Otoño cuando la tasa de liberación de calor es más elevada. El rango de variación de α^* ($0,90 < \alpha^* < 3,26$) es anormalmente elevado, poniendo de relieve la necesidad de contemplar G en el cálculo del coeficiente advectivo.

Una alternativa de cálculo de α es el uso de su relación con β :

$$\alpha = \frac{\Delta + \gamma}{\Delta(1 + \beta)} = \frac{1}{w(1 + \beta)} \quad (4.2.10)$$

Como β mostró un valor bastante estable a lo largo del año ($\beta = 0,103 \pm 0,051$, Fig. 5), puede simplificarse la ecuación anterior tomando un valor constante de $\beta = 0,1$:

$$\alpha = 0.91 w^{-1} \quad (4.2.11)$$

La Fig. 13 muestra como los valores calculados con esta ecuación simplificada aproximan correctamente los valores de α observados (MAE = 0,045, RMSE = 0,066).

Estimación simplificada del calor almacenado

Como se señalaba en el apartado anterior el conocimiento de G es imprescindible para conseguir estimaciones de calidad de la tasa de evaporación a escalas menores de la anual. Para determinar G se necesita disponer de datos de temperatura del agua, información no disponible en la mayoría de ocasiones. En este estudio se propone un sencillo método que permite aproximar los valores de G mensual a partir del cambio de temperatura del aire entre dos meses consecutivos ($\Delta T_{a,j}$):

$$G_{WT} = -7.98 \Delta T_{a,j} + 0.16 \quad (4.2.12)$$

La Fig. 12 muestra la calidad del ajuste ($R^2 = 0,83$ y MAE = 7,42 W m⁻²). También se estudiaron posibles aproximaciones de G a partir de S , R_n o DPV pero los resultados no fueron satisfactorios.

Conclusiones

Aunque la variabilidad anual de las condiciones climáticas puede afectar hasta cierto punto la tasa de evaporación y la evolución de sus componentes, los resultados de este estudio proporcionan una detallada descripción del comportamiento de los pequeños embalses en condiciones semiáridas. La lámina total de agua evaporada fue de 1.310 mm, con una característica variación mensual de los valores de evaporación. El coeficiente de advección (1,32) y el ratio de Bowen (0,10) observados coincidieron con trabajos previos de cuerpos de agua en similares condiciones.

A escala mensual la evolución de las componentes del balance radiativo y de energía a la superficie de agua, las componentes de la ecuación de Penman, así como los valores del coeficiente de advección y el ratio de Bowen han sido estudiadas a detalle, llegando a las siguientes conclusiones:

- El término de acumulación de calor en el cuerpo de agua debe ser calculado o estimado para obtener predicciones de calidad de la tasa de evaporación a escala menor que la anual. La absorción de calor del embalse en los meses de

primavera-verano y su posterior liberación en otoño, conllevan un marcado desfase temporal entre la evaporación y la radiación neta, y por tanto asumir una relación lineal entre ambas conlleva importantes errores de cálculo. Para poder determinar el calor almacenado se necesita conocer la temperatura del agua, dato que muchas veces no está disponible. Por ellos se ha propuesto en este estudio una simplificación de cálculo a partir de datos de temperatura del aire como alternativa de cálculo del calor acumulado.

- El coeficiente de advección α de la fórmula de Priestley-Taylor presenta un marcado ciclo anual debido a la histéresis observada entre la radiación neta y la evaporación. La componente advectiva aumenta notablemente su peso relativo en otoño e invierno, lo cual que debe ser considerado en cálculo mensual de la evaporación. El ratio de Bowen mantuvo un valor bastante estable entorno 0,1 a lo largo del año, por lo que proponemos asumir este valor constante y calcular el valor mensual de α a partir de su relación con β , siendo por tanto sólo necesarios datos climáticos estándar disponibles en la mayoría de estaciones meteorológicas. Esta simplificación es válida para cuerpos de agua de características parecidas al estudiado y bajo climáticas similares.

4.2.2. Copia de la publicación

HYDROLOGICAL PROCESSES
Hydrol. Process. **24**, 758–766 (2010)
 Published online 8 December 2009 in Wiley InterScience
 (www.interscience.wiley.com) DOI: 10.1002/hyp.7520

Energy balance and evaporation loss of an agricultural reservoir in a semi-arid climate (south-eastern Spain)

B. Gallego-Elvira, A. Baille,* B. Martín-Górriz and V. Martínez-Álvarez

Agricultural Engineering Department, Technical University of Cartagena, Paseo Alfonso XIII, 48, 30203 Cartagena, Spain

Abstract:

A typical agricultural water reservoir (AWR) of 2400 m² area and 5 m depth, located in a semi-arid area (southern Spain), was surveyed on a daily basis for 1 year. The annual evaporation flux was 102.7 W m⁻², equivalent to an evaporated water depth of 1310 mm year⁻¹. The heat storage rate G exhibited a clear annual cycle with a peak gain in April ($G \sim 45$ W m⁻²) and a peak loss in November ($G \sim 40$ W m⁻²), leading to a marked annual hysteretic trend when evaporation (λE) was related to net radiation (R_n). λE was strongly correlated with the available energy A , representing 91% of the annual AWR energy loss. The sensible heat flux H accounted for the remaining 9%, leading to an annual Bowen ratio in the order of 0.10. The equilibrium and advective evaporation terms of the Penman formula represented 76 and 24%, respectively, of the total evaporation, corresponding to an annual value of the Priestley–Taylor (P–T) coefficient (α) of 1.32. The P–T coefficient presented a clear seasonal pattern, with a minimum of 1.23 (July) and a maximum of 1.65 (December), indicating that, during periods of limited available energy, AWR evaporation increased above the potential evaporation as a result of the advection process. Overall, the results stressed that accurate prediction of monthly evaporation by means of the P–T formula requires accounting for both the annual cycle of storage and the advective component. Some alternative approaches to estimating R_n , G and α are proposed and discussed. Copyright © 2009 John Wiley & Sons, Ltd.

KEY WORDS heat storage; energy partitioning; Bowen ratio; Priestley–Taylor formula

Received 22 May 2009; Accepted 12 October 2009

INTRODUCTION

Free-water-surface evaporation is a major component of the hydrological cycle and needs to be evaluated for many issues related with irrigation management and water resources planning. Small water storages for livestock, fishing, irrigation or recreational activities are estimated to cover about 77 000 km² worldwide (Downing *et al.*, 2006). In dry regions, where water availability varies seasonally, agricultural water reservoirs (AWRs) for irrigation are commonly used to guarantee water supplies throughout the irrigation season (Daigo and Phaovattana, 1999; Martínez-Alvarez *et al.*, 2006; Ali *et al.*, 2008). Typical AWRs are characterized by a large area-to-volume ratio, which implies substantial loss through evaporation, often representing a significant fraction of the total water managed during the irrigation season, especially in areas with a high evaporative demand (Hudson, 1987; Martínez-Alvarez *et al.*, 2007). Craig *et al.* (2005) estimated that in many areas of Australia up to 40% of the stored water in on-farm storages might be lost through evaporation. By means of a physically based model coupled to a geographical information system, Martínez-Alvarez *et al.* (2008) simulated the regional evaporation loss of AWRs in the Segura Basin (south-eastern Spain). The annual losses were estimated to be

58 hm³, which represents 8.3% of the total agricultural water resources. These figures underline the importance of accurately estimating free water evaporation (E) from AWRs for assessing storage efficiency and for evaluating the use of mitigation measures, such as shade-cloth covers, which have been shown to substantially increase storage efficiency, with reductions in water loss of more than 80% (Martínez-Alvarez *et al.*, 2006).

However, in spite of the increasing interest in optimizing storage efficiency in irrigation districts, detailed evaporation studies of small water bodies are scarce and often based on sparse or remotely collected data (Rosenberry *et al.*, 2007). To our knowledge, there are very few studies that provide a detailed insight into the dynamics of the energy balance components and evaporation loss of on-farm water reservoirs. Obviously, there is a need to better understand and for modelling evaporation processes from storage reservoirs or small dams. In particular, knowledge of the thermal storage in the water body and advection from surroundings is required to improve the prediction of evaporation (Sacks *et al.*, 1994; Finch, 2001; Finch and Gash, 2002; Gianniu and Antonopoulos, 2007). These factors are especially relevant when applying physically based evaporation models, such as the well-known Penman combination equation (Penman, 1948) or its truncated version, the Priestley–Taylor (P–T) formula (Priestley and Taylor, 1972). Both methods require estimating (i) the available energy at the water surface (i.e.

* Correspondence to: A. Baille, Agricultural Engineering Department, Technical University of Cartagena, Paseo Alfonso XIII, 48, 30203 Cartagena, Spain. E-mail: alain.baille@upct.es

net radiation plus heat storage rate) and (ii) the relative importance of the advective component. The latter is quantified through the product of a wind function and vapour pressure deficit in the combination method, and by an advection coefficient in the P–T equation. Thus, a thorough quantification and analysis of the components of the energy balance of a typical AWR based on detailed experimentation will provide a sound basis for assessing the performance of evaporation prediction methods, and particularly of the P–T formula, which is widely used by hydrologists, climatologists and agronomists (McAneny and Itier, 1996).

PURPOSE OF THE STUDY

The purpose of the study was (i) to provide a complete description and quantification of the evaporation loss and the components of the surface energy balance from a typical on-farm AWR used in south-eastern Spain through a one year survey carried out on a daily basis; (ii) to study the monthly energy partitioning, focusing on the evolution of the storage term, the advective component, the Bowen ratio and the available energy; and (iii) to analyse the implications of applying the P–T formula to agricultural reservoirs and to propose a simplified way to determine the different terms of the formula (i.e. net radiation, heat storage rate and advection coefficient).

STUDY AREA AND MEASUREMENTS

Site and AWR description

The monitored AWR is located at the Experimental Station of the University of Cartagena (south-eastern Spain, 37°35'N, 00°59'W). The Segura River Basin (SRB), within which the facilities lie, is characterized by a Mediterranean semi-arid climate, with warm, dry summers and mild winters. Climatic data registered at a nearby weather station (Murcia, 38°01'N, 01°10'W) of the Spanish Meteorological Agency (AEMET) provided annual mean values over the period 1985–2007 of $198.1 \pm 8.2 \text{ W m}^{-2}$ for solar radiation (S), $18.5 \pm 0.85 \text{ }^\circ\text{C}$ for air temperature (T_a) and $2.16 \pm 0.32 \text{ m s}^{-1}$ for wind speed (U). Annual rainfall is typically around 350 mm with high seasonal and inter-annual variability; most rain falls during the autumn and winter months (Martinez-Alvarez *et al.*, 2007). The year corresponding to the present study (2007) can be considered representative of the average climate conditions in SRB (annual mean in 2007: $S = 194.2 \text{ W m}^{-2}$, $T_a = 17.8 \text{ }^\circ\text{C}$, $U = 2.10 \text{ m s}^{-1}$, annual rainfall = 420 mm).

Typical AWRs in south-eastern Spain are characterized by moderate surface area (from 0.1 to 3 ha), low depth (from 5 to 10 m) and waterproof membranes to prevent seepage loss. A detailed description of the characteristics and distribution of irrigation reservoirs in SRB can be found in Martinez-Alvarez *et al.* (2008). The monitored AWR is a small waterproof reservoir, with a maximum

depth of 5 m and a surface of 2400 m², which can be considered representative of the AWRs commonly used in the region SRB. Evaporation from the AWR water surface was assumed to be the only one uncontrolled water output since seepage was prevented by means of waterproof membranes. The reservoir was filled in January 2007 (initial depth 4.5 m). During the year 2007, there were only small outflows ($\approx 0.2 \text{ m}$) for irrigation purposes. These losses and those due to evaporation were partially compensated by rainfall (0.42 m) and a refill (0.50 m) on September 13, performed between 12 and 18 h, when the mean temperature over the water depth (3.5 m) was 23.5 °C. The latter inflow did not affect significantly the temperature of the water body since the water added for refilling, coming from an underground pipe distribution network connected to the main irrigation canal, was close to 25 °C.

Climate and evaporation measurements

An automated meteorological station in the vicinity of the AWR provided the climate data for the study. The station is equipped with high-quality weather sensors which measure the following meteorological variables 2 m aboveground: air temperature T_a and relative humidity RH (Vaisala HMP45C probe), wind speed U (Vector Instruments A100R anemometer), incoming solar radiation S (Kipp & Zonen CMP 11 pyranometer) and downward atmospheric radiation L_a (Kipp & Zonen CGR 3 pyrgeometer). Rainfall was measured by means of a tipping bucket gauge (Young 52203).

The AWR evaporation rate E (mm day⁻¹) was determined from measurements of the reservoir water level by means of a pressure-sensitive transducer (Druck PDCR1830, accuracy = $\pm 0.06\%$ over a 75-m bar range). The sensor was placed in a vessel-connected pipe to facilitate maintenance operations (Figure 1). Data corresponding to days with outflows, rainfall or refilling were discarded from the data analysis because of the imprecision in measuring or estimating these components. For such days, it was assumed that E was equal to the net radiation of the water surface, expressed in equivalent mm day⁻¹.

Water temperature profiles were obtained by means of six temperature sensors (Campbell T-107) immersed in the water from a floating raft and equidistant at 1 m between the water surface and the bottom. An inverted pyranometer (Kipp & Zonen CMP 6) mounted on a steel structure in the raft provided the reflected short-wave radiation S_r , from which the albedo ($a = S_r/S$) of the water surface was determined. All sensors were scanned at 10-s intervals, hourly averaged and registered by two dataloggers (CR1000 Campbell). The sensors were periodically calibrated. The period of data acquisition covered the whole year 2007.

THEORY AND FORMULAE

AWR surface radiative balance

Based on the fundamental physical laws of energy conservation, the radiative balance at the surface of a

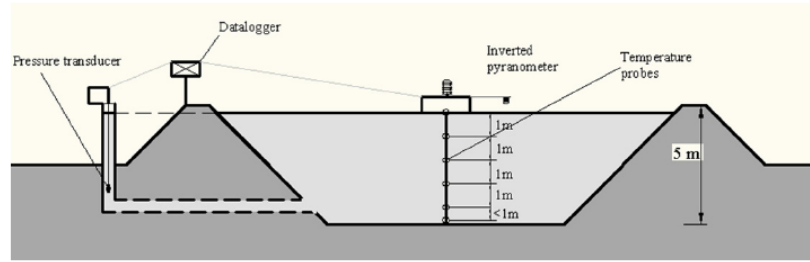


Figure 1. Dimensions and experimental layout of the monitored AWR

water body can be expressed as:

$$R_n = (1 - a) S + L_a - L_w = S_n + L_n \quad (1)$$

where R_n is the net radiation (or available energy) at the water surface, which includes $S_n = (1 - a) S$, the net shortwave radiation, S being the solar radiation and a the albedo of the water; and $L_n (= L_a - L_w)$ the net longwave radiation, where L_a and L_w are downward and upward longwave radiation, respectively.

All fluxes, expressed in W m^{-2} , were measured directly, except L_w , which was derived from the data of the temperature sensor located near the surface T_w by means of the Stefan–Boltzmann law:

$$L_w = \epsilon_w \sigma (T_w + 273.2)^4 \quad (2)$$

where ϵ_w is the water emissivity, considered to be 0.97 (Gianniou and Antonopoulos, 2007; Rosenberry *et al.*, 2007; Ali *et al.*, 2008), and σ the Stefan–Boltzmann constant ($= 5.68 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$).

AWR surface energy balance

The energy balance at the surface of a water body can be expressed as the balance of energy gains and losses in a time step (day, month) as follows:

$$R_n + \lambda E + G + H = 0 \quad (3)$$

where λE is the latent heat flux of evaporation, λ the latent heat of vapourization, G the heat flux into the underlying water body and H the sensible heat exchanged between the air and the water surface (Brutsaert, 1982). In what follows, both G and H are considered positive when directed towards the surface, and negative when leaving the surface. The available energy is defined as $A = R_n + G$. All daily fluxes are expressed in W m^{-2} , if not mentioned otherwise.

G plays a major role in the changes in stored energy. It can be used as a proxy for the heat storage rate provided that the contribution of the other terms affecting energy storage (heat transfer to substrate and retaining materials, inflows, outflows, etc.) is small and negligible (Gianniou and Antonopoulos, 2007; Rosenberry *et al.*, 2007). Assuming this hypothesis to hold for the AWR under study, G was considered equal to the heat storage rate and termed as such in the following.

In our study, daily E was obtained directly from water level measurements and R_n was derived from Equation (1). The sensible heat exchange H at the reservoir air–water interface was derived from an analogy between sensible and latent heat transfer. We used the daily mass transfer coefficient h_m ($\text{mm day}^{-1} \text{ kPa}^{-1}$), defined as:

$$E = h_m (e_w - e_a) \quad (4)$$

where e_w (kPa) is the saturation vapour pressure at the temperature of the water surface T_w ($^{\circ}\text{C}$) and e_a (kPa) is the vapour pressure of the ambient air. The coefficient h_m was previously calibrated for the studied AWR (Gallego-Elvira *et al.*, 2008). After the required unit conversion, the heat transfer coefficient for sensible heat h_s ($\text{W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$) was found to be:

$$h_s = 1.88 + 1.48 U \quad (5)$$

and the daily value of H (W m^{-2}) was calculated as

$$H = h_s (T_a - T_w) \quad (6)$$

The daily Bowen ratio $\beta = H/\lambda E$ was calculated using the measured values of E and the estimates of H by means of Equation (6).

The heat storage rate G was calculated in two different ways: (i) retrieved from Equation (3) as the residual term, once the other terms were known, and (ii) calculated from the daily change in the mean water temperature T_w ($=$ average of the five temperature sensors) by means of the equation:

$$G = C_w z \frac{\Delta T_w}{\Delta t} \quad (7)$$

where C_w ($\text{J m}^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$) is the volumetric heat capacity of water at the temperature T_w , z (m) stands for the reservoir depth and ΔT_w is the change in water temperature ($^{\circ}\text{C}$) occurring during a time step ($\Delta t = 1$ day).

Evaporation formulae used in the study

The Penman equation. The Penman equation (Penman, 1948), which is based on the combination of the surface energy balance and an aerodynamic formula, supplies the

evaporation rate of a freely evaporating surface by means of the following relationship:

$$\lambda E = \frac{\Delta (R_n + G) + \gamma \lambda E_a}{\Delta + \gamma} = w A + (1 - w) \lambda E_a = \lambda E_{eq} + \lambda E_{adv} \tag{8}$$

where Δ and γ (kPa K^{-1}) are the slope of the saturated vapour pressure curve at the air temperature and the psychrometric constant, respectively and w stands for the ratio $\Delta/(\Delta + \gamma)$. E_a is the drying power of the air, expressed as the product of a wind function and air vapour pressure deficit. The term $\lambda E_{eq} = wA$ is usually referred to as the *equilibrium evaporation*, or radiative component of the Penman equation. The term $\lambda E_{adv} = (1 - w) \lambda E_a$ is generally named the *advective*, or *aerodynamic component* (Brutsaert, 1982). In this study, λE_{adv} was derived from the difference between λE and λE_{eq} .

The Priestley–Taylor formula. The P–T equation (1972) is formulated as a truncated version of the Penman equation:

$$\lambda E = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n + G) = \alpha w A = \alpha \lambda E_{eq} \tag{9}$$

with

$$\alpha = 1 + E_{adv}/E_{eq} \tag{10}$$

The coefficient α , or advection coefficient, reflects the importance of the advective component with respect to the radiative one. α can be considered as a lumped parameter, which includes the aerodynamic term of the Penman equation and, consequently, integrates the effects of several climatic and surface-related factors, such as vapour pressure deficit, wind speed, surface roughness and water body characteristics.

RESULTS AND DISCUSSION

The yearly evolution and the annual characteristics (annual mean, maximum, and minimum values and range of the monthly values of the AWR radiative balance terms (Equation (1))) are given in Figure 2 and Table I. They indicate that downward longwave radiation L_a was the main energy input (394.4 W m^{-2}), doubling the influx from solar radiation (194.2 W m^{-2}). However, the amplitude in the annual variation of S ($=218 \text{ W m}^{-2}$) was more than twice that of L_a ($=94 \text{ W m}^{-2}$) (Figure 2).

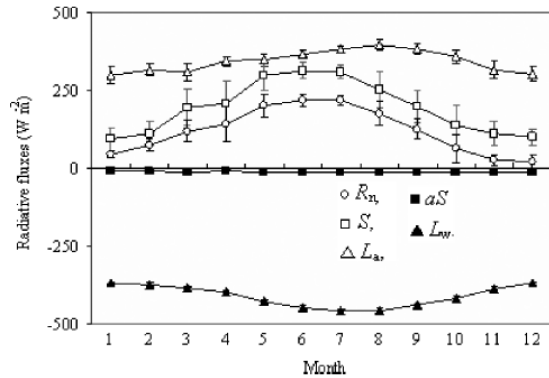


Figure 2. Annual evolution of the components of the radiative balance (monthly values). Positive and negative values correspond to energy inputs and outputs to the AWR, respectively. Vertical bars are standard deviations of the daily values

As regards heat losses, the upward longwave radiation L_w was the main energy output ($=412.6 \text{ W m}^{-2}$), accounting for 97% of the total loss (424.6 W m^{-2}), while the reflected solar radiation only accounted for 3% (12 W m^{-2}). The latter exhibited a smother seasonal variation than S , since periods with higher solar radiation months coincided with those of lower albedo values. A clear cyclic pattern of albedo was observed (Figure 3), with a minimum of 0.04 around the summer solstice (June) and a maximum of 0.11 at the winter solstice (December). This behaviour can be logically ascribed to the variation of the solar elevation angle. The albedo values were fitted (minimum mean absolute error, MAE) to the following simple sinusoidal function of the month of the year, M ($= 1, \dots, 12$), with a fairly good result (Figure 2, MAE = 0.0024, RMSE = 0.0033):

$$a = a_0 + b \sin(2\pi(M + c)/12) \tag{11}$$

where a_0 , b and c are constants with the following values: $a_0 = 0.0718$ (unitless). $b = 0.0325$ (unitless) and $c = 3.08$ (month unit).

The respective peaks of L_a and L_w occurred in August, with a delay of about 1–2 months with respect to the maximum of S (Figure 2). The net longwave radiation L_n presented a small annual variation range ($-82.2 \text{ W m}^{-2} < L_n < -26.4 \text{ W m}^{-2}$) (Table I). Conversely, the net shortwave radiation S_n presented a rather wide range of variation ($85.6 \text{ W m}^{-2} < S_n < 300.0 \text{ W m}^{-2}$), with an annual pattern very close to S ($94.7 \text{ W m}^{-2} < S < 313.1 \text{ W m}^{-2}$) because of the

Table I. Annual mean, minimum, maximum and range of the monthly values of the components of the AWR radiative balance (units = W m^{-2})

	S	aS	S_n	L_a	L_w	L_n	R_n	R_n/S	a
Mean	194.2	12.3	181.9	349.4	412.7	-63.2	118.9	0.61	0.072
Max	313.1	9.1	300.0	396.5	368.9	-26.4	217.8	0.70	0.115
Min	94.7	14.5	85.6	302.1	460.8	-82.2	20.0	0.20	0.042
Range	218.4	5.4	214.4	94.4	91.9	55.8	197.8	0.50	0.073

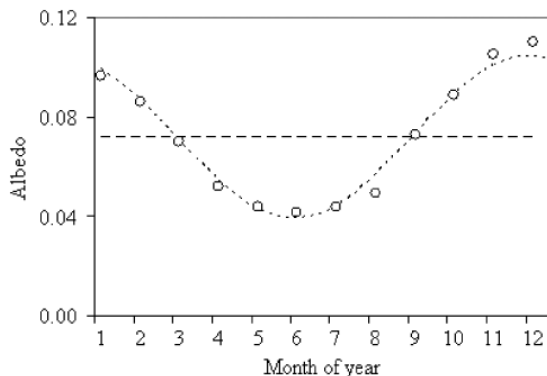


Figure 3. Annual cycle of the surface albedo (monthly values). Points represent the ratio of the monthly means of reflected and incoming solar radiation, and the dotted curve is the sinusoidal function described by Equation (11). The dashed line is the constant $a_0 = 0.0718$, representative of the mean annual albedo

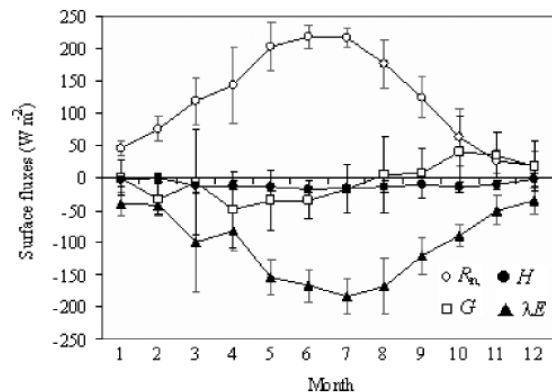


Figure 4. Annual evolution of the components of the energy balance (monthly average). Values of G correspond to those retrieved from the surface energy balance (residual value). Vertical bars are standard deviations of the daily values

small and quite constant values of the reflected solar radiation (aS) (Table I). The net radiation R_n ranged from 20.0 W m^{-2} (December) to 217.8 W m^{-2} (July), with an annual amplitude of 197.8 W m^{-2} , close to the annual amplitude of S (218.4 W m^{-2}) (Table I). Note that the ratio $r = R_n/S$ was 0.61 on an annual basis, with a sharp difference between June and July ($r \approx 0.70$) and December ($r \approx 0.20$). There was a close relationship between R_n and S ($R_n = 0.86 S - 48.13$, $R^2 = 0.97$), with a hysteric trend for the period from October to March. The latter can be explained by the asymmetrical pattern of the longwave radiative components L_a and L_w (Figure 2).

Energy balance

The annual mean, minimum, maximum and amplitude of the monthly values of the components of the AWR energy balance (Equation (3)) are given in Table II. The annual pattern of the monthly mean is presented in Figure 4 for each component.

Evaporation rate. For the year of observation, the annual latent heat flux of the studied AWR was 102.7 W m^{-2} , equivalent to an evaporated water depth of $1310 \text{ mm year}^{-1}$. The evaporation rate peaked in July, with a value of 183.7 W m^{-2} , while the lowest monthly value ($= 35.3 \text{ W m}^{-2}$) was observed in December (Figure 4). Note that evaporation loss for March was higher than that registered for April, due to the particularly windy weather prevailing in March. In fact,

the two highest evaporation values were observed on 8 March (13.3 mm day^{-1}) and on 20 March (10.7 mm day^{-1}), both substantially higher than the maximum value (9.7 mm day^{-1}) of the summer period, observed on 24 August.

Sensible heat flux and Bowen ratio. The sensible heat flux was relatively small compared with the other components (annual mean $= 10.6 \text{ W m}^{-2}$, Table II), with a maximum in July (17.1 W m^{-2}) and a minimum in February (-0.1 W m^{-2}). Except for the last value, the Bowen ratio was quite stable throughout the year, varying in the range 0.10 – 0.20 (Figure 5). β was close to 0.10 during the warm season, with only very small variations, while greater variability was observed in the winter months. This was due to the occurrence of negative values for β , corresponding to very cloudy conditions and low available energy. The order of magnitude of β agreed well with previous published estimations for β in small water storages in semi-arid locations and flooded fields. The annual mean of β was found to be 0.07 for a small pond in Badakhhera watershed in India (4700 m^2 , depth 2.75 m) (Ali *et al.*, 2008). For larger and deeper water bodies under different climatic conditions, higher annual values of β have been documented: 0.19 for Lake Ikeda in Japan (10.62 km^2 , mean depth 125 m) (Momii and Ito, 2008), 0.21 for Lake Titicaca in South America (8560 km^2 , mean depth 105 m) (Delclaux *et al.*, 2007) and 0.23 for Sparkling Lake in USA (0.64 km^2 , mean

Table II. Annual mean, minimum, maximum and amplitude of the monthly values of the components of the AWR energy balance (λE , H , G , R_n , A), evaporative fraction (EF), Bowen ratio (β), equilibrium and advective components (λE_{eq} and λE_{adv}) and advection coefficient (α)

	λE	H	G	R_n	A	EF	β	λE_{eq}	λE_{adv}	α
Mean	-102.7	-10.6	-5.6	118.9	113.3	0.91	0.103	78.0	24.7	1.32
Max	-183.7	-17.1	41.1	217.8	200.1	1.00	0.203	149.2	35.8	1.65
Min	-35.3	0.1	-49.0	20.0	37.6	0.83	-0.003	21.9	12.3	1.23
Range	148.4	17.2	90.1	197.8	162.5	0.17	0.206	127.3	23.5	0.42

Values of G correspond to the residual of the energy balance (G_{EB}).

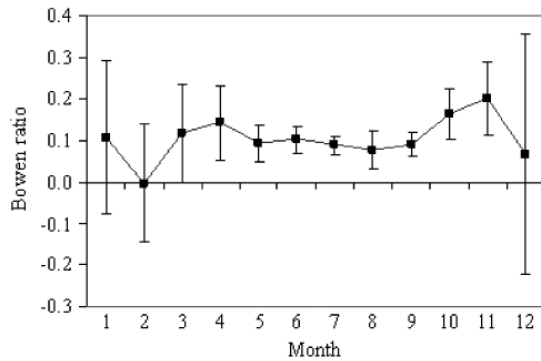


Figure 5. Annual evolution of the Bowen ratio (monthly values). Vertical bars are standard deviation of the daily values

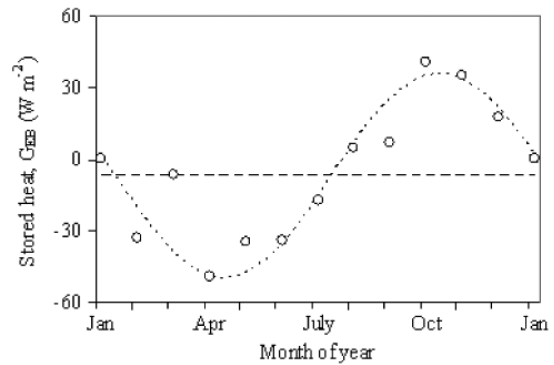


Figure 6. Annual cycle of the heat storage rate G_{EB} , derived from the energy balance (monthly values). Negative values correspond to storage. The dotted line is the best fit to the sinusoidal function: $G_{EB} = a_w + b_w \sin[2\pi(M + c_w)]/12$, with $a_w = -6.95 \text{ W m}^{-2}$ (dashed line), $b_w = 42.98 \text{ W m}^{-2}$ and $c_w = 4.62$ (MAE = 7.76 W m^{-2} , RMSE = 12.18 W m^{-2})

depth 10.9 m) (Lenters *et al.*, 2005). These higher values were generally associated with a wider range of monthly β as, for instance, in lake Ikeda ($-0.1 < \beta < 0.4$) and Sparkling Lake ($0.09 < \beta < 0.85$).

Our results highlight the fact that the reservoir heated the surrounding atmosphere during the whole year, except in February. It appears that the water reservoir acted in the same way as a solar collector with a notable capacity of seasonal storage, absorbing energy during the spring and summer season and releasing it during the fall season to reach an equilibrium state with the atmosphere ($T_w \approx T_a$) in February. This month therefore corresponds to the time of year when the energy buffer due to the heat stored during the previous spring and summer became completely exhausted and to the start for a new annual cycle of heat storage. Note also that February was the only month for which the evaporative fraction EF ($= \lambda E/A$) was equal to 1, i.e. all the available energy was used for the evaporation process.

Heat storage rate, G . The evolution of G was characterized by an annual cycle (Figure 4), with a 6-month period of storage (from February to July) followed by another 6-month period of release (from August to January). The peak of G , calculated as the residual term of the energy balance equation G_{EB} , was observed in April ($\approx 50 \text{ W m}^{-2}$), while the maximum release rate ($\approx 40 \text{ W m}^{-2}$) occurred during the months of October

and November. The annual cycle of G can be described by a sinusoidal function (Figure 6). Note the relatively large deviation from the sinusoidal trend occurring in March, when strong winds notably increased the evaporation rate and led to a low magnitude of stored energy compared to February and April.

The comparison between G_{EB} and the estimates of G deduced from the vertical temperature profile G_{WT} (Equation (7)) indicated fairly good agreement between the two methods ($G_{WT} = 0.94G_{EB} + 6.39$, $R^2 = 0.97$).

Partitioning of available energy. As regards the annual energy balance values (Table II), the available energy ($A = 113.3 \text{ W m}^{-2}$) was close to and slightly lower than the net radiation ($R_n = 118.9 \text{ W m}^{-2}$), the difference (-5.6 W m^{-2}) being partly due to the small value of residual heat storage observed in December ($T_w = 12.5^\circ\text{C}$) with respect to that observed in January ($T_w = 12.2^\circ\text{C}$). The annual evaporative fraction was equal to 0.91 (Table II), and the ratio H/A was 0.09.

At the monthly scale, there was a very close correlation between λE and A (Figure 7a, $\lambda E = 0.909A$, $R^2 = 0.997$), for the regression forced to the origin and also a significant linear relationship between H and A (Figure 7b, $H = 0.091A$, $R^2 = 0.72$). The heat accumulated by the

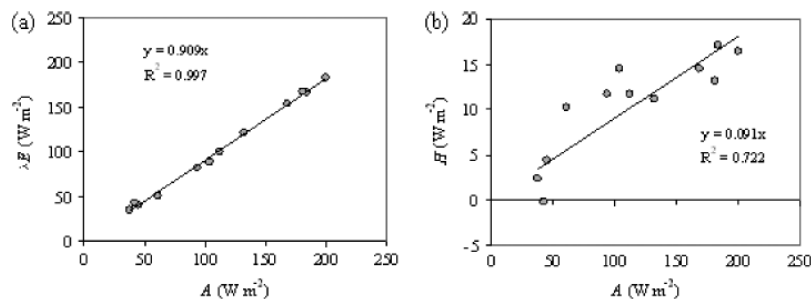


Figure 7. Relationship between available energy A and (a) λE (b) H (monthly values). The line corresponds to the regression forced to the origin (a) $\lambda E = 0.909A$, $R^2 = 0.997$ (b) $H = 0.091A$, $R^2 = 0.72$

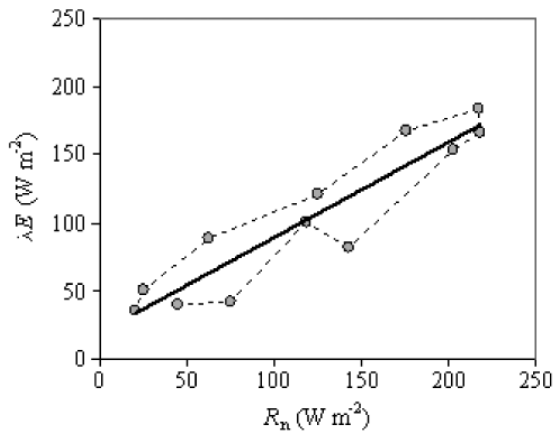


Figure 8. Hysteresis between evaporation λE and net radiation R_n (monthly values). The line corresponds to the regression: $\lambda E = 0.72R_n + 19.7$, $R^2 = 0.83$

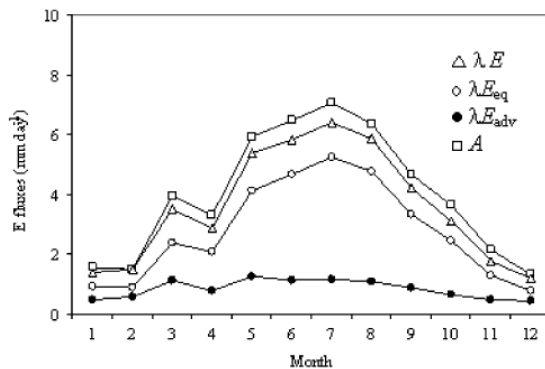


Figure 9. Annual evolution of evaporation flux, equilibrium and advective evaporation terms of the Penman formula and available energy (monthly values)

water body during the spring and the beginning of summer was released in the autumn, increasing the energy available for evaporation. As a consequence, the net radiation and the evaporation rate are somewhat decoupled and show a clear hysteretic trend (Figure 8).

The hysteresis loop between λE and R_n could lead to systematic errors if the heat storage term in radiation-based formulae that aim to estimate evaporation from climatic data is not considered.

Partitioning between equilibrium and advective evaporation. There was a clear predominance of the equilibrium term λE_{eq} over the advective term λE_{adv} during the warm period of the year when λE_{eq} represented approximately 80% of λE (Figure 9). During the winter months, the advective term reached about one-third of the total evaporation, with a maximum of 40% in February. This maximum coincided with a Bowen ratio near 0.

Implications for evaporation estimates with the P–T formula

Advection coefficient α . On a yearly scale, the equilibrium λE_e and advective λE_{adv} , evaporation terms of

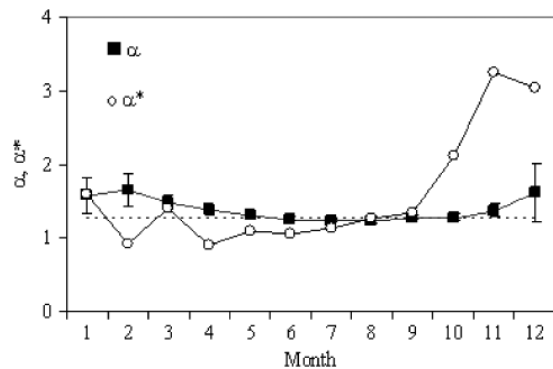


Figure 10. Annual evolution of the advection coefficient α and of its equivalent based on net radiation α^* (see text for explanation, monthly values). The dotted line is the constant value $\alpha = 1.26$. Vertical bars are standard deviation of the daily values of α

the Penman formula (Equation (8)), represented 76% and 24%, respectively, of the total evaporation (Table II), leading to an annual value for α (Equation (10)) of 1.32. This is within the range (1.15–1.45) reported in the literature (Debruin and Keijman, 1979; Morton, 1983; Pereira and Villa Nova, 1992; McAneney and Itier, 1996; Hobbins *et al.*, 2001), and close to the standard value of 1.26. Values proposed by Doorenbos and Pruitt (1977) for irrigated crops ranged between 1.33 and 1.46, while higher values of up to 1.74 (Jensen *et al.*, 1990) were reported for arid and warm countries.

On a monthly scale, the range was quite large ($1.23 < \alpha < 1.65$, Table II), with α showing a clear seasonal pattern (Figure 10). The lowest values were obtained for the summer months (June–August), while the maximum value was observed in February. The daily values for α varied very little from May to October, but showed high variability from December to February (Figure 10).

Neglecting the storage component (i.e. assuming $A \approx R_n$), an R_n -based advection coefficient α^* was calculated. The use of such a coefficient on an annual scale provided a value for α^* of 1.25, which is close to the value of 1.32 obtained for α . This result was to be expected, as the annual value of R_n was only 5% higher than the annual value of A (Table II). However, there were significant differences between monthly α and α^* (Figure 10), especially during the autumn when the energy release rate was high (October–December). The range of variation of α^* ($0.90 < \alpha^* < 3.26$) was rather unrealistic, demonstrating the importance of accounting for G in estimating the annual evolution of α .

One way of obtaining a plausible estimation of α would be to use the direct relationship linking α to the Bowen ratio:

$$\alpha = \frac{\Delta + \gamma}{\Delta (1 + \beta)} = \frac{1}{w (1 + \beta)} \quad (12)$$

As β was found to be relatively constant throughout the year ($\beta = 0.103 \pm 0.051$, Figure 5), we assumed $\beta = 0.10$ in Equation (12), which then becomes:

$$\alpha = 0.91 w^{-1} \quad (13)$$

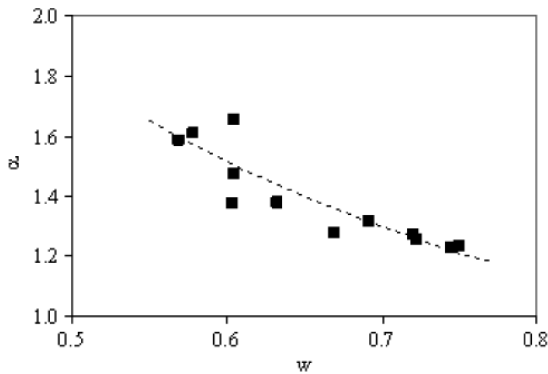


Figure 11. Experimental monthly values of α and Equation (13) (dotted curve) versus $w = \Delta/(\Delta + \gamma)$. RMSE = 0.066, MAE = 0.045

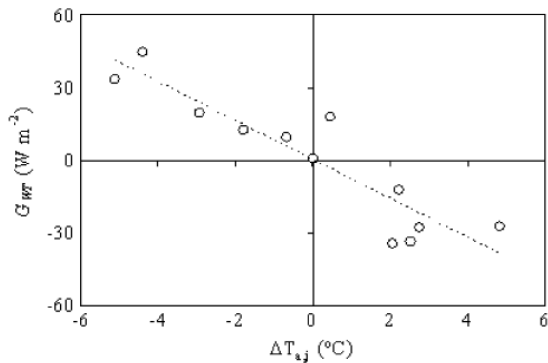


Figure 12. Relationship between G_{WT} and the change in monthly air temperature between two consecutive months $\Delta T_{a,j}$. Negative values of G_{WT} correspond to storage. The line is the regression $G_{WT} = -8.55\Delta T_{a,j} - 5.63$, $R^2 = 0.84$ (Equation (14))

Figure 11 shows how the hyperbola corresponding to Equation (13) fits the observed monthly values of α . Using Equation (13) to predict the observed values of α would lead to an MAE of 0.045 and an RMSE of 0.066, which could be considered rather satisfactory.

Alternative to estimate G. The proper way of predicting G is by means of Equation (7), whose evolution can be described by the sinusoidal function presented in Figure 7. Equation (7) requires measurements of water temperature, which are often unavailable. A candidate to substitute water temperature is air temperature T_a . In fact, in several studies, a regression equation is used to predict T_w from T_a data (Mohseni and Stefan, 1999; Ali *et al.*, 2008). In our study, T_a showed a close correlation with T_w ($R^2 = 0.99$, data not shown). A linear regression between G_{WT} and $\Delta T_{a,j}$ (the change in monthly temperature between two consecutive months) is proposed to derive G when T_w is not available (Figure 12).

$$G_{WT} = -7.98 \Delta T_{a,j} + 0.16 \quad (14)$$

with $R^2 = 0.83$ and MAE = 7.42 W m⁻². Correlations with other variables, such as net and solar radiation or

air vapour pressure deficit, were analysed and found to be much less satisfactory (results not shown).

Alternative to estimate R_n. To apply the P–T equation, knowledge of R_n is necessary. A common option is to use the procedure recommended by the Food and Agriculture Organisation (FAO) (Allen *et al.*, 1998). The monthly values of albedo from Equation (11) can be applied, although the use of an average value of 0.07 could be sufficient, since the reflected solar component represents only a small fraction (3%) of the total radiative losses. More critical is the use of air temperature as a proxy for water temperature in calculating longwave radiation emitted by the surface. Differences of up to 3 °C were observed between T_w and T_a , which would be equivalent to an error of 15 W m⁻² in the estimate of the net longwave radiation when assuming $T_w = T_a$. Therefore, water temperature measurements are recommended if the FAO method is to be used. An alternative option would be to use a relationship between R_n and S , such as the linear regression found in this study, which could be applied for small AWRs under semi-arid climate conditions.

CONCLUSIONS

Although inter-annual variability can affect to some extent the evolution of the energy balance and hence evaporation rate, the results of this study provide a good understanding of the average behaviour of small on-farm storage reservoirs under Mediterranean semi-arid conditions. Overall, our results indicate that the annual evaporation loss of small irrigation reservoirs in semi-arid climates presents an order of magnitude that is close to the regional potential evaporation as defined by Priestley and Taylor (1972) for temperate and humid climates. The annual advection coefficient α was found to be within the range of values currently assumed for temperate regions ($1.20 < \alpha < 1.35$) and similar to that reported for small ponds under semi-arid weather conditions. It seems therefore that, despite its limited area (2500 m²), the AWR under study provides a proxy of the areal potential evaporation. The order of magnitude of the Bowen ratio ($\beta \approx 0.10$) and its range variation ($0 < \beta < 0.20$) agreed well with previous published estimations for small water storages and flooded fields in semi-arid locations, confirming that evaporation is by far the main process responsible for cooling of small, open water bodies.

On a monthly scale, our experimental study highlights the importance of considering the annual cycle of both heat storage and advection coefficient. As far as these two issues are concerned, the results of our study can be summarized as follows:

1. For the AWR under study, heat storage led to an annual pattern of available energy quite distinct from that observed for R_n . In spring and early summer, the fraction of net radiation stored in the water

mass decreased the amount of energy available to the evaporation process, while during the autumn a significant fraction of the net radiation energy that was stored in the water body during spring and early summer became available to the evaporation process. Therefore, the approximation $A = R_n$ could lead to significant errors, as stressed by Finch and Gash (2002). To properly predict the monthly evaporation rate, heat storage should be accounted for, either directly from measurements or indirectly by means of empirical relationships. When water temperature measurements are not available, we suggest estimating G by means of a relationship linking G to the air temperature difference between two consecutive months (Equation (14)).

2. The advection coefficient of the P–T formula presented a marked annual cycle due to the hysteretic trend observed between R_n and λE . The enhanced role of the advection process observed in autumn and winter could be accounted for by including a seasonal variation of the advection coefficient α . Our proposal, for this type of AWR with a rather constant Bowen ratio (≈ 0.1), is to calculate α from a functional relationship linking α to β , assuming $\beta = 0.1$. This appears to be a straightforward way to include the effects of seasonal changes of α in the AWR evaporation loss predicted by the P–T formula.

ACKNOWLEDGEMENT

The authors acknowledge the Fundación Séneca (Murcia, Spain) for the financial support of this study through the grant 02978/PI/05.

REFERENCES

- Ali S, Ghosh NC, Singh R. 2008. Evaluating best evaporation estimate model for water surface evaporation in semi-arid region, India. *Hydrological Processes* **22**: 1093–1106. DOI: 10.1002/hyp.6664.
- Allen RG, Pereira LS, Raes D, Smith M. 1998. *Crop Evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Water Requirement*, FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56. Food and Agricultural Organization of United Nations: Rome.
- Brutsaert W. 1982. *Evaporation into Atmosphere: Theory, History, and Applications*. D. Reidel Publishing Company: Boston, MA.
- Craig I, Green A, Scobie M, Schmidt E. 2005. *Controlling Evaporation Loss from Water Storages*. NCEA Publication No. 1000580/1: Queensland; 207.
- Daigo K, Phaovattana V. 1999. Evaporation and percolation control in small farm ponds in Thailand. *JARQ-Japan Agricultural Research Quarterly* **33**: 47–56.
- Debruin HA, Keijman JQ. 1979. Priestley-taylor evaporation model applied to a large, Shallow Lake in the Netherlands. *Journal of Applied Meteorology* **18**: 898–903.
- Delclaux F, Coudrain A, Condom T. 2007. Evaporation estimation on Lake Titicaca: a synthesis review and modelling. *Hydrological Processes* **21**: 1664–1677. DOI: 10.1002/hyp.6360.
- Doorenbos J, Pruitt WO. 1977. *Guidelines for predicting crop water requirements*. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 24: Rome, 179.
- Downing JA, Prairie YT, Cole JJ, Duarte CM, Tranvik LJ, Striegl RG, McDowell WH, Kortelainen P, Caraco NF, Melack JM, Middelburg JJ. 2006. The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments. *Limnology and Oceanography* **51**: 2388–2397.
- Finch JW. 2001. A comparison between measured and modelled open water evaporation from a reservoir in south-east England. *Hydrological Processes* **15**(14): 2771–2778.
- Finch JW, Gash JHC. 2002. Application of a simple finite difference model for estimating evaporation from open water. *Journal of Hydrology* **255**: 253–259.
- Gallego-Elvira B, Baille A, Martínez-Álvarez V, Martín-Górriz B. 2008. Pan coefficient and wind function of agricultural water reservoirs under a semi-arid climate. *Proceedings of International Conference on Agricultural Engineering and Industry Exhibition*; June 2008; Crete, Greece.
- Giannou SK, Antonopoulos VZ. 2007. Evaporation and energy budget in lake Vegoritis, Greece. *Journal of Hydrology* **345**: 212–223. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.08.007.
- Hobbins MT, Ramirez JA, Brown TC, Claessens LHJM. 2001. The complementary relationship in estimation of regional evapotranspiration: the complementary relationship areal evapotranspiration and advection-aridity models. *Water Resources Research* **37**: 1367–1387.
- Hudson NW. 1987. *Soil and Water Conservation in Semiarid Regions*. FAO Land and Water Conservation Service: Rome; 256.
- Jensen ME, Burman RD, Allen RG. 1990. *Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements*. ASCE Manuals and Reports of Engineering Practice No. 70. ASCE: New York.
- Lenters JD, Kratz TK, Bowser CJ. 2005. Effects of climate variability on lake evaporation: Results from a long-term energy budget study of Sparkling Lake, northern Wisconsin (USA). *Journal of Hydrology* **308**: 168–195. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2004.10.028.
- Martínez-Alvarez V, Baille A, Molina-Martínez JM, González-Real MM. 2006. Efficiency of shading materials in reducing evaporation from free water surfaces. *Agricultural Water Management* **84**: 229–239. DOI: 10.1016/j.agwat.2006.02.006.
- Martínez-Alvarez V, González-Real MM, Baille A, Molina-Martínez JM. 2007. A novel approach for estimating the pan coefficient of irrigation water reservoirs application to South Eastern Spain. *Agricultural Water Management* **92**: 29–40. DOI: 10.1016/j.agwat.2007.04.011.
- Martínez-Alvarez V, González-Real MM, Baille A, Maestre-Valero JF, Gallego-Elvira B. 2008. Regional assessment of evaporation from agricultural irrigation reservoirs in a semiarid climate. *Agricultural Water Management* **95**: 1056–1066. DOI: 10.1016/j.agwat.2008.04.003.
- McAneny KJ, Itier B. 1996. Operational limits to the Priestley-Taylor formula. *Irrigation Science* **17**: 37–43.
- Mohseni O, Stefan HG. 1999. Stream temperature air temperature relationship: a physical interpretation. *Journal of Hydrology* **218**: 128–141.
- Momii K, Ito Y. 2008. Heat budget estimates for Lake Ikeda, Japan. *Journal of Hydrology* **361**: 362–370. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2008.08.004.
- Morton FI. 1983. Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology* **66**: 1–76.
- Penman HL. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London Series A-Mathematical and Physical Sciences* **193**: 120–&.
- Pereira AR, Villa Nova NA. 1992. Analysis of the priestley-taylor parameter. *Agricultural and Forest Meteorology* **61**: 1–9.
- Priestley CHB, Taylor RJ. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Monthly Weather Review* **100**: 81–92.
- Rosenberry DO, Winter TC, Buso DC, Likens GE. 2007. Comparison of 15 evaporation methods applied to a small mountain lake in the northeastern USA. *Journal of Hydrology* **340**: 149–166. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.03.018.
- Sacks LA, Lee TM, Radell MJ. 1994. Comparison of energy-budget evaporation losses from 2 morphometrically different Florida Seepage Lakes. *Journal of Hydrology* **156**: 311–334.

4.3. Publicación 3

4.3.1. Resumen de la publicación

Título

Experimental assessment of shade-cloth covers on agricultural reservoirs for irrigation in south-eastern Spain

Introducción y objetivos

En las regiones áridas y semiáridas, donde los recursos hídricos son escasos y su disponibilidad varía estacionalmente, las balsas de riego se utilizan habitualmente para garantizar el suministro de agua en toda la temporada de riego. La eficiencia de almacenamiento de agua se ve reducida por las importantes pérdidas por evaporación de las balsas. En la cuenca del Segura, Martínez-Álvarez *et al.* (2008) estimaron que el 8,3 % del agua para regadío se perdía por evaporación, poniendo de manifiesto el interés de estudiar posibles alternativas para prevenir estas pérdidas de agua.

Para reducir la evaporación en superficies de agua se han propuesto diferentes alternativas, que pueden clasificarse en los siguientes grupos: métodos físicos, métodos operacionales, coberturas químicas y métodos estructurales (Brown, 1988). Los métodos físicos son aquellos que alteran las propiedades del cuerpo de agua, por ejemplo, los cambios del color del agua para modificar el albedo (Cooley, 1983), o la desestatificación artificial (Koberg y Ford, 1965). Los métodos operacionales hacen referencia a buenas prácticas de manejo orientadas a la prevención de la evaporación, como evitar mantener las balsas llenas en épocas de mayor demanda evaporativa atmosférica o utilizar primero el agua de aquellas balsas con mayores temperaturas de agua. El uso de productos químicos como los *monolayers* es otra alternativa para la reducción de la evaporación. La aplicación de *monolayers*, como el cetyl alcohol o stearyl alcohol, crea una capa química en la superficie del agua que dificulta el proceso de evaporación. El problema de estos productos es que sólo proporcionan reducciones moderadas de la evaporación (10-40%) (Craig *et al.*, 2005) y que su efectividad puede verse reducida por interacciones con el ecosistema del embalse y por el arrastre del viento (Barnes, 2008). Por último, los métodos estructurales incluyen diferentes tipos de coberturas que minimizan los intercambios de energía y masa entre la superficie del agua y el aire circundante (Daigo y Phaovattana, 1999) y las barreras cortavientos (Hipse y Sivapalan, 2003).

Entre todos estos métodos, la instalación de coberturas de sombreado suspendidas (CSSs) parece ser una de las técnicas más prometedora para la reducción de la evaporación. Craig *et al.* (2005) obtuvieron reducciones de hasta un 87% en Queensland (Australia), donde la evaporación potencial es muy elevada (2.200 mm año⁻¹). Martínez-Alvarez *et al.* (2006) realizaron un estudio preliminar para estudiar la eficacia de diferentes coberturas porosas de sombreado a escala de tanque Clase A y bajo las condiciones climáticas del sureste español. Sus resultados mostraron que la cobertura más eficiente era la de polietileno negro de doble capa, que alcanzó un 83,5% de reducción de la evaporación. Además de las altas reducciones de evaporación, las coberturas de sombreado tienen efectos positivos sobre la calidad del agua de riego (Craig *et al.*, 2005; Finn y Barnes, 2007). El principal beneficio es la eliminación de las algas, relacionado con la minimización de la radiación solar. Otros aspectos a destacar son la reducción de la salinidad, debido a que la cantidad de agua de lluvia normalmente supera a la pérdida por evaporación, y la limitación de entrada de suciedad y partículas volantes al embalse.

El presente estudio se centra en la evaluación de coberturas de sombreado como método de mitigación de las pérdidas por evaporación.

Los objetivos específicos de este trabajo son los siguientes:

- (i) Determinar el coeficiente de reducción de la evaporación de una cobertura de polietileno suspendida en una balsa de riego característica de la cuenca del Segura.
- (ii) Evaluar las propiedades de la cobertura: transmisión de radiación, permeabilidad, protección frente al viento y efecto sobre las condiciones climáticas del aire sobre la superficie del agua.
- (iii) Estudiar los efectos de la cobertura sobre la calidad del agua.
- (iv) Analizar la viabilidad económica de las coberturas de sombreado.

Metodología

Embalse experimental y cobertura de sombreado

El embalse de riego experimental tiene una superficie de 2.400 m², 5 m de profundidad, y una pendiente de taludes de 1/1, dimensiones que son representativas de balsas de riego de la cuenca del Segura. La capacidad de la balsa es de 11.920 m³, volumen común para explotaciones de 4-5 ha. Está impermeabilizado con una geomembrana de polietileno de alta densidad que previene las infiltraciones por las paredes y el fondo.

El embalse permaneció descubierto durante 2007 (periodo experimental 1). La cobertura se instaló entre Enero y Marzo de 2008, permaneciendo el embalse cubierto desde entonces. La recogida de datos del embalse cubierto para este estudio se llevó a cabo entre Abril de 2008 y Marzo de 2009 (periodo 2).

La cobertura de sombreado instalada consiste en un textil de polietileno negro de doble capa suspendida de una estructura de cables de poliamida. La denominación comercial de la cobertura es ATARSUN y es distribuida por la empresa granadina ATARFIL S.L.

Adquisición de datos de evaporación, perfil térmico y variables meteorológicas

La Fig. 1 (nota: las figuras y tablas hacen referencia a la publicación) presenta esquemáticamente el diseño experimental del periodo 1 (año 2007, embalse descubierto). La evaporación de la balsa (E) se determinó a partir de la medida del nivel con un sensor de presión de alta precisión. El perfil de temperatura del agua se midió con cinco sondas de temperatura sumergidas en el agua, distanciadas 1m desde la superficie y unidas a una cadena sujeta a un flotador. Los datos meteorológicos se registraron en una estación meteorológica automática ubicada en la cercanía del embalse. Se tomaron datos las siguientes variables a 2 m de altura: radiación solar (R_s), radiación atmosférica (L_a), velocidad de viento (U), temperatura (T_a) y humedad relativa del aire (RH) y precipitación.

En el periodo 2 (Abril 2008 a Marzo 2009, embalse cubierto), el sensor de nivel, las sondas de temperatura y la estación meteorológica continuaron operativas y, además, se agregaron sensores adicionales para registrar datos del microclima bajo la malla de sombreado y de las características de la cobertura (Fig. 2). En concreto, se instaló un piranómetro invertido sobre la cobertura para medir la radiación reflejada, y bajo la malla se instalaron diversos sensores en una estructura metálica sobre un flotador que medían las siguientes variables a 0,3 m sobre la superficie del agua: radiación solar transmitida (R_{sC}), radiación neta (R_{nC}), velocidad de viento (U_C) y temperatura (T_{aC}) y humedad relativa (RH_C) del aire.

Todos los sensores estaban conectados a dataloggers para la recogida automática de datos. Se escanearon los sensores cada 10 s y se registraron las medias horarias. En el artículo se detallan los modelos y fabricantes de los sensores y dataloggers.

Datos de calidad de agua

Durante ambos periodos experimentales se tomaron muestras de agua a 1, 2, 3 y 4 m de profundidad para determinar la cantidad de algas. Además, mediante una sonda multiparamétrica YSI, se registraron perfiles de conductividad eléctrica (EC), clorofila y turbidez.

Determinación del coeficiente de reducción de evaporación

Para poder calcular el coeficiente de reducción de la evaporación, además de conocer la evaporación en la balsa cubierta (E_C) es preciso disponer de una estima de la evaporación para el embalse descubierto en el periodo 2. Para estimar la evaporación en embalse descubierto se ha utilizado un modelo físico basado en el balance de energía del cuerpo de agua. El modelo utiliza como datos de entrada R_s , RH , T_a y U y, mediante un procedimiento de cálculo iterativo, proporciona la temperatura del agua y la evaporación. Este modelo fue calibrado y validado con datos del embalse descubierto del periodo 1 (Gallego-Elvira *et al.*, 2009).

Evaluación económica

Para estudiar la viabilidad económica de la instalación de CSSs se han calculado los indicadores económicos VAN (Valor Actual Neto) y TIR (Tasa Interna de Rendimiento). Para ello se han identificado los costes (inversión inicial, financieros y de mantenimiento) y los beneficios (ahorro de agua y mejora de calidad).

En el cómputo de beneficios se considera un factor de reducción de la evaporación del 85% (valor obtenido en este estudio) y diferentes precios de agua para dos situaciones: (i) precio de mercado (agua superficial: $0,15 \text{ € m}^{-3}$, agua de pozo: $0,3 \text{ € m}^{-3}$, agua desalada: $0,5 \text{ € m}^{-3}$), considerando que no hay restricciones de agua para riego y (ii) margen neto del cultivo (€ m^{-3}) para el caso en que el déficit de agua no permita regar la totalidad de la explotación. Además, debido a la mejora de la calidad del agua en el embalse cubierto, puede considerarse una disminución de las necesidades de filtrado del 90%. Para tener en cuenta este aspecto se consideran dos casos: (i) 0% y (ii) 3% del agua de riego se destina a limpieza de filtros.

En cuanto a los costes, cabe señalar que el principal coste es la inversión inicial para la instalación de la cobertura. Este coste varía en función de varios factores como la localización, acceso y dimensiones del embalse y régimen de vientos local. Un coste orientativo de la cobertura es $7,8 \text{ € m}^{-2}$ ($5,3 \text{ € m}^{-2}$ de la estructura y $2,5 \text{ € m}^{-2}$ de la malla de sombreo).

Para el cálculo de los indicadores VAR y TIR se suponen diferentes escenarios que contemplan las siguientes posibilidades: (i) tres niveles de evaporación potencial (1.600, 1.800 y 2.000 mm año⁻¹), (ii) variación del precio del agua entre 0,1 y 5 € m⁻³, (iii) dos niveles de necesidades de filtrado, 0 y 3% del agua de riego.

Con el fin de simplificar el análisis se establecen varios supuestos generales:

- Tasa de actualización del 5%.
- Interés del 5% para el pago de anualidades para financiación de la inversión del capital.
- El 90% del agua de lluvia es recuperada.
- La vida útil de la estructura es de 30 años y de 15 años para la malla de polietileno.
- No se tiene en cuenta el valor residual de la estructura ni de la malla al final de su vida útil.

Resultados y discusión

Reducción de la evaporación

Durante el periodo 2, la evaporación total del embalse cubierto fue $E_C = 191,6$ mm, mientras que la evaporación calculada para condiciones normales, embalse descubierto, fue $E = 1.191,0$ mm. El factor de reducción de la evaporación calculado como $F_R = 1 - E_C/E$, es 85% a escala anual. La Fig. 3a presenta la evolución de la evaporación diaria acumulada para condiciones de sombreado y descubiertas. A escala mensual puede observarse una marcada variación de los valores de F_R (Tabla 2), alcanzándose valores máximos en los meses estivales (90%), mientras que a finales de otoño se observan valores más moderados (38–60%). Es importante tener en cuenta la variación estacional de F_R , ya que ensayos llevados a cabo sólo en meses de verano pueden dar lugar a la sobrestimación de la eficiencia de la cobertura. Cabe señalar también que, pese a los bajos valores de F_R en otoño, el F_R anual no se ha visto demasiado afectado al tratarse de meses con baja demanda evaporativa (el 50% de la evaporación total tiene lugar en los meses de verano).

Efectos de la cobertura en el perfil térmico y las variables meteorológicas

En condiciones normales (periodo 1) el embalse presenta un perfil térmico prácticamente homogéneo sin destacable estratificación. Tras la instalación de la cobertura, el efecto de mezcla del perfil por efecto del viento desaparece y el perfil térmico se estratifica (Fig. 3b). El máximo gradiente de temperatura entre la superficie y

el fondo se observó en Agosto (11°C) y la mezcla del perfil tuvo lugar en Noviembre tras intensas lluvias, permaneciendo el embalse isoterma hasta Enero. Cuando se produce la mezcla de capas, las capas profundas contribuyen a calentar la superficie de agua y se libera el calor almacenado, potenciando el fenómeno de evaporación. Esto explica porqué los valores más bajos de F_R se presentan en los meses de Noviembre y Diciembre.

La presencia de la cobertura también conlleva importantes modificaciones del aire sobre la superficie de agua. La evolución del microclima bajo la malla se muestra en las Figs. 4 y 5. La temperatura del aire interior (espacio entre la superficie de agua y la malla) se mantuvo 5°C de media (escala mensual) por encima de la temperatura del aire exterior, y el gradiente de presión de vapor interior fue notablemente inferior en el aire exterior, especialmente en los meses de verano cuando la cobertura presenta la máxima eficiencia. La radiación solar y el viento sobre la superficie de agua se minimizan, siendo los coeficientes de reducción 99% y 92% respectivamente. La radiación neta, energía radiativa disponible para el proceso de evaporación, se reduce notablemente debido a la práctica eliminación de la radiación incidente sobre la superficie de agua.

Por último, es importante señalar que la malla es de material poroso y no sólo reduce la evaporación sino que también permite el paso de agua de lluvia. Los datos de este estudio indican que la malla permite recuperar el 90% del agua de lluvia.

Efectos de la cobertura sobre la calidad del agua

Reducción de la salinidad

La cantidad de lluvia almacenada en el embalse en el periodo 2 (441,2 mm) fue superior al total de agua evaporada (191,6 mm); por tanto, siempre que el balance lluvia menos evaporación sea positivo la concentración de sales en el embalse disminuye. En concreto, los datos muestran una reducción de la conductividad eléctrica del 6,59%.

Limitación del crecimiento de algas

La ausencia de radiación solar bajo la cobertura impide la actividad fotosintética de las algas y conlleva a la práctica erradicación de su desarrollo en el embalse. La Fig. 7 muestra la acusada reducción de la concentración de clorofila C en la balsa, medida que se utiliza para la estimación de la biomasa de algas activa.

Turbidez

La cobertura es una barrera física que evita la entrada de suciedad al embalse. Los datos muestran que la turbidez del agua se redujo de 50 a 5 UTN (unidades de turbidez nefelométricas) tras la instalación de la cobertura.

Viabilidad económica

Los siguientes resultados consideran que el embalse está inicialmente lleno y se rellena cuando el embalse está a 1/3 de su capacidad. También se supone que el embalse suministra agua a explotaciones de 4 ha con un consumo de riego anual de $7.200 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1}$. El factor de reducción de la evaporación considerado en el análisis es 85% y las necesidades de filtrado 90%.

Caso 1

El suministro de agua no está limitado y se valora el agua a precio de mercado (agua superficial: $0,15 \text{ € m}^{-3}$, agua de pozo: $0,3 \text{ € m}^{-3}$, agua desalada: $0,5 \text{ € m}^{-3}$).

La Fig. 8 presenta los valores de VAN y TIR para tres niveles de evaporación potencial (1.600, 1.800 y 2.000 mm año^{-1}). Puede observarse que, para los tres niveles de evaporación, el precio del agua debe ser superior a $0,5 \text{ € m}^{-3}$ para obtener valores positivos de VAN. Para el caso más favorable para la inversión (agua desalada a $0,5 \text{ € m}^{-3}$, 2.000 mm año^{-1} de evaporación, sin necesidad de limpieza de filtros) el TIR es tan sólo 3,87%. Por tanto, se concluye que, si el agua se valora a precio de mercado, la instalación de coberturas de sombreado no es económicamente viable con los actuales precios de agua.

Caso 2

Hay restricciones de agua para riego y el agua se valora al margen neto del cultivo (en € m^{-3}) al ser un recurso limitante.

Los márgenes netos de varios cultivos comunes de la cuenca del Segura se presentan en la Tabla 3. Hay diferentes cultivos con un alto valor comercial, como por ejemplo el pimiento en invernadero que tiene un margen neto de 4 € m^{-3} , para el cual el VAN es de 215.600 € y el TIR de 59,72%, siendo por tanto altamente rentable la inversión en la cobertura. Para otros cultivos con márgenes moderados, como los hortícolas cultivados al aire libre, que tienen un margen neto entorno a 1 € m^{-3} , el VAN fue de 30.800 € y el TIR de 14,10%, por lo que la instalación de la cobertura, aunque menos rentable, también es viable.

Conclusiones

- El coeficiente de reducción de la evaporación de la cobertura de polietileno suspendida experimental es un 85%.
- Las principales propiedades de la cobertura para la mitigación de la evaporación son la alta reducción de la radiación solar (99%) y del viento (92%) sobre la superficie de agua. Además, la malla es altamente permeable a la lluvia (90%).
- La cobertura produce efectos positivos sobre la calidad del agua. Los principales son la eliminación de algas, la disminución de la salinidad y la reducción de la turbidez.
- La instalación de coberturas de sombreado es económicamente viable cuando el agua se valora al margen neto de los cultivos (situación en que el agua es un recurso limitante para la producción). Si se valora el agua a su precio de mercado actual, la instalación no sería rentable.

4.3.2. Copia de la publicación

Instituto Nacional de Investigación y Tecnología Agraria y Alimentaria (INIA)
Available online at www.inia.es/sjar

Spanish Journal of Agricultural Research 2010 8(S2), S122-S133
ISSN: 1695-971-X
eISSN: 2171-9292

Experimental assessment of shade-cloth covers on agricultural reservoirs for irrigation in south-eastern Spain

V. Martínez-Alvarez*, J. F. Maestre-Valero, B. Martín-Gorriz and B. Gallego-Elvira

*Escuela Técnica Superior de Ingeniería Agronómica. Universidad Politécnica de Cartagena.
Paseo Alfonso XIII, 48. 30203 Cartagena. Spain*

Abstract

Agricultural water reservoirs (AWRs) are commonly used to guarantee water supply throughout the whole irrigation season in arid and semiarid areas. An important fraction of the total stored water is lost through evaporation, substantially decreasing overall irrigation efficiency. In this study, the effects of suspended shade cloth covers (SSCCs) on reducing evaporation and on the quality of the stored water have been experimentally assessed. To this aim, an AWR located in south-eastern Spain was monitored during two consecutive years. During the first year, the AWR remained uncovered, while during the second year it was covered with a black polyethylene SSCC. The evaporation rate, the water temperature profile and the driving meteorological variables determining evaporation were measured to assess the technical viability of the cover. Evaporation measurements for covered conditions were compared with estimations obtained from an open-water evaporation model which was validated during the first year of experimentation. A reduction close to 85% in the evaporation rate was found. To assess the effects on water quality, water samples and measurements with a multiparametric instrument were monthly collected during the two-year experimental period. Electrical conductivity, chlorophyll concentration and turbidity were measured using this equipment. Results indicate that the reduction in solar radiation (1% transmission through the cover) dramatically reduced the photosynthetic activity; hence algal bloom was highly limited. Finally, the main benefits and costs associated with the cover installation were identified in order to analyse economic viability under different scenarios representative of the current irrigated farming situation in south-eastern Spain.

Additional key words: algae concentration; economic viability; electrical conductivity; evaporation; polyethylene meshes; water saving.

Resumen

Evaluación experimental de la aplicación de coberturas de sombreado en balsas

En las regiones áridas y semiáridas, las balsas son una instalación común para garantizar el suministro de agua para riego. Las balsas experimentan importantes pérdidas de agua por evaporación que afectan a la eficiencia de riego. Este estudio analiza los efectos de la instalación de coberturas de sombreado suspendidas (CSSs) sobre la evaporación y la calidad del agua para riego. Durante dos años se monitorizó una balsa ubicada en el sureste español. El primer año la balsa permaneció descubierta, mientras que el segundo año se cubrió con una CSS de textil de polietileno negro. Para determinar la viabilidad técnica se midieron la evaporación, el perfil térmico del agua y las principales variables meteorológicas. La evaporación registrada en la balsa cubierta durante el segundo año se comparó con la estimada mediante un modelo de evaporación en lámina libre, validado durante el primer año. Se obtuvo una reducción de la evaporación próxima al 85%. Para determinar los efectos sobre la calidad del agua, mensualmente se recogieron muestras y se realizaron sondeos en profundidad con una sonda multiparamétrica. Se determinó la conductividad eléctrica, la concentración de clorofila y la turbidez. Los resultados indican una elevada reducción de la actividad fotosintética y del crecimiento de algas como consecuencia de la baja transmisión de radiación solar a través de la cobertura (menos del 1%). Finalmente, se identificaron y valoraron los principales costes y beneficios de la instalación de la cobertura con el fin de analizar su viabilidad económica en el sureste español.

Palabras clave adicionales: ahorro de agua; concentración de algas; conductividad eléctrica; evaporación, textiles de polietileno; viabilidad económica.

* Corresponding author: victoriano.martinez@upct.es

Received: 28-10-09; Accepted: 28-04-10.

Abbreviations used: AWR (agricultural water reservoir), EC (electrical conductivity), IRR (internal rate of return), NPV (net present value), NTU (nephelometric turbidity unit), RMSE (root mean square error), SSCC (suspended shade cloth cover), SRB (Segura river basin).

Introduction

In arid and semi-arid regions, where water is scarce and its availability varies seasonally, Agricultural Water Reservoirs (AWRs) for irrigation are commonly used to guarantee water supply throughout the whole irrigation season (Daigo and Phaovattana, 1999; Martínez Álvarez *et al.*, 2006; Ali *et al.*, 2008). Evaporation losses substantially decrease reservoir storage efficiency, particularly during periods with high solar radiation and high vapour pressure deficit. In the semi-arid Segura River Basin (SRB; south-eastern Spain), Martínez Álvarez *et al.* (2008) estimated that the evaporation water loss from AWRs represents 8.3% of the irrigation water use on a regional scale. The volumetric magnitude of these losses (58.5 hm³) is equivalent to 27% of the total urban water consumption for this region with approximately two million inhabitants. Craig *et al.* (2005) estimated that in many areas of Australia, up to 40% of the water stored in on-farm reservoirs can be lost to evaporation. These figures indicate that in regions facing water shortages, the implementation of techniques to reduce evaporation from AWRs is as important as promoting highly efficient on-farm irrigation systems and techniques.

A wide variety of methods are available to mitigate evaporation from AWRs, all of which can be classified into the following groups: physical, operational, chemical and structural methods (Brown, 1988). Physical methods reduce evaporation by altering the properties of the water body. This is the case of destratification (*i.e.* artificial overturning of a stratified water profile) (Koberg and Ford, 1965) or changing the water colour to modify the albedo (Cooley, 1983). Operational methods refer to improving the management of a set of reservoirs, so that one or more of them are completely full, while the rest store lower water levels at higher temperatures (*i.e.* higher evaporation rates). Chemical methods mainly involve the use of monolayers, such as cetyl alcohol or stearyl alcohol, which spontaneously self-spread over the water surface and create a film one molecule thick. Monolayers usually provide moderate evaporation reductions (10-40%) (Craig *et al.*, 2005). However, they are a low-cost measure best suited to large AWRs (> 10 ha in area). In practice, monolayer performance can be negatively affected by disruption of the chemical layer by dust particles, negative interactions with dam bacteria and/or product displacement by wind dragging (Barnes, 2008). The last group, structural methods, includes physical structures like

floating materials to minimize energy and mass exchanges between the water surface and the surrounding air (Daigo and Phaovattana, 1999), shelters that protect the water body from wind (Hipsev and Sivapalan, 2003) or shading screens which minimise the incoming radiation and wind speed over the water surface.

Among the structural methods, suspended shade cloth covers (SSCCs) have been pointed out as one of the most promising techniques from a technical point of view (Craig *et al.*, 2005; Martínez Álvarez *et al.*, 2006). Craig *et al.* (2005) evaluated the efficiency of a porous shade cover on a shallow dam (3.8 ha, 3 m depth) located in south-eastern Queensland (Australia), where the evaporative demand is very high (2,200 mm year⁻¹). They achieved evaporation reductions up to 87% for summer months. In southern Spain, Martínez Álvarez *et al.* (2006) carried out an assessment on different shade cloth materials for minimizing evaporation from Class-A pans. The double black polyethylene cloth was found to be the most effective, achieving 83.5% reduction in evaporation at a tank scale.

Apart from mitigating evaporation, the installation of SSCCs has a positive effect on the quality of the stored water (Craig *et al.*, 2005; Finn and Barnes, 2007). The SSCC minimizes solar radiation and hence algae growth, which is a very problematic issue for drip irrigation systems (Ravina *et al.*, 1992; Karico, 2000). The SSCC also limits the entry of wind-borne dust and debris into the reservoir. It was also found that the SSCC allows the majority of rainfall to be captured in the dam. This can decrease salt concentration when the rainfall minus evaporation balance is positive.

The final decision of whether to install a structure of this kind under a particular set of farming conditions should be based on a cost/benefit analysis. To date, few studies have been specifically devoted to determining the economic viability of such investments. Craig *et al.* (2005) and Watts (2005) identified a number of areas for further research in the field of evaporation reducing techniques in AWRs, highlighting the importance of developing studies aimed at the assessment of their economic viability under specific farm conditions.

Considering the previous works, it seems that SSCCs can be a very efficient way to tackle evaporation losses in climates with high evaporative demand. Therefore, a detailed study on the performance of shade meshes at AWR scale and an assessment of its effect on stored water quality were carried out. In addition, the economic

viability of SSCCs under different scenarios representative of the current farming situation in south-eastern Spain is analyzed.

Material and methods

AWR and cover description

The experimental AWR is located at the Agricultural Experimental Station of the Technical University of Cartagena, south-eastern Spain (37°35'N, 0°59'W). The area is characterized by a Mediterranean semiarid climate, with warm and dry summers and mild winter conditions. Annual rainfall averages 350 mm, with high seasonal and inter-annual variability; most precipitation occurs during the fall and winter months. Class-A pan evaporation ranges from 1,600 to 2,000 mm year⁻¹.

The AWR considered in this study can be considered typical in the SRB. It has a top area of 2,400 m² (rectangular, 55 × 44 m), a depth of 5 m and an inner slope of 1/1 in the earthwork embankments. This geometry results in a storing capacity of 11,920 m³. Seepage through walls and bottom is minimized by means of waterproof layers. About 32% of the existing AWRs in the SRB have similar capacity and dimensions (Martínez Álvarez *et al.*, 2008). This type of AWR usually serves farms with an area of 4-5 ha.

Prior to the experimental campaign, the AWR was filled with water from the Tajo-Segura Aqueduct, a water transfer system to the SRB. During the two-year experimental period (from April 2007 to April 2009), the reservoir was not used for irrigation purposes, and there were just two refills: the first one was performed in September 2007 to compensate for summer evaporation, and the second was performed prior to the AWR

covering in April 2008. These refills did not significantly affect the thermal evolution of the water body since the temperature of the added water was similar to that of the stored water.

In April 2008, the SSCC was installed on the AWR. The shade cover consists of a porous cloth suspended above the water surface by means of a high tension polyamide cable structure. The cloth is a double layer mesh made of black polyethylene fabric (Atarsun, Atarfil S.L.). The cables are both above and below the cloth to hold the mesh and to prevent wind suction. The structure spans from one bank to the other without any intermediate posts, as the maximum breadth of the AWR is moderate (55 m).

Evaporation, water temperature and meteorological data collection

During the first year of experimentation (from April 2007 to April 2008), the AWR remained uncovered. The evaporation rate, the meteorological variables and the water temperature profile were continuously registered. The experimental design is depicted in Figure 1.

The evaporation rate, E , was obtained from water level measurements performed with a pressure transducer (PDCR1830, Druck, UK) with an accuracy of $\pm 0.06\%$ over a 7.5 kPa range. The water level sensor was placed in a vertical polyethylene pipe communicated with the AWR. Measurements corresponding to rainy days were omitted in the study since the variation of level corresponding to rainfall and to evaporation could not be differentiated.

Water temperature measurements were conducted with temperature sensors (T-107, Campbell Scientific Inc, USA) submerged in the water from a floating raft. Seven temperature probes were used to produce a tem-

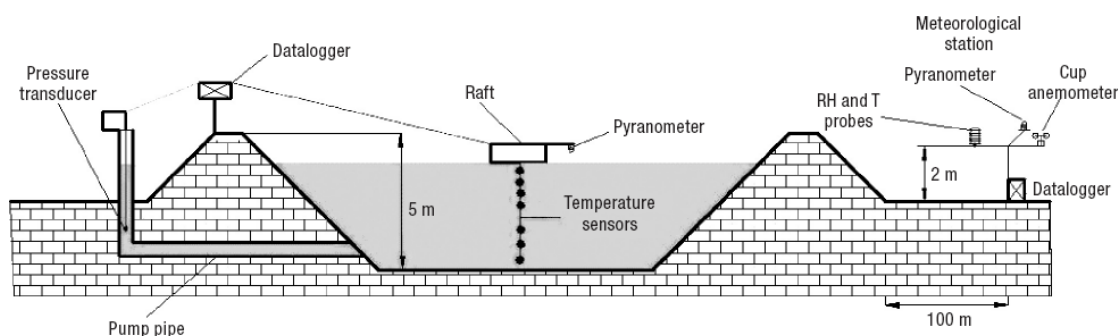


Figure 1. Experimental design in the uncovered AWR. RH and T are air relative humidity and temperature respectively.

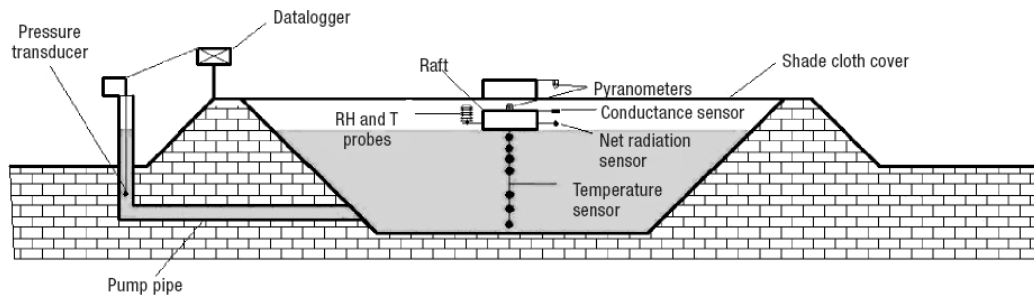


Figure 2. Experimental design in the covered AWR. RH and T are air relative humidity and temperature respectively.

perature profile. Probes were located at the following depths: surface (T_{w0}), 0.33 m (T_{w033}), 0.66 m (T_{w066}), 1 m (T_{w1}), 2 m (T_{w2}), 3 m (T_{w3}) and 4 m (T_{w4}).

Meteorological variables were continuously measured at an elevation of 2 m aboveground. An automated meteorological station located in the vicinity of the AWR was used for this purpose. A programmable datalogger (CR1000, Campbell Scientific Inc., USA) controlled sensors for air temperature, T_a , and relative humidity, RH (HMP45C probe, Vaisala, Finland), solar radiation, R_s (CMP 11, Kipp & Zonnen B.V., The Netherlands), incoming long-wave radiation, L_a (Kipp & Zonnen CGR 3 pyrgeometer), wind speed, U (A100R, Vector Instruments, UK) and total precipitation (tipping bucket rain gauge, type 52203, RM Young Inc., Traverse City, USA). A similar data collecting procedure was used during the second year of experimentation (from April 2008 to April 2009). The evaporation rate of the covered AWR, E_C , and the water temperature profile were continuously recorded. Additional sensors were used to measure the meteorological conditions above and below the cover (Fig. 2).

The reflected shortwave radiation was measured 0.25 m above the cover with an inverted pyranometer (CMP 6, Kipp & Zonnen) assembled on a steel structure. This information was used to determine the SSCC albedo. Below the mesh and 0.30 m above the water surface, several meteorological sensors were implemented on a metallic structure attached to the raft to register air temperature, T_{aC} , and relative humidity, RH_C (HMP45C probe, Vaisala), wind speed, U_C (UPCT BLC-Y wind speed prototype sensor), transmitted solar radiation, R_{sC} (CMP 11, Kipp & Zonnen) and net radiation, R_{nC} (NRLITE, Kipp & Zonnen). All sensors were scanned at 10 s intervals, hourly averaged and registered by automatic dataloggers. The sensors were periodically calibrated.

Water quality data collection

During the two years of experimentation, water samples from the AWR were monthly collected at depths of 1, 2, 3 and 4 m. Samples (250 mL) were driven to the laboratory in a portable cooler, where they were fixed with formalin. The concentration of algae cells was determined using an inverted microscope. In addition, a multiparametric instrument (YSI Incorporated, USA) was used to measure in situ the electrical conductivity (EC) profiles, chlorophyll, and turbidity in the AWR.

Open water evaporation model for the uncovered AWR

In order to determine the evaporation reduction coefficient associated to the use of the SSCC, an accurate estimation of the open-water evaporation is required. A physical model based on the energy budget of the water body was applied to estimate evaporation during the second experimental year if the AWR had been uncovered. The model determines daily evaporation and water temperature from the main meteorological data assuming isothermal behaviour of the AWR (*i.e.* thermal stratification is not considered). Water measurements conducted in the experimental AWR during the first year of experimentation showed a homogeneous water temperature profile during most of the year. Slight stratification (2°C) was only observed in spring and early summer. Therefore, it can be assumed that for uncovered conditions the water body is well-mixed and the water temperature profile is homogeneous. Considering the latter hypothesis, and neglecting heat transmission through the bottom and side walls and the energy advected by inflows, the

energy balance in the water body can be expressed as follows:

$$R_n - \lambda E + Q_w + H = 0 \quad [1]$$

where R_n is the net radiation of the water surface, λE is the latent heat flux, Q_w the heat storage in the water body and H the sensible heat exchanged between the air and the water surface. All fluxes are in $\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$, with E being the evaporation rate in $\text{kg m}^{-2} \text{day}^{-1}$ (i.e. in mm day^{-1}) and λ the latent heat of vaporization in MJ kg^{-1} .

Net radiation reflects the balance of incoming and outgoing short-wave and long-wave radiation at the water surface:

$$R_n = (1 - \alpha) R_s + L_a - L_w \quad [2]$$

where α is the albedo of the water, and L_a and L_w are the downward and upward long-wave radiation respectively. Monthly values of albedo measurements were used. L_w was calculated with the Stefan-Boltzmann law, considering the water emissivity to be 0.97 (Ali *et al.*, 2008).

The latent heat flux was obtained with a calibrated mass transfer equation:

$$E = h_v (e_s - e_a) \quad [3]$$

where e_s (kPa) is the saturated water vapour pressure at the surface temperature T_w , e_a (kPa) is the actual vapour pressure of the air and h_v ($\text{mm day}^{-1} \text{kPa}^{-1}$) is the daily-average convective coefficient for water vapour transfer. To calibrate h_v , evaporation measurements collected in 2007 were used (Gallego-Elvira *et al.*, 2010).

The heat storage was calculated by means of the following expression:

$$Q_w = C_w z \frac{\Delta T_w}{\Delta t} \quad [4]$$

where C_w ($\text{J m}^{-3} \text{°C}^{-1}$) is the volumetric heat capacity of water at the temperature T_w , z (m) stands for the reservoir depth and ΔT_w is the change in water temperature (°C) occurring during a time step ($\Delta t = 1$ day).

The sensible heat exchange at the reservoir interface air-water was calculated assuming an analogy between mass and energy transfer:

$$H_s = h_c (T_a - T_w) \quad [5]$$

$$h_c = \lambda \gamma h_v \quad [6]$$

where h_c is the daily-average coefficient of convective heat exchange ($\text{MJ m}^{-2} \text{K}^{-1} \text{day}^{-1}$) and γ is the psychrometric constant (kPa K^{-1}).

All terms in Eq. [1] depend on water temperature, T_w . Basically, the model operates at a daily time step iterating the water temperature until the equilibrium condition of the energy balance is found.

Economic assessment

Factors affecting the benefits and costs

We conducted a discounted cash flow analysis to assess the costs (capital, operation and maintenance) and benefits (water saved and water quality effects), of installing a shade cover on the experimental AWR. The technical data is derived mainly from this research, whereas the economic data has been gathered during discussions with both SSCC suppliers and users. The economic viability of the investment was analysed to determine Net Present Value (NPV, €) and Internal Rate of Return (IRR, %).

To assess the benefits, an evaporation reduction factor of 84% was chosen according to the experimental results reported in this paper. The value of the conserved water was determined under two scenarios: (1) regular water supply, valuing conserved water at its purchasing price, and (2) insufficient water supply, making it impossible to cultivate the total farm area. In the first case, the price of water in the SRB depends on its origin. Representative values are $\text{€}0.15 \text{m}^{-3}$ for surface water, $\text{€}0.30 \text{m}^{-3}$ for ground water and $\text{€}0.50 \text{m}^{-3}$ for desalinated sea water. In the second case, conserved water would increase the crop area and therefore it can be valued in terms of the net margin associated to each m^3 of water consumed on the farm.

Due to the positive effects of the SSCCs on water quality, a reduction in filtration close to 90% was selected in this study, based on several personal communications from landowners. Two percentage values of the water for irrigation depending on the stored water quality were established for filter cleaning in the study. In the first case —0% of the water for irrigation— there is no need for filter cleaning and all water is devoted to irrigation. In the second case, 3% of the irrigation water is devoted to filter cleaning.

Finally, the SSCC cost refers to the capital cost (€) of the entire cover (shade-cloth plus structure) at installation time. This cost significantly varies depending on installation specifics, such as site location, access, wind, storage geometry, and surface area. In spite of such cost variability, product suppliers indicate a repre-

sentative cost of €7.80 m⁻² (€5.30 m⁻² corresponding to the structure and €2.50 m⁻² to the shade-cloth). Operation and maintenance costs were very low and therefore neglected. These costs are in fact counterbalanced by small additional benefits such as the increase of the waterproof membrane lifespan and/or lowering remedial action with respect to algae (such as algacide dosing).

Studied scenarios and general assumptions

Multiple scenarios were analysed taking into account the influence on the economic indicators NPV and IRR. They are as follows: (1) three levels of Class-A pan evaporation (1,600, 1,800 and 2,000 mm year⁻¹), (2) the unit water value ranging from €0.1 to 5 m⁻³, covering the cost of purchasing the water and the net margin per m³ of the most representative crops in the SRB, and (3) two levels of cleaning filtering requirements (0 and 3% of the irrigation water).

To simplify the economic assessment, the following general assumptions were established:

- 90% of rainfall on the surface of the storage is effectively collected.
- A discount rate of 5% was assumed in calculating economic indicators.
- An interest rate of 5% was assumed in calculating the financing of the invested capital.
- Structural lifespan was assumed to be 30 years.
- Shade-cloth lifespan was assumed to be 15 years.
- The investment value at the end of the SSCC life is zero.

Results and discussion

Prediction of open-water evaporation

The daily evaporation and water temperature measurements collected during 2007 were used to calibrate

and validate the open-water evaporation model described above. A detailed description of the calibration process can be found in Gallego-Elvira *et al.* (2010). Table 1 summarizes the performance of the model. Following calibration, the model provides accurate estimates of the evaporation rate (Root Mean Square Error, RMSE = 0.52 mm day⁻¹) and water temperature (RMSE = 0.25°C)

Effects of the cover on evaporation and water temperature

During the one-year measurement period in the covered AWR, a total decrease of water level of $E_c = 191.6$ mm was observed, while the predicted total evaporation for uncovered conditions was $E = 1,191$ mm. Therefore, the polyethylene mesh achieved an annual evaporation reduction factor ($F_R = 1 - E_c/E$) of 84%, similar to the one found by Martínez Álvarez *et al.* (2006) in previous trials with Class-A evaporation pans.

The evolution of the daily evaporated water depth for covered (E_c) and uncovered (E) conditions is depicted in Figure 3a. The efficiency of the cover on mitigating evaporation presented relevant seasonal variation. From the daily values of E_c and E , the mean monthly reduction factors were derived (Table 2). It can be observed that for the warm season (Jun-Aug), when the evaporative demand is very high (representing more than 50% of annual E rate), F_R reaches the maximum value (90.1%) without a significant daily variation (SD = ± 2.3%). This fact is partly related to the high mesh efficiency on minimizing the available radiative energy (*i.e.* net radiation) for the evaporation process.

The evolution of the water temperature profile for the uncovered and covered AWR is presented in Figure 3b. Only one water temperature, T_w , is given for uncovered conditions, since the water profile was observed to be quasi-isothermal. Following the installa-

Table 1. Summary of the model performance on estimating evaporation and water temperature

Estimated variable	RMSE	MBE	MAE	ME (%)	Regression parameters		
					R ²	Slope	Intercept
Evaporation (mm day ⁻¹)	0.52	0.07	0.35	94.3	0.95	1.03	-0.22
Water temperature (°C)	0.25	-0.30	0.33	99.5	0.99	0.99	0.37

RMSE: root mean squared error. MBE: mean bias error. MAE: mean absolute error. ME: model efficiency.

S128

V. Martínez-Alvarez et al. / Span J Agric Res (2010) 8(S2), S122-S133

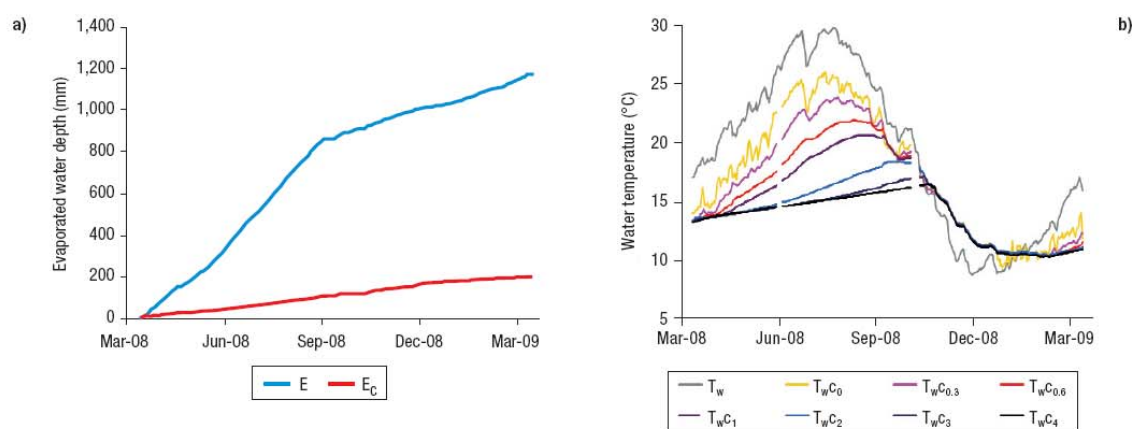


Figure 3. Annual evolution of (a) evaporated water depth and (b) water temperature profile for covered and uncovered conditions. E and E_c are the evaporation rate for uncovered and covered conditions respectively. T_w is the water temperature for uncovered conditions and T_{wCi} are the water temperature for covered conditions at the depth i (m).

tion of the SSCC, the intensity of the mixing process due to the wind stirring effect dramatically diminished: water became stratified for most of the year. The maximum temperature gradient was observed at the beginning of August, when the temperature difference (from surface to bottom) reached 11°C. The overturning took place in November, following heavy rainfall events, and water temperature profile remained homogeneous until January. In general, T_w in the covered AWR was lower than in the uncovered, with the exception of the three-month period following the overturning

(Nov-Jan), when deeper layers contributed to heat the water surface. For the latter period (isothermal conditions) F_R presented the lowest values (Table 2), but note that these months also presented the lowest evaporative demand and thus the global F_R was less affected.

SSCC effects on meteorological variables

Figure 4 presents the evolution of the main meteorological variables measured below the cover and in

Table 2. Annual and monthly evaporation with (E_c) and without the cover (E), relative importance of monthly evaporation with respect to the annual value and evaporation reduction factors (F_R)

Month	E_c (mm)	E (mm)	% of annual E	F_R (%)	SD
April-08	15.47	112.36	0.09	85.7	± 6.3
May-08	12.07	110.27	0.09	89.1	± 3.4
Jun-08	17.69	168.02	0.14	89.0	± 2.8
July-08	19.54	175.84	0.15	88.8	± 2.2
August-08	18.58	187.90	0.16	90.1	± 2.3
September-08	19.87	110.93	0.09	82.8	± 10.8
October-08	15.88	79.28	0.07	82.9	± 19.6
November-08	22.48	54.46	0.05	60.8	± 24.9
December-09	23.91	39.63	0.03	38.4	± 32.0
January-09	11.95	41.67	0.03	70.2	± 23.0
February -09	9.49	47.25	0.04	80.4	± 14.5
March-09	4.67	63.37	0.05	93.0	± 6.6
Annual	191.59	1,190.98	—	84.1	—

SD: standard deviation.

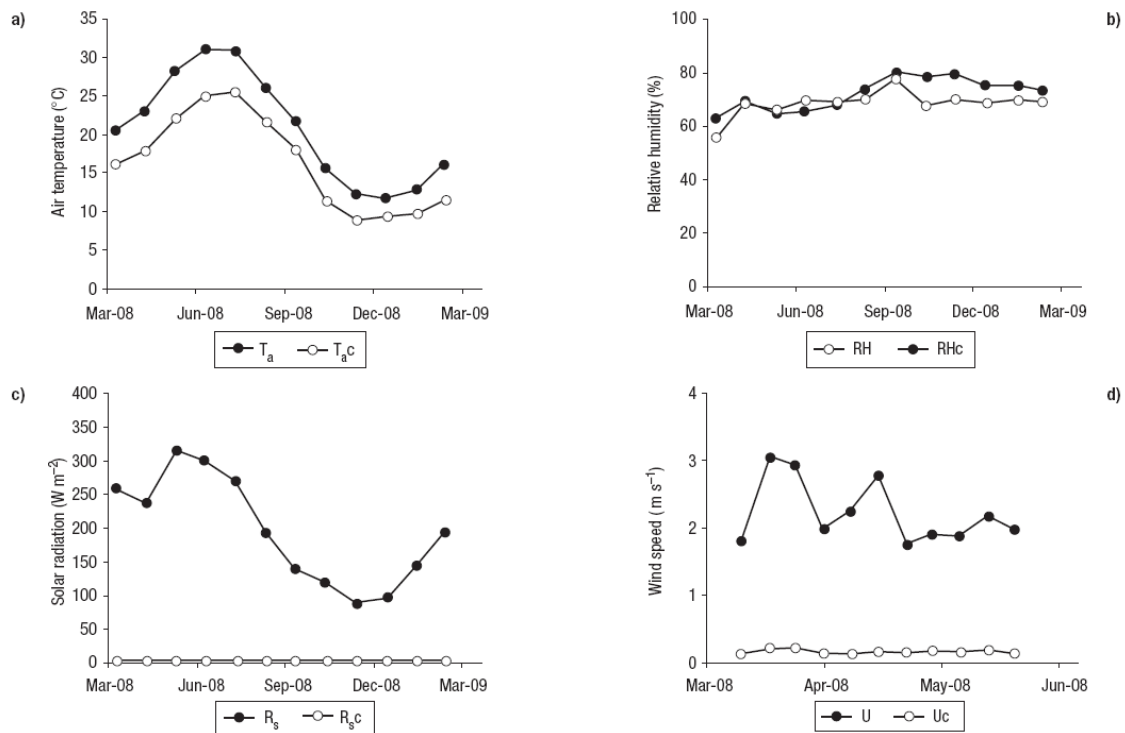


Figure 4. Comparison of the meteorological variables measured below the cover and 2 m aboveground. Monthly values of a) air temperature (T_a and T_{aC}), b) relative humidity (RH and RHc), c) solar radiation (R_s and R_{sC}), and d) weekly values of wind speed (U and U_c).

the meteorological station. Monthly values are presented for all variables except for the wind speed, which is depicted on a weekly scale since this variable was measured from April 2008 to June 2008. The air temperature below the mesh (Fig. 4a) remained on average 5°C above the outside air temperature, whereas the relative humidity (Fig. 4b) did not show a relevant difference for the shaded and normal conditions. Thus, the vapour pressure of the outside ambient air, e_a , was markedly lower than under the mesh, e_{aC} . Figure 4c shows the low solar radiation transmission of the cover, less than 1% for the whole year. The cover mainly absorbed the incoming solar radiation (percentage of absorbed R_s : $91.2 \pm 1.7\%$), presenting very low values of reflectivity ($8.2 \pm 2.3\%$) and transmissivity ($0.4 \pm 0.1\%$). During the period with wind records, wind speed at the station varied from 1.2 to 6.4 $m s^{-1}$ on a daily scale, while wind speed below the mesh remained within the range 0.1–0.4 $m s^{-1}$. On weekly averages (Fig. 4d), U_c had a rather constant value (around 0.2 $m s^{-1}$), re-

gardless of the value of U, which varied from 1.7 to 3.1 $m s^{-1}$. Overall, these observations indicate that for the observed wind speed range the cover provided a strong sheltering effect (reduction factor = 91.8%), slightly affected by the fluctuations of wind speed.

The presence of the cover substantially affected the radiative and aerodynamic exchanges from the water surface to the surrounding air. In order to assess the influence of the mesh on the evaporation rate, two aspects need to be analysed. First, the evaporation driving force, which with wind speed determines the aerodynamic exchanges under the cover, and second, the radiative balance at the water surface, looking into the reduction of net radiation caused by the cover. The driving forces of evaporation for uncovered ($\Delta e = e_w - e_a$) and covered ($\Delta e_c = e_{wC} - e_{aC}$) conditions are presented in Figure 5a. The overall lower water surface temperature (Fig. 3b) and higher air temperature with no relevant variation in relative humidity (Figs. 4a and 4b) led to a marked decrease of the covered evaporation driving

S130

V. Martínez-Alvarez et al. / Span J Agric Res (2010) 8(S2), S122-S133

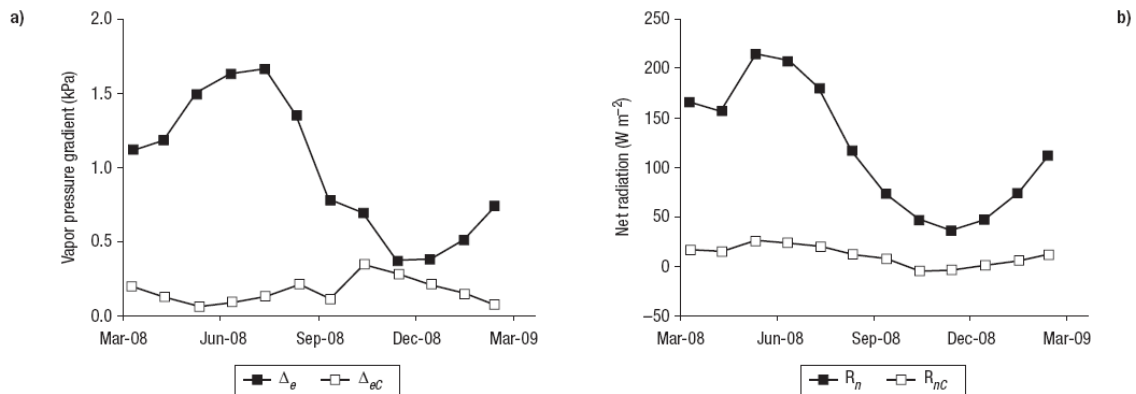


Figure 5. Annual evolution of monthly averages of (a) evaporation driving force for open-water (Δ_e) and shaded conditions (Δ_{eC}), and (b) modelled open-water net radiation (R_n) and measured net radiation under the cover (R_{nC}).

force with respect to uncovered conditions. This reduction in the evaporation driving force is partly due to the reduction in net radiation induced by the cover, which depends on the mesh optical properties. Monthly averages of modelled net radiation for free-water surface conditions (R_n) and measured net radiation below the mesh (R_{nC}) are presented in Figure 5b. Note that for the high evaporative demand period (Jun-Aug), R_{nC} corresponds just to 12 % of R_n .

Apart from modifying the microclimate to the reduce evaporation, SSCCs have to be permeable to rain. The experimental shade cloth allowed the majority of the rainfall to be stored in the reservoir. The rain gauge recorded a total water height of 576 mm for the experimental period, while a water level increase corresponding to rainfall of 524 mm was registered. These observations indicate that 90% of the rainfall was stored. The mean permeability derived from daily rain events, 83.1%, was lower than the latter figure. This is related to the low daily values of permeability observed on days with light rainfalls (< 5 mm). When light rains fell on the cover, an important part of water was evaporated (permeability values < 70%), particularly if the rain event occurred in the afternoon when the cover temperature was very high.

SSCC effects on water quality

Electrical conductivity

Figure 6 shows the evolution of EC (average profile depth measurements) in the AWR for uncovered and

covered conditions. During the first year of experimentation, the AWR stayed uncovered and the balance of evaporation minus rainfall was positive (1,331.7 mm of evaporation *versus* 554.8 mm of rainfall) leading to an average increase in EC of 14.23%. In the second year, when the AWR was covered, the water balance was positive to rainfall (rainfall = 441.2 mm and evaporation = 191.6 mm), resulting in a 6.59% reduction of EC.

Chlorophyll concentration

Chlorophyll concentration is widely used as a standard method of estimating phytoplankton (algal) biomass (Wetzel, 2001). Figure 7 presents the evolution

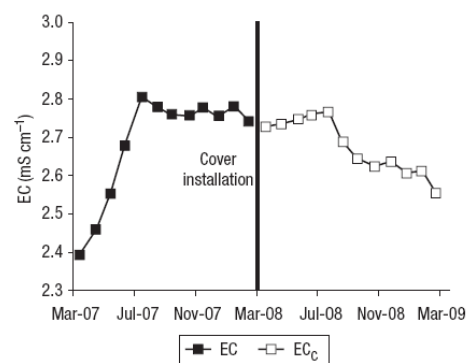


Figure 6. Average profile of electrical conductivity measurements in the AWR for uncovered (EC) and covered (EC_C) conditions.

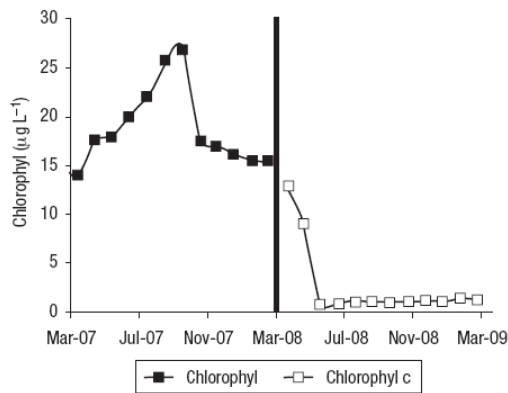


Figure 7. Average profile of chlorophyll concentration measurements in the AWR for uncovered and covered (C subscript) conditions.

of chlorophyll concentration (average profile depth measurements) for the two-year experimentation period. The low levels of solar radiation below the cover induced a massive reduction of the photosynthesis from the living algae in the AWR. A 90% filtration reduction related to the dramatic decrease of algae was manifested by landholders.

Turbidity

The turbidity values in the stored water in the AWR during the experimental period were on average 50 and 5 Nefelometric Turbidity Units (NTUs) for the uncovered and the covered conditions, respectively. The cover prevents wind-borne dust and debris entrance to the AWR and limits algae growth.

Economic assessment

Monthly water balance

To determine the amount of water saved by reducing evaporation and the water saved by reducing filter cleaning requirements, the monthly water balance in the covered and uncovered AWR were established for a usual farming approach in the SRB. The following assumptions were established:

- The AWR is initially full (11,920 m³).
- The AWR is refilled when 1/3 of the AWR capacity is reached.

- The cover is 84% and 90% effective in reducing evaporation and filter cleaning requirements, respectively.

- Filter cleaning requirements are 0 and 3% of the outflow from the AWR for irrigation purposes.

- Precipitation data are the mean monthly values in the basin, and AWR evaporation corresponds to annual Class-A pan values of 1,600, 1,800 and 2,000 mm year⁻¹.

- The AWR supplies 4 ha of irrigated land, where crop water requirements are 7,200 m³ ha⁻¹, which are uniformly distributed throughout the year.

The simulation of several farm configurations (crops and land surface supplied from the AWR) under the same meteorological conditions (rainfall and evaporative demand) indicated that the crop water requirements and the surface area of irrigated land supplied by the AWR had little influence (1-2%) on the total amount of conserved water, as long as the AWR contains water throughout the year. The water saved by reducing filter cleaning requirements is small in comparison with the water saved by reducing evaporation. Hence we decided to maintain the assumptions of 4 ha of irrigated land with uniform water requirements of 7,200 mm year⁻¹ ha⁻¹.

Viability of SSCs under different scenarios

Figures 8a, 8b and 8c present the estimated NPV and IRR for the three levels of evaporation (1,600, 1,800 and 2,000 mm year⁻¹ respectively) accounting for the economic value of saved water (ranging from €0.1 to 5 m⁻³) and two levels of filter cleaning requirements (0 and 3% of the water for irrigation).

Water values higher than €0.5 m⁻³ were necessary to obtain a positive NPV in any situation. According to these results, the installation of the cover is not economically viable when the conserved water is valued at the current prices of water in the basin (€0.15 m⁻³ for surface water, €0.30 m⁻³ for groundwater and €0.50 m⁻³ for desalinated sea water).

For the most frequent case, which is a surface water supply and a filter cleaning requirement of 3%, the IRR is -6.52%, -5.80% and -5.15% for the evaporation levels of 1,600, 1,800 and 2,000 mm year⁻¹ respectively. However, for the most favourable case, desalinated sea water supply and no filter cleaning requirements, the respective IRRs are 1.73%, 2.84% and 3.87% for the evaporation levels of 1,600, 1,800 and 2,000 mm year⁻¹.

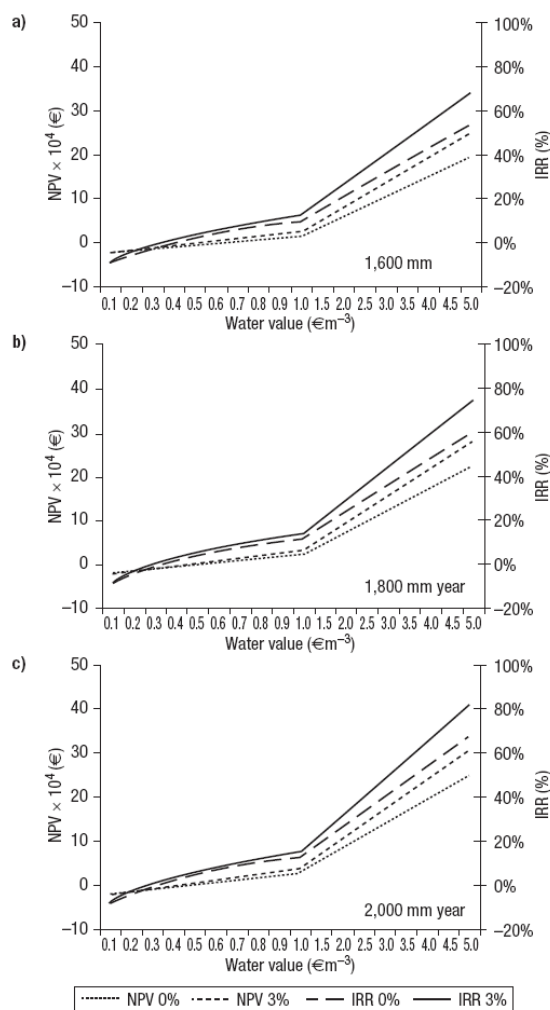


Figure 8. Net present value (NPV) and internal return rate (IRR) for three levels of Class-A evaporation rate: a) 1,600 mm year⁻¹, b) 1,800 mm year⁻¹ and c) 2,000 mm year⁻¹. Filter cleaning requirements are 0 and 3%. Water values range from €0.1 to 5 m⁻³.

Even for these favourable cases, the NPV reaches negative values that make the investment not economically viable.

The installation of the SSCC can be economically viable if water availability is the limiting factor in crop production, which is often the case in the SRB, and the saved water can be valued at the crop net margin. Table 3 provides the net margin per m³ water for common crops in the Basin (Segura *et al.*, 2006).

Table 3. Net margin per m³ of irrigation water for most usual crops in the Segura River Basin (Segura *et al.*, 2006)

Crop	Number of evaluated	Average net margin (€ m ⁻³)
Tomato (greenhouse)	5	6.20
Pepper (greenhouse)	5	4.00
Lettuce	9	1.30
Broccoli	4	0.55
Almond tree	4	2.00
Orange tree	4	1.80
Peach tree	11	1.95

For protected crops (*e.g.* pepper), whose net margin is €4.0 m⁻³, the NPV is €215,600 and the IRR is 59.72% for an evaporation level of 1,800 mm year⁻¹. Under the same evaporation assumption, for orchards such as almond, orange or peach trees whose net margin is around €2 m³, the NPV is €92,400 and the IRR is 27.71%. Finally, considering open-field horticultural crops, whose net margin is about €1 m⁻³, the NPV is €30,800 and the IRR is 14.10%.

The economic viability of SSCCs investments grows when the water quality is poor and more water is required for filter cleaning. However, this effect is small; when filter cleaning requirements increase from 0 to 3% the IRR values increase on average less than 6% for the considered scenarios. On the other hand, the importance of the filtration requirements increases with water value: the slope of the NPV and IRR lines is higher for increasing water values.

Therefore the increase in the economic indicators results substantial and justifies the installation of SSCCs when water availability is the limiting factor to crop production, *i.e.* when the water is valued at the net margin of the crops.

Conclusions

Evaporation losses from AWRs can be very important in arid and semiarid climates. SSCCs can mitigate these important evaporation losses and save water for irrigation purposes.

An 84% evaporation reduction has been achieved in this study. This effect can be mainly ascribed to the high protection from incident solar radiation and wind speed provided by the cover. The energy and mass balances at the water surface are modified by the presence of the cover. Marked reductions in evaporation driving

force and net radiation were observed. These reductions were particularly pronounced during the hot season. Besides evaporation reduction, conservation was enhanced by the high permeability of the cover, permitting the storage of 90% of rainfall.

The installation of the cover produced relevant effects on the quality of the stored water, which are particularly beneficial for drip irrigation systems. Algae growth was minimized and the deposition of dust and debris was prevented, thus reducing filtering requirements. The balance between rainfall and evaporation loss was positive and therefore the salinity of the stored water decreased.

From an economic point of view, the decision to install a SSCC will mostly depend on the value of water for the landowner in terms of the cost of purchasing water (regular water supply) or the profit from increased crop production (scarce water supply). On the other hand, the water conserved by reduced filter cleaning showed small positive impacts on NPV and IRR.

In summary, the technical viability of installing SSCCs on AWR has been demonstrated. The economic assessment indicated that SSCCs can be economically feasible when water availability is the limiting factor in crop production and the saved water is valued at the crop net margin, which is commonly the case of the Segura River Basin.

Acknowledgements

The authors acknowledge the Fundación Séneca (Murcia, Spain) and the Ministerio de Educación y Ciencia (Spain) for the financial support of this study through grants 02978/PI/05 and PET2005_0056, respectively. The authors also thank the efforts of the technicians of the company ATARFIL S.A., particularly to M. García Girones.

References

- ALI S., GHOSH N.C., SINGH R., 2008. Evaluating best evaporation estimate model for water surface evaporation in semi-arid region, India. *Hydrol Process* 22, 1093-1106.
- BARNES G.T., 2008. The potential for monolayers to reduce the evaporation of water from large water storages. *Ag Water Manage* 95, 339-353.
- BROWN J.A.H., 1988. The potential for reducing open water evaporation losses: a review. *Proceedings of the Hydrology and Water Resources Symposium, ANU, Canberra, Australia*. pp. 108-115.
- COOLEY K.R., 1983. Evaporation reduction: summary of long-term tank studies. *J Irrig Drain E-ASCE* 109, 89-98.
- CRAIG I., GREEN A., SCOBIE M., SCHMIDT E., 2005. Controlling evaporation loss from water storages. NCEA Publication No. 1000580/1, Queensland, Australia. 207 pp.
- DAIGO K., PHAOVATTANA V., 1999. Evaporation and percolation control in small farm ponds in Thailand. *JARQ-Japan Agricultural Research Quarterly* 33, 47-56.
- FINN N., BARNES S., 2007. The benefits of shade-cloth covers for potable water storages. CSIRO Textile & Fibre Technology, CSIRO Gale Pacific, Victoria, Australia. 42 pp.
- GALLEGO-ELVIRA B., FINCH J., BAILLE A., MARTÍNEZ-ÁLVAREZ V., 2010. Evaporation from a small on-farm irrigation reservoir under a semiarid climate: measurement and modelling. *Proceedings of International Workshop on Evaporation from Reservoirs, Gold Coast, Australia*. In press.
- HIPSEY M.R., SIVAPALAN M., 2003. Parameterizing the effect of a wind shelter on evaporation from small water bodies. *Water Resour Res* 39, SWC 4.1-SWC 4.9.
- KARICO, 2000. Technical report (I): the survey of pollution sources of water for the agricultural use. Korean Agricultural and Rural Infrastructure Cooperation, Seoul, Korea. 626 pp.
- KOBERG G.E., FORD M.E., 1965. Elimination of thermal stratification in reservoirs and resulting benefits. *United States Geological Survey, paper 1809-M*.
- MARTÍNEZ ÁLVAREZ V., BAILLE A., MOLINA MARTÍNEZ J.M., GONZÁLEZ-REAL M.M., 2006. Efficiency of shading materials in reducing evaporation from free water surfaces. *Ag Water Manage* 84, 229-239.
- MARTÍNEZ ÁLVAREZ V., GONZÁLEZ-REAL M.M., BAILLE A., MAESTRE VALERO J.F., GALLEGO ELVIRA B., 2008. Regional assessment of evaporation from agricultural irrigation reservoirs in a semiarid climate. *Ag Water Manage* 95, 1056-1066.
- RAVINA I., PÁZ E., SOFER Z., MARCU A., SCHISCHA A., SAGI G., 1992. Control of emitter clogging in drip irrigation with reclaimed wastewater. *Irrig Sci* 13, 129-139.
- SEGURA P., GARCÍA A., COSTANTINI B., 2006. Estudio técnico-económico de los procesos de producción agrícola y de transformación (manipulación y confección) de las principales orientaciones hortofrutícolas de la región de Murcia. *Asociación Murciana de Organizaciones de Productores Agrarios (AMOPA), Murcia, Spain*. 591 pp.
- WATTS P.J., 2005. Scoping study-reduction of evaporation from farm dams. Final report to National Program for Sustainable Irrigation. Feedlot Services Australia Pty Ltd, Toowoomba, Australia.
- WETZEL R.G., 2001. *Limnology: lake and river ecosystems*, 3rd ed. Academic Press, New York, USA. 1006 pp.

4.4. Publicación 4

4.4.1. Resumen de la publicación

Título

Energy balance and evaporation loss of an irrigation reservoir equipped with a suspended cover in a semiarid climate (south eastern Spain)

Introducción y objetivos

Las pérdidas por evaporación en embalses de riego pueden conllevar un importante descenso de la eficiencia de almacenamiento del agua. Craig *et al.* (2005) señalaron que el 40% del agua almacenada en embalses agrícolas de muchas regiones de Australia se perdía por evaporación. En Zimbabwe, un estudio estimaba que gran parte del agua de pequeños embalses agrícolas se evaporaba en la estación seca (Mugabe *et al.* 2003). En la cuenca del Segura (sureste español), Martínez-Alvarez *et al.* (2008) compararon las pérdidas por evaporación de balsas de riego con los demás consumos de la cuenca y observaron que estas pérdidas eran equivalentes al 8,3% del consumo de agua para regadío y al 27% del consumo urbano.

A la vista del actual crecimiento de la población, se espera un importante aumento en la competencia por los recursos hídricos. A comienzos del siglo 21, el 7% de la población mundial vivía en áreas de acusado déficit hídrico y las previsiones apuntan a que para 2050 esta cifra alcance el 67% (Wallace, 2000). En este contexto de escasez de recursos hídricos, es de gran importancia maximizar la eficiencia de uso del agua, especialmente en el sector agrícola que representa el 75% del consumo mundial de agua.

Una interesante acción para evitar pérdidas de agua es prevenir la evaporación del agua en embalses. Para este fin se han propuesto diferentes métodos como las coberturas flotantes o suspendidas (Craig *et al.* 2005; Daigo y Phaovattana, 1999), los módulos flotantes (Craig *et al.* 2005), coberturas químicas (Barnes, 2008), cortavientos (Hipsey y Sivapalan, 2003) y diferentes opciones de manejo. Buenas prácticas en la gestión de embalses para reducir la evaporación son por ejemplo el uso de un sólo gran embalse para suministrar agua a un colectivo de agricultores en lugar de varios pequeños, o evitar mantener las balsas llenas en épocas de mayor demanda evaporativa atmosférica. Estas prácticas pueden contribuir al control de la evaporación, pero además de esto, para conseguir reducir sustancialmente la evaporación es necesario disponer de otras medidas para mitigar la evaporación. Una de las mejores opciones parece ser la

instalación de coberturas físicas que proporcionan reducciones de la evaporación del 80-90% (Craig *et al.*, 2005). Entre estas, las coberturas de sombreado suspendidas son una prometedora opción para la mitigación de la evaporación. Craig *et al.* (2005) obtuvieron reducciones de hasta el 87% en Queensland (Australia) donde la evaporación potencial es muy elevada ($2.200 \text{ mm año}^{-1}$). Un estudio preliminar sobre eficacia de diferentes coberturas de sombreado en tanques Clase A realizado en el sureste español indicaba que los textiles negros de polietileno eran capaces de alcanzar coeficientes de reducción de evaporación del 83,5% (Martínez-Alvarez *et al.*, 2006).

Para determinar la eficiencia y viabilidad de las coberturas suspendidas de sombreado en climas con alta demanda evaporativa es interesante estudiar a detalle el proceso de evaporación bajo condiciones de sombreado y evaluar los principales factores relacionados con la disminución de la evaporación. En este estudio se ha monitorizado un embalse de riego (sureste español) provisto de una cobertura de sombreado suspendida durante un año con el fin de recoger datos experimentales detallados que permitan analizar a detalle los efectos de la cobertura sobre la evaporación y el balance de energía del embalse sombreado.

Los objetivos específicos de este trabajo son:

- (i) Estudiar los mecanismos físicos de reducción de la evaporación de las coberturas de sombreado.
- (ii) Cuantificar las componentes del balance de energía de un embalse sombreado en un clima semiárido.
- (iii) Comparar la evolución anual de un embalse sombreado con respecto a un embalse descubierto.

Diseño experimental

Embalse experimental y cobertura de sombreado

El embalse de riego experimental se ubica en el sureste español, en la estación Experimental Agroalimentaria de la Universidad Politécnica de Cartagena ($37^{\circ}35'N$, $0^{\circ}59'W$). El embalse tiene una superficie de 2400 m^2 , 5 m de profundidad y una pendiente de taludes 1/1, dimensiones representativas de balsas de riego de la cuenca del Segura. Está impermeabilizado con una geomembrana de polietileno de alta densidad para prevenir infiltraciones por las paredes y el fondo.

La cobertura de sombreado instalada en el embalse consiste en un textil de polietileno negro de doble capa suspendida de una estructura de cables de poliamida. La

denominación comercial de la cobertura es ATARSUN y es distribuida por la empresa granadina ATARFIL S.L.

Datos de evaporación

La recogida de datos del embalse cubierto para este estudio se llevó a cabo entre Abril de 2008 y Marzo de 2009. Los datos presentados de embalse descubierto de 2007 corresponden al estudio de Gallego-Elvira *et al.* (2010). La evaporación en la balsa cubierta (E_c) se determinó a partir de la medida del nivel con un sensor de presión de alta precisión. No hubo entradas ni salidas de agua en el embalse excepto lluvia y evaporación. Los días con lluvia (11% del periodo experimental) se omiten en los cálculos.

Datos meteorológicos y perfil de temperatura

La Fig. 1 (nota: las figuras y tablas hacen referencia a la publicación) presenta el diseño experimental para recogida de datos del estudio. El perfil de temperatura del agua se midió con sondas de temperatura sumergidas en el agua a las siguientes profundidades: superficie (T_w), 0,33 m, 0,66 m, 1 m, 1,5 m, 2 m, 2,5 m, 3 m, 3,5 m, 4 m y 4,5 m. La simbología para temperatura de agua a diferentes profundidades es $T_{w,x}$, siendo x la profundidad en m.

Los datos meteorológicos se registraron en una estación meteorológica automática ubicada en la cercanía del embalse. Se tomaron datos de las siguientes variables a 2 m de altura: radiación solar (S_o), radiación atmosférica (L_a), velocidad de viento (U_o), temperatura ($T_{a,o}$) y humedad relativa (RH_o) del aire y precipitación.

Para el registro de datos del microclima bajo la malla de sombreado se instalaron diversos sensores en una estructura metálica sobre un flotador que median las siguientes variables a 0,3 m sobre la superficie del agua: radiación solar transmitida (S_i), radiación neta ($R_{n,c}$), velocidad de viento (U_i), temperatura ($T_{a,i}$) y humedad relativa (RH_i) del aire y temperatura de la cobertura (T_{cover}). Además se instaló un piranómetro invertido a 25 cm sobre la cobertura para medir la radiación reflejada.

Teoría y fórmulas

Balance radiativo a la superficie de agua en condiciones de sombreado

Basado en las leyes físicas de conservación de la energía, el balance radiativo a la superficie de agua para un embalse este o no cubierto es el siguiente:

$$R_n = (1 - a_w) S + L_n \quad (4.4.1)$$

donde R_n es la radiación neta a la superficie de agua, a_w es el albedo, S la radiación solar incidente y L_n la radiación neta de onda larga.

La diferencia entre el balance de energía para condiciones cubiertas y descubiertas está en los términos que componen L_n . Bajo condiciones normales (embalse descubierto), $L_{n,u}$ es la diferencia entre la radiación atmosférica neta a la superficie de agua, $(1-b_w)L_a$, siendo b_w el porcentaje de L_a reflejado por la superficie, y la radiación de onda larga emitida por la superficie de agua en función de su temperatura, $L_{w,u}$. Sin embargo, cuando el embalse está sombreado, la radiación neta de onda larga, $L_{n,c}$, es la diferencia entre la radiación de onda larga emitida por la cobertura, L_{cover} , menos el porcentaje reflejado de esta por la superficie ($b_w L_{cover}$) y menos la radiación de onda larga emitida por la superficie de agua, $L_{w,c}$. Además, la cobertura de sombreado minimiza el paso de la radiación solar, S , (menos de un 1% de S se transmite a través de la malla de este estudio), siendo por tanto prácticamente despreciable este término en el balance radiativo en condiciones de sombreado. De modo que el balance radiativo a la superficie sombreada quedaría del siguiente modo:

$$R_{n,c} \approx (1-b_w)L_{cover} - L_{w,c} \quad (4.4.2)$$

Balance de energía a la superficie de agua en condiciones de sombreado

El balance de energía a la superficie de agua de un cuerpo de agua descubierto o sombreado, puede expresarse como la diferencia entre las ganancias y pérdidas de energía en un determinado intervalo de tiempo:

$$R_n + \lambda E + G + H = 0 \quad (4.4.3)$$

donde λE es el flujo de calor latente de evaporación, λ el calor latente de vaporización, G el flujo de calor hacia el cuerpo de agua y H el calor intercambiado entre la superficie de agua y el aire alrededor. El criterio de signos es que G y H son positivos cuando se dirigen hacia la superficie de agua y negativos cuando abandonan la superficie. Todos los flujos están expresados $W m^{-2}$.

G se considera igual al cambio de almacenamiento de calor, Q , asumiendo que el resto de términos que afectan Q (trasmisión de calor por paredes y fondo, flujos de agua...) son depreciables (Gianniou y Antonopoulos, 2007; Rosenberry *et al.*, 2007). Q se calcula a partir de los datos del perfil de temperatura, de modo que el calor total acumulado es la suma de todas las capas:

$$Q = \rho_w C_w \sum_{j=1}^{j=11} z_j \frac{\Delta T_{wj}}{\Delta t} \quad (4.4.4)$$

donde C_w ($\text{J m}^{-3} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$) es la capacidad de calor volumétrica del agua a la temperatura de cada capa, z_j (m) en el espesor de cada capa (0,3 m en el primer metro y 0,5 m para el resto) y ΔT_{wj} es el cambio de temperatura de cada capa ($^\circ\text{C}$) entre dos días consecutivos ($\Delta t = 1$ día). La convención de signos implica que cuando Q es negativo el calor se almacena en el cuerpo de agua (no disponible para el proceso de evaporación) y cuando es positivo es liberado por el cuerpo de agua (disponible para el proceso de evaporación).

Por último, el calor sensible en condiciones de sombreado, H_c , se determina como término residual del balance de energía y a partir de este valor se calcula el ratio de Bowen, $\beta = H_c / \lambda E_c$.

Las diferencias entre el balance de energía para el embalse sombreado y descubierto, además del cómputo de R_n descrito en el apartado anterior, son el signo y magnitudes absolutas y relativas a otros términos del balance, como se expone en el apartado de resultados.

Gradiente de presión de vapor agua-aire

El gradiente de presión de vapor entre la superficie de agua sombreada, D_c , y el aire interior (entre la cobertura y la superficie) se determina con la siguiente ecuación:

$$D_u = e^*(T_{w,c}) - e_{a,i} \quad (4.4.5)$$

donde $e^*(T_{w,c})$ es la presión de saturación de vapor a la temperatura de la superficie de agua y $e_{a,i}$ es la presión actual de vapor del aire interior.

Cálculo de valores mensuales y comparación de datos de embalse cubierto y descubierto

Todos los sensores estaban conectados a dataloggers para la recogida automática de datos. Los sensores se escanearon cada 10 s y se registraron las medias horarias de las variables. A partir de los valores horarios se calculan las medias diarias y mensuales de las variables y términos presentados en este trabajo.

En este trabajo se comparan los datos obtenidos en el embalse cubierto con datos procedentes del mismo embalse descubierto adquiridos en 2007 y cuyos resultados se habían sido presentados una publicación anterior (Gallego-Elvira *et al.*, 2010). Los dos periodos de estudio (ambos de un año) presentaron similares valores mensuales de radiación solar, temperatura y humedad del aire y velocidad de viento. Por tanto, la

evaporación potencial en ambos periodos es similar. Sin embargo, cabe señalar que la comparación de datos absolutos mensuales hecha en este estudio, está enfocada a un análisis cualitativo de las evoluciones anuales o de los flujos estudiados. Cuando se presentan comparaciones cuantitativas, estas deben interpretarse como una cifra orientativa y no como un valor real.

Resultados

Propiedades de la cobertura

Propiedades ópticas

Para caracterizar las propiedades ópticas de la cobertura se midieron la radiación transmitida a través de la malla y la reflejada. Los valores medios anuales son 1% de transmisividad y 8% de reflectividad y por tanto se deduce un 91% de absortividad. Estos valores presentan muy baja variación estacional (Tabla I).

Debido a la gran absorción de la radiación solar, la cobertura alcanza valores muy elevados de temperatura (máximo: 65°C en Julio a mediodía). La minimización de la radiación solar bajo la cobertura implica que la radiación neta, $R_{n,c}$, sea prácticamente equivalente al intercambio de radiación de onda larga entre la cobertura y la superficie del agua. Es más, como la emisividad de la superficie del agua ($\epsilon \approx 0,97$) y de la cobertura ($\epsilon \approx 1$) son cercanas a 1, $R_{n,c}$ depende principalmente de la diferencia de temperatura entre la cobertura y la superficie de agua. La media anual de $R_{n,c}$ fue 12,3 W m⁻², valor absoluto muy inferior a la media anual observada en el embalse descubierto (Fig. 2), $R_{n,c} = 118,9$ W m⁻², por tanto la presencia de la malla reduce un 90% la radiación neta (energía radiativa disponible para procesos, principalmente la evaporación).

Protección frente al viento

Se observa una reducción media del viento bajo la cobertura del 92% con respecto al viento exterior medido a 2 m de altura. Durante el periodo de medida del viento interior (Abril-08 a Junio-09), el viento exterior medio diario varió entre 1,24 y 6,43 m s⁻¹, mientras que el viento bajo la cobertura sólo osciló entre 0,10 y 0,40 m s⁻¹, con un valor medio de 0,18 m s⁻¹ ($\pm 0,05$). Se observa una importante estratificación térmica bajo la cobertura ($T_{cover} > T_{a,i} > T_{w,c}$), que junto a las bajas velocidades de viento, conllevan al predominio de un perfil estable con condiciones de convección libre. Esto contrasta notablemente con las condiciones de régimen de convección forzada habituales en

superficies de agua descubiertas. Estas diferencias conllevan que los mecanismos de transferencia de masa y energía cambien sustancialmente, como se detalla más adelante.

Permeabilidad a las precipitaciones

La cobertura estudiada permite el paso del 90% de las precipitaciones anuales. La fracción de agua de lluvia no recuperada, corresponde a pequeñas lluvias (< 5 mm), que se evaporan rápidamente al entrar en contacto con la cobertura, especialmente en el periodo cálido cuando la cobertura alcanza elevados valores de temperatura.

Reducción de la evaporación

La lámina anual de agua evaporada en el embalse cubierto fue de 194 mm. Si comparamos este valor con la evaporación anual medida en el embalse descubierto, 1316 mm, obtenemos que la cobertura reduce la evaporación un 85%. Si se realiza la comparación de lámina de evaporación mes a mes, se observa que los coeficientes de reducción mensuales (F_E) varían sustancialmente (Tabla II). En los meses estivales los valores de F_E alcanzan altos valores (90%), mientras que estos valores disminuyen notablemente en Otoño ($F_E = 58\%$ en Noviembre y $F_E = 36\%$ en Diciembre). La reducción de evaporación anual no se vio muy afectada por estos bajos valores ya que éstos corresponden a los meses de menor demanda evaporativa.

Un aspecto muy destacable es la diferencia en las curvas de evolución anual de la evaporación para condiciones cubiertas (E_c) y descubiertas (E_u) (Fig. 3). El pico anual de evaporación de E_u se observa en Julio, mientras que E_c presenta este valor máximo mensual en el mes de Noviembre. Además, los valores de E_u muestran una alta correlación con valores de $R_{n,u}$ ($R^2 = 0,88$), mientras que E_c y $R_{n,c}$ no presentan ninguna correlación ($R^2 = 0,02$), poniendo de manifiesto que a escala mensual $R_{n,c}$ no es el principal factor que afecta a la evaporación, como ocurría en condiciones descubiertas.

Para analizar a detalle la evolución anual de E_c , se estudian a continuación todos los términos del balance de energía en el embalse descubierto y la evolución del gradiente de presión de vapor agua-aire bajo la cobertura.

Discusión

Microclima bajo la cobertura

Las características del aire alrededor de la superficie de agua se modifican notablemente con la presencia de la cobertura. El aire interior (volumen de aire entre la cobertura y la superficie de agua) presentó una temperatura media anual $4,3^\circ\text{C}$ ($\pm 1,1^\circ\text{C}$) superior a la temperatura del aire exterior. Es interesante señalar la elevada correlación ($R^2 = 0,99$)

entre la temperatura del aire interior y exterior, indicando una importante relación entre clima exterior e interior.

Una importante diferencia entre condiciones cubiertas y descubiertas, es el hecho de que la temperatura media mensual del agua en el embalse cubierto, $T_{w,c}$, se mantiene casi todo el año por debajo de la temperatura del aire, ocurriendo lo contrario en el embalse descubierto ($T_{w,c} > T_a$). Esto implica que el intercambio de calor sensible en condiciones de sombreado (H) tiene signo opuesto al de condiciones normales.

Gradiente de presión de vapor agua-aire y coeficiente de transferencia de masa

La presencia de la cobertura induce una importante disminución del gradiente de presión de vapor agua-aire, D_c , con respecto al embalse descubierto, D_u . Para ambas condiciones se observa una relación similar de D_u y D_c con E_u y E_c , respectivamente (Fig. 3). La evaporación puede expresarse como el producto del coeficiente de transferencia de masa (h_w , mm día⁻¹ kPa⁻¹) por D (ecuación de Dalton). La pendiente de las líneas de regresión entre E y D puede considerarse como una aproximación del valor anual de h_w (Fig. 6). Los valores de h_w obtenidos fueron 3,64 mm día⁻¹ kPa⁻¹ ($R^2 = 0,96$) para el embalse descubierto y 1,69 mm día⁻¹ kPa⁻¹ ($R^2 = 0,55$) para el cubierto.

Cuando se analizan los principales factores que hacen que la cobertura reduzca eficientemente la evaporación, deben considerarse dos mecanismos físicos: (i) la reducción del coeficiente de transferencia de masa, consecuencia de la protección frente al viento y (ii) la reducción del gradiente de presión de vapor agua-aire, relacionado principalmente con la minimización de la radiación solar. Para evaluar la importancia relativa de ambos factores, se han calculado los factores mensuales de reducción de D (F_D) y de h_w (F_{h_w}) (Fig. 7) y se han comparado con el factor de reducción de evaporación, F_E (Tabla II). Un valor de F_D o F_{h_w} igual a cero indica que no hay reducción de este factor y por tanto la reducción de la evaporación no se debe a este factor. Se observa que F_D es superior a F_{h_w} de Mayo a Diciembre y similar de Enero a Abril. Los mayores valores de F_D o F_{h_w} se observan en los meses cálidos, coincidiendo con lo máximos valores de F_E (90%). En este periodo de alta reducción de la evaporación F_D presenta un valor de 80% mientras que F_{h_w} es 55%. La mayor importancia de la reducción de evaporación debida al descenso de D con respecto al descenso de h_w en los meses de mayor demanda evaporativa implica que la reducción del gradiente de presión de vapor agua-aire, y por tanto la reducción de la radiación

solar, es el principal factor que determina la alta reducción de la evaporación de la cobertura.

Perfil de temperatura y almacenamiento de calor

El embalse descubierto presentó un perfil sin estratificación térmica (Gallego-Elvira *et al.*, 2010), característico de cuerpos de agua poco profundos en los que la acción del viento ejerce un efecto de mezcla sobre el perfil. Tras la instalación de la cobertura, el efecto de agitación del agua se suprime y esto da lugar a una importante estratificación térmica. En la evolución de perfil de temperatura del embalse cubierto se pueden distinguir dos periodos: (i) calentamiento o periodo de acumulación de calor (Mar – Ago, Fig. 8a) y (ii) enfriamiento o periodo de liberación de calor (Sep – Feb, Fig. 8b). El máximo gradiente de temperatura superficie-fondo se produjo en Agosto (11°C) y la mezcla del perfil tuvo lugar en Noviembre tras episodios de lluvia intensa, permaneciendo el perfil sin estratificación hasta Enero.

Los cambios en el comportamiento térmico inducidos por la cobertura tienen destacables efectos sobre la evolución anual de la acumulación de calor en el embalse, $Q_{cum} = \int Q dt$ (MJ m⁻²). Dos aspectos deben resaltarse cuando se compara la evolución de Q_{cum} en el embalse cubierto y descubierto (Fig. 9). Por un lado, la amplitud del ciclo acumulación-liberación de calor para condiciones de sombreado (128 MJ m⁻²) es sólo un tercio de la amplitud en condiciones normales (386 MJ m⁻²) y por otro, la curva de evolución anual de Q del embalse cubierto se encuentra desfasada temporalmente 2 meses sobre la curva del embalse descubierto (Fig. 9). En condiciones normales se observó que la temperatura del agua empezaba a disminuir en Agosto (comienzo de la liberación de calor), mientras que el descenso de temperatura en el embalse cubierto, al estar estratificado, comienza en Agosto sólo en la capa más superficial (0 – 0,5 m). En las capas entre 0,5 y 2 m el descenso empieza en Septiembre y en las que están entre 2 y 4,5 m en Octubre. En Noviembre todo el perfil se encuentra en proceso de enfriamiento y es por ello que se observa en este mes el máximo de liberación de Q .

Flujo de calor sensible y ratio de Bowen

El flujo de calor sensible entre la superficie de agua y el aire interior del embalse cubierto, H_c , se ha deducido como término residual del balance de energía. Al contrario que en el embalse descubierto, el calor sensible en condiciones de sombreado es positivo, es decir el aire aporta energía al cuerpo de agua (Fig. 10). Además de tener signo opuesto, la media anual de H_c (3,4 W m⁻²) es bastante inferior al valor observado en

condiciones normales ($H_u = -10,6 \text{ m}^{-2}$). Sin embargo, el ratio de Bowen para condiciones de sombreado $\beta_c = -0,21$ es notablemente superior al obtenido para embalse descubierto ($\beta_u = 0,09$), lo que indica que el peso relativo del calor sensible sobre la evaporación es mayor en el embalse cubierto.

Balance de energía anual

A escala anual, la cobertura induce diferencias en el signo, magnitud y rango de variación de los componentes del balance de energía. Las principales diferencias que se observan son: (i) el gran descenso de la radiación neta ($12,4 \text{ W m}^{-2}$ vs. $118,9 \text{ W m}^{-2}$) y del calor latente ($-16,1 \text{ W m}^{-2}$ vs. $-102,7 \text{ W m}^{-2}$) y el cambio de signo y disminución del calor sensible ($3,4 \text{ W m}^{-2}$ vs. $-10,6 \text{ W m}^{-2}$). El principal resultado de estos cambios es la reducción anual de la evaporación (85%) que puede aproximarse a la reducción anual de la radiación neta (89%).

Balance de energía mensual

Los principales aspectos sobre la influencia de la cobertura en el balance de energía mensual se resumen en los siguientes puntos:

- Tendencia opuesta entre la evolución del flujo de evaporación del embalse sombreado (máximo en Noviembre) y descubierto (máximo en Julio) (Fig.3).
- En el embalse cubierto todos los componentes del balance tienen una magnitud/peso similar (Fig. 11), mientras que en el descubierto se observa un claro predominio de la radiación neta y la evaporación.
- El calor sensible tiene una mayor importancia relativa en el balance, siendo el ratio de Bowen el doble que en condiciones normales.
- El calor acumulado, Q_c , y el calor sensible, H_c , presentan su máximo anual en Noviembre, cuando E_c es máxima. Esto pone de manifiesto la importancia de estos flujos en condiciones de sombreado y explica porque la evaporación es máxima en Noviembre cuando la radiación neta es igual a cero.

Conclusiones

La cobertura reduce eficientemente las pérdidas de agua por evaporación (85%) y además permite la recuperación del 90% del agua de lluvia. Las principales características de la cobertura relacionadas con su eficacia en la prevención de la evaporación son la baja transmisividad de la radiación solar (<1%) y alta protección frente al viento (92% de reducción).

La instalación de la cobertura conlleva importantes cambios en la evolución natural del embalse. El embalse se mantiene isoterma durante todo el año en condiciones normales, mientras que con la cobertura se produce una fuerte estratificación térmica que afecta a la evolución del balance de energía y por tanto a la evaporación. La cobertura crea un microclima en el aire entre la malla y la superficie de agua notablemente diferente al aire exterior, cuya característica más destacable es el fuerte descenso del gradiente de presión de vapor agua-aire.

Para analizar a detalle el efecto de la cobertura sobre el embalse se ha estudiado la evolución de cada término del balance de energía y del coeficiente de transferencia de masa. Importantes modificaciones en el signo, magnitud, peso relativo y evolución anual de los componentes del balance de energía han sido observadas. La radiación neta se reduce sustancialmente (89%) y el peso relativo de las componentes calor almacenamiento de calor y calor sensible aumenta considerablemente, representando la principal fuente de energía para evaporación en los meses de Noviembre y Diciembre. El hecho más destacado es el contraste entre las curvas de evolución anual de evaporación, siendo la evaporación máxima en los meses de verano (máximo en Julio) para condiciones normales, mientras que con la cobertura la evaporación máxima se presenta a final Otoño con un máximo mensual en Noviembre.

El coeficiente de transferencia de masa se reduce notablemente y el estudio de su reducción mensual en relación a la reducción gradiente de presión de vapor agua-aire permite analizar la importancia relativa sobre la evaporación de la reducción de la radiación solar y la protección frente al viento. Se puede concluir de este análisis que el principal factor en la reducción de la evaporación es el descenso del gradiente de presión de vapor agua-aire, directamente relacionado con minimización de la radiación bajo la cobertura, mientras que la reducción del coeficiente de transferencia de masa, debida a la protección frente la viento, tiene una importancia secundaria contribuye en la reducción de la evaporación.

El presente estudio ofrece un análisis detallado de los mecanismos físicos de reducción de evaporación de las coberturas de sombreado, que explica su eficiencia de prevención de la evaporación bajo condiciones de clima semiárido. Desde un punto de vista práctico cabe destacar las coberturas de sombreado suspendidas de polietileno negro de doble capa son una solución eficiente para prevenir la pérdidas por evaporación de embalses en climas con alta demanda evaporativa.

4.4.2. Copia de la publicación

HYDROLOGICAL PROCESSES

Hydrol. Process. (2010)

Published online in Wiley Online Library

(wileyonlinelibrary.com) DOI: 10.1002/hyp.7929

Energy balance and evaporation loss of an irrigation reservoir equipped with a suspended cover in a semiarid climate (south-eastern Spain)

B. Gallego-Elvira, A. Baille,* B. Martin-Gorrioz, J. F. Maestre-Valero and V. Martínez-Alvarez
Technical University of Cartagena, Agricultural Engineering Section, Paseo Alfonso XIII, 48, 30203 Cartagena, Spain

Abstract:

The main objective of this study was to assess the impact of a suspended cover on the evaporation loss of an agricultural water reservoir (AWR). To this aim, a detailed data collection was carried out in a typical AWR located in south-eastern Spain during 2 consecutive years. During the first year, the reservoir remained uncovered, while during the second year it was covered with a double black polyethylene (PE) shade cloth. On an annual scale, it was observed that the cover can provide a reduction of evaporation loss of 85%. Two approaches, energy balance and mass transfer, were used to analyse the effect of the cover on the evaporation process. Important modifications were observed on the magnitude, sign, annual trend and relative weight of the components of the energy balance. The changes were ascribed to the strong reduction of net radiation and to the substantial weight of the heat storage and sensible heat flux in the energy balance. A relevant finding was the contrast between the patterns of the annual evaporation curve for open-water and covered conditions. The mass transfer approach allowed discriminating between the wind- and radiation-shelter effects on the evaporation term. The reduction in water-to-air vapour deficit was the main factor explaining the high efficiency of the cover, whereas the reduction of the mass transfer coefficient was a modulating factor that accounted for the wind-shelter effect. Overall, both approaches provided a sound basis to describe and explain the physical mechanisms underlying the high performance of the tested cover. Copyright © 2010 John Wiley & Sons, Ltd.

KEY WORDS polyethylene mesh; shade cover; water storage; storage efficiency; water management

Received 26 February 2010; Accepted 11 October 2010

INTRODUCTION

Small water storages are used worldwide for different purposes such as livestock, fishing, irrigation or recreation activities. Agricultural water reservoirs (AWRs) for irrigation are commonly used to guarantee water supply throughout the whole irrigation season, particularly in regions where water availability varies seasonally (Daigo and Phaovattana, 1999; Martínez-Alvarez *et al.*, 2006; Ali *et al.*, 2008). The buffer effect provided by water storages during dry periods is substantially decreased by evaporation loss, especially in climates with high solar radiation and high vapour pressure deficit (VPD). Craig *et al.* (2005) estimated that in many areas of Australia up to 40% of the stored water in on-farm storages is lost through evaporation. Mugabe *et al.* (2003) reported that a substantial fraction of the water stored in small dams is evaporated during the dry season in Zimbabwe. In the semiarid Segura River Basin (SRB, south-eastern Spain), Martínez-Alvarez *et al.* (2008) estimated that the water loss from agricultural water reservoirs represents 8.3% of irrigation water use. The magnitude of the loss (58.5 hm^3) is equivalent to 27% of the urban water consumption in a region with approximately two

million inhabitants. In the current context of staggering population growth, more pressure on water resources is expected. It was reported that at the beginning of the 21st century, 7% of the world population already lived in areas with severe water shortage and this figure is predicted to reach 67% by 2050 (Wallace, 2000). Considering that agricultural water consumption accounts for 75% of the human water use, agricultural water use efficiency needs to be maximized, in particular through measures aiming at preventing evaporation loss from the reservoirs.

A wide variety of methods are available to mitigate evaporation from AWRs, which can be classified into the following groups: physical, operational, chemical and structural methods (Brown, 1988). Physical methods reduce evaporation by altering the properties of the water body, for instance, artificial destratification (i.e. mixing of a stratified water profile) (Koberg and Ford, 1965) or changing the water colour to modify the albedo (Cooley, 1983). Operational methods refer to improving the operational management of a set of reservoirs (e.g. using first the water of dams having the highest temperature). Chemical methods mainly involve the use of monolayers which spontaneously self-spread over the water surface to create a film one molecule thick. Monolayers are a low-cost measure well suited to large AWRs (> 10 ha), but usually provide a moderate reduction in evaporation (10–40%) (Craig *et al.*, 2005). In practice, monolayer performance

*Correspondence to: A. Baille, Technical University of Cartagena, Agricultural Engineering Section, Paseo Alfonso XIII, 48, 30203 Cartagena, Spain. E-mail: alain.baille@upct.es

can be negatively affected by disruption of the chemical layer by dust particles, negative interactions with bacteria and product displacement by wind dragging (Barnes, 2008). The last group, structural methods, includes physical structures like floating materials to minimize energy and mass exchanges between the water surface and the surrounding air (Daigo and Phaovattana, 1999), shelters protecting the water body from wind (Hipsey and Sivapalan, 2003) or suspended nets that reduce the radiation load and wind speed over the water surface.

Among these methods, suspended shade cloth covers (SSCCs) have been pointed out as one of the most promising techniques from a technical point of view (Craig *et al.*, 2005; Martínez-Alvarez *et al.*, 2006). Craig *et al.* (2005) evaluated the efficiency of a porous shade cover in a shallow dam (3.8 ha, 3 m depth) located in south-eastern Queensland (Australia), where the evaporative demand is very high (2200 mm year⁻¹). Evaporation reductions up to 87% were achieved for summer months. In southern Spain, Martínez-Alvarez *et al.* (2006) evaluated the performance of different shade cloth materials in reducing evaporation loss from a Class-A pan. A double black polyethylene (PE) cloth was found to be the most effective, with 83.5% reduction of evaporation. The main limitation of this water-saving technique is the associated high cost. Its economical viability depends on the water price and the crop net margin. Martínez-Alvarez *et al.* (2009) reported that although shade structures require a high initial capital outlay, the application can be profitable for irrigated crops with high net benefits when water availability is a limiting factor for production. Another aspect to be considered, besides the reduction of evaporation loss, is the effect on water quality. Several benefits on the properties of the stored water were observed when shade covers were installed (Finn and Barnes, 2007), like the dwindling of algae growth due to the lack of sunlight under the cover, the prevention of debris deposition and the lower salt concentration in the water volume when the balance between rainfall and evaporation is positive.

Considering the previous studies, it appears that shade covers could be an efficient water-saving technique in arid and semiarid lands subjected to high evaporative demand. To our knowledge, no detailed appraisal of the physical processes (e.g. energy partitioning into sensible and latent energy) and factors (e.g. cover properties) involved in the reduction of AWR evaporation loss is available. The main objective of this study was to experimentally determine the effects of a suspended cover (double PE shade cover) on the energy balance and evaporation loss of a typical on-farm reservoir located in the SRB. Special insight was given to the physical mechanisms involved in evaporation loss mitigation by (i) quantifying the different components of the water surface energy balance for a typical AWR located in a semiarid climate (south-eastern Spain) covered with a double PE shade cloth and (ii) providing a comparative assessment of its performance with respect to the same reservoir operating under uncovered conditions.

EXPERIMENTAL FACILITIES AND DATA COLLECTION

AWR and cover description

The experimental AWR is located at the Agricultural Experimental Station of the University of Cartagena in south-eastern Spain (37°35'N, 0°59'W). The area is characterized by a Mediterranean semiarid climate, with warm and dry summers and mild winter conditions. Annual rainfall is typically around 350 mm with high seasonal and inter-annual variability; most rain falls during the fall and winter months. The geometrical dimensions of the monitored AWR, surface of 2400 m² and 5 m depth, are representative of the on-farm AWRs commonly used in south-eastern Spain (Martínez-Alvarez *et al.*, 2008). The AWR is equipped with waterproof layers to prevent seepage through walls and bottom.

The shade cover consists of a porous cloth suspended above the water surface by means of a high-tension polyamide cable structure. The shade cloth is a double-layer mesh made of black PE (ATARFIL S.L., ATARSUN shade cover). The cable framework has wires under the cloth to hold the mesh and above to prevent wind suction. The structure spans from one bank to the other without any intermediate posts since the maximum breadth of the AWR is moderate (55 m).

Evaporation rate measurements

For a 1-year period (January 2007–December 2007, Period 1) a detailed study of open-water evaporation was carried out in the AWR (Gallego-Elvira *et al.*, 2010). The daily evaporation in the AWR (E_u) was derived from water level measurements recorded by means of a pressure-sensitive transducer (Druck, PDCR1830) with an accuracy of $\pm 0.06\%$ over a 75 mbar range (± 0.4 mm). The cover deployment took place from January 2008 to March 2008. Afterwards, the same evaporation-measuring device was submerged in the covered AWR (Figure 1) to provide the evaporation rate of the covered reservoir for another 1-year period (April 2008 to March 2009, Period 2). During Period 2 there were no water inflows except rainfall, and no outflows. Days with rainfall events represented 10% of Period 1 and 11% of Period 2. As these days were generally cloudy, daily evaporation during rainy days was quantitatively small and therefore neglected on a monthly scale.

Water temperature profile

The water temperature profile was continuously surveyed during the two observation periods. During Period 1, six temperature sensors (Campbell T-107) submerged in the water from a floating raft and equidistant 1 m between the water surface and the bottom provided the water profile. For Period 2, additional sensors were implemented to get a more precise monitoring of the thermal stratification after implementation of the cover. Eleven temperature probes (Campbell T-107) provided the temperature profile of the covered reservoir. They were

WATER LOSS OF A COVERED IRRIGATION RESERVOIR

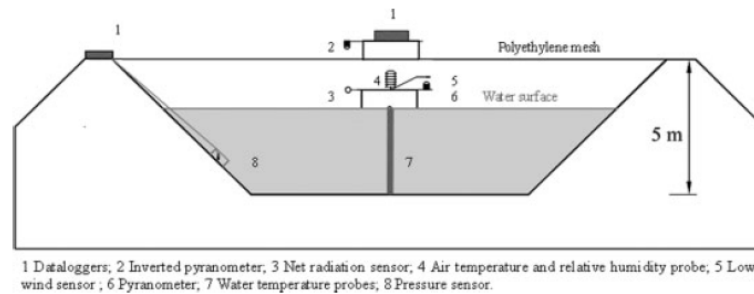


Figure 1. AWR data collection layout in the covered reservoir

placed at the following depths: surface (T_w), 0.33, 0.66, 1, 1.5, 2, 2.5, 3, 3.5, 4, and 4.5 m. Water temperature at different depths is denoted as $T_{w,x}$, where x is the depth in m.

Meteorological data

In what follows, subscript o refers to the outside air (for both covered and uncovered conditions) and subscript i (for the covered reservoir only) refers to the inside (below cover) air volume. When dealing with flux variables related to the water surface energy balance, subscripts u and c are used to distinguish between uncovered and covered conditions. The subscript *cover* is used for the cover surface.

The meteorological variables were measured by means of an automated weather station located 100 m from the AWR. The station was equipped with high-quality sensors to measure the following variables 2 m aboveground: air temperature, $T_{a,o}$ and relative humidity, RH_o (Vaisala HMP45C probe), incoming solar radiation, S_o (Kipp & Zonen CMP 11 pyranometer), wind speed, U_o (Vector Instruments A100R), downward atmospheric radiation, L_a (Kipp & Zonen CGR 3 pyrgeometer) and rainfall (Young 52203 tipping bucket gauge).

Below the cover, several sensors were implemented on a metallic structure attached to a raft (Figure 1) in order to register the microclimate data at 0.3 m above the water surface. The following variables were measured: air temperature, $T_{a,i}$, relative humidity, RH_i (Vaisala HMP45C), wind speed, U_i (UPCT BLC-Y low-wind speed sensor), transmitted solar radiation, S_i (Kipp & Zonen CMP 11 pyranometer), net radiation at the water surface, $R_{n,c}$ (Kipp & Zonen NRLITE), and the temperature of the cover, T_{cover} , was measured by means of an infrared temperature sensor facing the mesh surface (Apogee IRR-P).

In Period 1, an inverted pyranometer (Kipp & Zonen CMP 6) was mounted on a steel structure in the raft to measure the reflected shortwave radiation, from which the albedo of the water surface, a_w , was determined. The same inverted pyranometer was assembled on a steel structure 25 cm above the shade cloth (Figure 1) to register shortwave radiation reflected by the cover in Period 2.

THEORY AND FORMULAE

Radiative balance of the water surface for open-water and covered conditions

On the basis of the fundamental physical laws of energy conservation, the radiative balance at the surface of the uncovered water body can be expressed as

$$R_{n,u} = (1 - a_w)S_o + L_{n,u} \quad (1)$$

where $R_{n,u}$ is the net radiation at the water surface, which includes $(1 - a_w)S_o$, the net shortwave radiation, S_o being the solar radiation impinging at the water surface and a_w the albedo of the water, and $L_{n,u}$ is the net long-wave radiation. $L_{n,u}$ is the difference between the net downward atmospheric radiation $(1 - b_w)L_a$, being b_w the long-wave reflectance of water surface (3%), and the upward long-wave radiation emitted by the open-water surface, $L_{w,u}$.

In the same way, the net radiation at the water surface of the covered reservoir, $R_{n,c}$, can be expressed as

$$R_{n,c} = (1 - a_w)S_i + L_{n,c} \quad (2)$$

where S_i is the transmitted solar radiation below the cover and $L_{n,c}$ is the difference between the long-wave radiation emitted by the cover (L_{cover}) and the upward long-wave radiation emitted by the covered water surface, $L_{w,c}$, plus the reflected long-wave radiation ($b_w L_{cover}$).

To compute $R_{n,u}$ (Period 1), all terms in Equation (1) were measured except $L_{w,u}$, which was determined from water surface temperature by means of the Stefan–Boltzmann equation, considering the water emissivity to be 0.97 (Gianniou and Antonopoulos, 2007; Rosenberry *et al.*, 2007; Ali *et al.*, 2008). $R_{n,c}$ (Period 2) was directly measured by means of the above-mentioned net radiometer.

Energy balance at the water surface for open-water and covered conditions

The energy balance at the surface of a water body can be expressed as the balance of energy gains and losses in a time step (day, month) as follows:

$$R_n + \lambda E + G + H = 0 \quad (3)$$

where λE is the latent heat flux of evaporation, λ the latent heat of vaporization, G the heat flux into the

underlying water body and H the sensible heat exchanged between the air and the water surface (Brutsaert, 1982). In what follows, both G and H are considered positive when directed towards the surface, and negative when leaving the surface. All daily fluxes are expressed in W m^{-2} , if not mentioned otherwise. Equation (3) is valid for both covered and uncovered conditions, using the corresponding subscripts.

The components of Equation (3) for the open-water and covered AWR were computed in the following way: R_n was obtained as described in the previous section, λE was derived from direct measurements and G was considered equal to the change in the heat storage rate, Q , by assuming that the contribution of the other terms affecting energy storage (heat transfer to substrate and retaining materials, inflows, outflows, ...) was small and negligible (Gianniou and Antonopoulos, 2007; Rosenberry *et al.*, 2007). To calculate Q , the water temperature data registered by the submerged temperature sensors were used. The uncovered reservoir presented an isothermal profile and just one water layer was considered to calculate Q (Gallego-Elvira *et al.*, 2010). For the covered reservoir, the water body was divided into layers corresponding to each temperature sensor and the heat storage rate was calculated as follows:

$$Q = C_w \sum_{j=1}^{j=11} z_j \frac{\Delta T_{wj}}{\Delta t} \quad (4)$$

where C_w ($\text{J m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$) is the volumetric heat capacity of water at the temperature of each layer, z_j (m) stands for the depth of each layer (0.33 m in the first metre and 0.5 m for the rest) and ΔT_{wj} ($= T_{wj, \text{day } i-1} - T_{wj, \text{day } i}$) is the change in water temperature of each layer ($^\circ\text{C}$) during the period between two consecutive days ($\Delta t = 1$ day). The sign convention taken for the energy balance implies that Q is negative when heat is stored in the water body (energy not available for evaporation), and vice versa.

Finally, H was derived as the residual term of the energy balance equation, and the Bowen ratio, $\beta = H/\lambda E$, was calculated using the measured values of E and the estimates of H .

Evaporation driving force

The water-to-air VPD is the driving force of the evaporation process. The water-to-air VPD for open-water conditions was calculated as

$$D_u = e^*(T_{w,u}) - e_{a,o} \quad (5)$$

with $e^*(T_{w,u})$ = saturated vapour pressure at the water surface, and $e_{a,o}$ = actual vapour pressure of the surrounding air.

Similarly, the water-to-air VPD of the inside air volume of the covered reservoir, D_c , was computed as

$$D_u = e^*(T_{w,c}) - e_{a,i} \quad (6)$$

with $e^*(T_{w,c})$ = saturated vapour pressure at the covered water surface and $e_{a,i}$ = actual vapour pressure of the inside air.

Comparison of data sets of covered and uncovered conditions

In this paper, the results for the covered reservoir are compared and discussed in the light of the radiative and energy balance of the uncovered reservoir, which was presented in a previous paper of the authors (Gallego-Elvira *et al.*, 2010). The two observation periods presented similar monthly outside conditions in terms of the solar radiation. Monthly outside air temperature, humidity and wind speed did not differ significantly between periods, except for March, which was significantly more windy and warmer in 2008 than in 2009. Therefore, the comparative analysis of the annual mean values (or sum) could be considered as legitimate. As far as monthly means are concerned, the comparison month-by-month of absolute or relative values should be made with caution because of the bias introduced by the differences in average climatic conditions prevailing for a given month of the two observation periods. In what follows, the monthly comparison is restricted to a qualitative analysis aiming at characterizing the annual pattern of the state or flux variables under study. Any quantitative value, when provided, should be taken as rough estimation rather than true value.

Calculation of monthly values

All sensors were scanned at 10 s intervals. Hourly average values of the raw data were recorded by means of field dataloggers (Campbell CR1000). The hourly data were processed to obtain the daily and monthly mean values of the desired variables (e.g. VPD) characterizing the reservoir microclimate and energy balance. In the following, only the monthly means of the components of the reservoir energy balance are presented.

RESULTS

Physical properties of the cover

Optical properties. To characterize the optical properties of the cover, the reflected and transmitted solar radiation were measured and the absorbed radiation was derived as residual. On an annual scale, the covering material transmitted 1%, reflected 8% and absorbed 91% of the outside solar radiation, S_o (Table I). These percentages showed little seasonal variation (note the low standard deviations, Table I).

As a consequence of its high absorption coefficient, the cover reached high temperatures, particularly on sunny summer days. The maximum recorded during the observation period for T_{cover} was 65°C at noon in July. Combined with the very low transmission coefficient of the cover, the resulting effect of the cover was that the net radiation at the water surface of the covered AWR, $R_{n,c}$, was dependent quasi exclusively on the net

WATER LOSS OF A COVERED IRRIGATION RESERVOIR

Table I. Annual mean of daily values of the cover properties: percentage of solar radiation reflected (ρ), transmitted (τ) and absorbed (α) and wind reduction

Optical properties							
ρ (%)		τ (%)		α (%)		Wind reduction (%)	
Mean	SD	Mean	SD	Mean	SD	Mean	SD
8.2	± 2.3	0.4	± 0.1	91.2	± 1.7	91.8	± 1.6

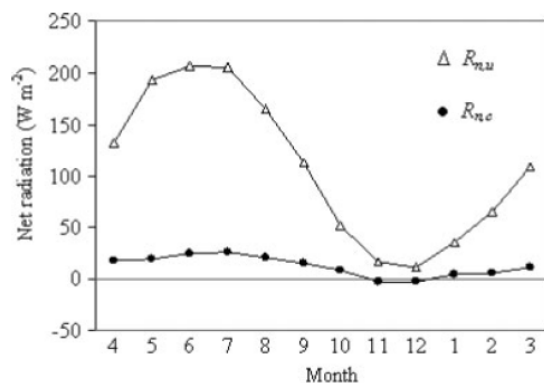


Figure 2. Annual evolution of monthly means of net radiation at the water surface for uncovered ($R_{n,u}$) and covered ($R_{n,c}$) conditions

long-wave radiation exchanges between the cover and the water surface (i.e. $R_{n,c} \approx L_{n,c}$). In fact, since the cover emissivity ($\epsilon \approx 1$) and water emissivity ($\epsilon \approx 0.97$) are close to 1, $R_{n,c}$ depends mostly on difference in temperature between the cover and the water surface. The annual mean of $R_{n,c}$ was 12.3 W m^{-2} , to be compared with the value of 118.9 W m^{-2} for $R_{n,u}$. Note that there was a tight correlation between the monthly values ($R_{n,c} = 0.13 R_{n,u} + 0.41$, $R^2 = 0.92$), indicating that the cover affected the annual amplitude, but not the annual trend of the net radiation at the water surface (Figure 2).

Wind-shelter effect. The cover acted efficiently in protecting the water surface from the effects of the outside wind. The observed mean reduction of wind speed was 92% with respect to the outside wind velocity measured 2 m aboveground. During the wind survey period (April 2009 to June 2009), the wind speed registered at the weather station varied from 1.24 to 6.43 m s^{-1} on daily scale while below the cover the variation interval was 0.10 – 0.40 m s^{-1} , with a mean value of 0.18 m s^{-1} (± 0.05). A strong thermal stratification was observed below the cover ($T_{cover} > T_{a,i} > T_{w,c}$). This stable gradient, associated with very low wind conditions, probably led to situations where a free or mixed convection regime prevailed, in contrast to the forced convection regime generally prevailing in uncovered conditions. Therefore, the heat and mass transfer mechanisms by convection drastically changed, with the consequent effect on energy partitioning (see Section on Results).

Permeability to rain. Besides preventing evaporation, covers should be permeable to rain. The studied cover allowed recovering most of the rainfall. The rain gauge of the meteorological station recorded a total water depth of 576 mm for the 1-year observation period, and the total increase in reservoir water level following rainfall was 524 mm. These observations indicate that approximately 90% of the rainfall was recovered and stored in the reservoir. The non-recovered fraction corresponds to periods following light rainfalls (less than 5 mm), when water intercepted by the shade cloth quickly evaporated, especially if the rain event occurred in the afternoon and cover temperature was high.

Evaporation reduction

During Period 1 (uncovered), the cumulated annual loss was $1316 \text{ mm year}^{-1}$, whereas it amounted to 194 mm in Period 2 (covered), leading to an annual evaporation reduction factor ($F_E = 1 - E_c/E_u$) of 85%. The latter value appears to be in close agreement with the reduction in net radiation (89%) mentioned above. However, the analysis of the monthly values (Figure 3) reveals that the annual trend of E_c was significantly different from the one presented by E_u . The peak of E_u was observed in July, while the peak of E_c was observed in November/December, when E_u was at its minimum. While $R_{n,u}$ and $R_{n,c}$ were tightly correlated, E_c and E_u were clearly uncorrelated ($R^2 = 0.00$). On the other hand, E_u was well correlated with $R_{n,u}$ ($R^2 = 0.88$) while E_c was very loosely correlated with $R_{n,c}$ ($R^2 = 0.02$). The latter result indicates that, on monthly scale, the net radiation was not the main factor driving the evaporation rate under covered conditions.

The opposite trend of monthly values of E_u and E_c resulted in maximum cover efficiency on summer months and in marked minimum values on winter months (Table II). In the hot-dry season (June–August), the period with high evaporative demand (representing more than 50% of annual evaporation), F_E reached high values (90%), whereas in late autumn and the beginning of winter, the evaporation reduction achieved by the cover was significantly lower ($F_E = 58\%$ for November and

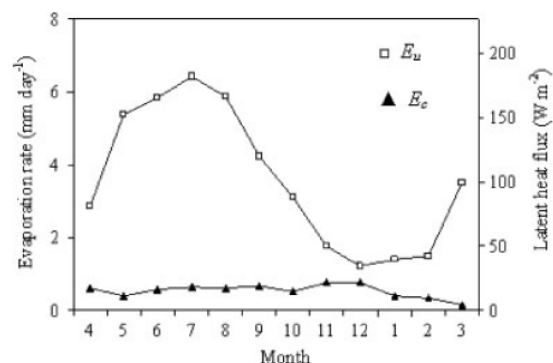


Figure 3. Annual evolution of monthly means of evaporation rate for uncovered (E_u) and covered (E_c) reservoirs

Table II. Annual and monthly evaporation with (E_c) and without the cover (E_u) and evaporation reduction factor (F_E)

Month	E_c (mm)	E_u (mm)	F_E (%)
April 2008	17.8	85.8	79
May 2008	12.1	166.8	93
June 2008	17.7	174.8	90
July 2008	19.5	199.2	90
August 2008	18.6	181.8	90
September 2008	19.9	127.2	84
October 2008	15.9	96.4	84
November 2008	22.5	53.0	58
December 2008	23.9	37.3	36
January 2009	12.0	43.2	72
February 2009	9.5	41.9	77
March 2009	4.7	108.6	96
Annual total	194.1	1316.0	85

$F_E = 36\%$ for December). The annual F_E was not much affected by the low performance of the cover in November–December since these months with the lowest F_E were also those with the lowest evaporative rate.

Elucidating and explaining why, in the covered reservoir, the evaporation peak occurred in the late fall period—a rather unusual phenomenon—requires analysis of (i) the monthly evolution of the surface-to-air VPD (mass transfer approach) and (ii) the evolution of the terms of the surface energy balance (energy balance approach, Equation 3).

ANALYSIS AND DISCUSSION

Microclimate below the cover

The characteristics of the air surrounding the water surface were markedly modified by the cover. The internal air (i.e. the air volume between the cover and water surface) was heated by the cover and was on annual average 4.3°C ($\pm 1.1^\circ\text{C}$) above the temperature of the outside air. Note that the inside air variables were strongly correlated with the outside variables, suggesting that the inside air characteristics were tightly coupled to the outside climate:

$$T_{a,i} = 1.15T_{a,o} + 1.76 \quad R^2 = 0.99$$

$$e_{a,i} = 1.19e_{a,o} + 0.12 \quad R^2 = 0.99$$

For uncovered conditions, the monthly values of the water surface temperature, $T_{w,u}$, were above the ambient air temperature throughout the year (Figure 4A). The uncovered reservoir acted like a solar collector, being a heat source for the ambient air. By contrast, the covered reservoir acted as a heat sink for the inside air volume, with the water surface temperature, $T_{w,c}$, remaining well below the temperature of the inside air, $T_{a,i}$, excepting the months of November–December (Figure 4B). For the main part of the year, the internal air heated the water surface of the covered reservoir, providing energy for the evaporation process.

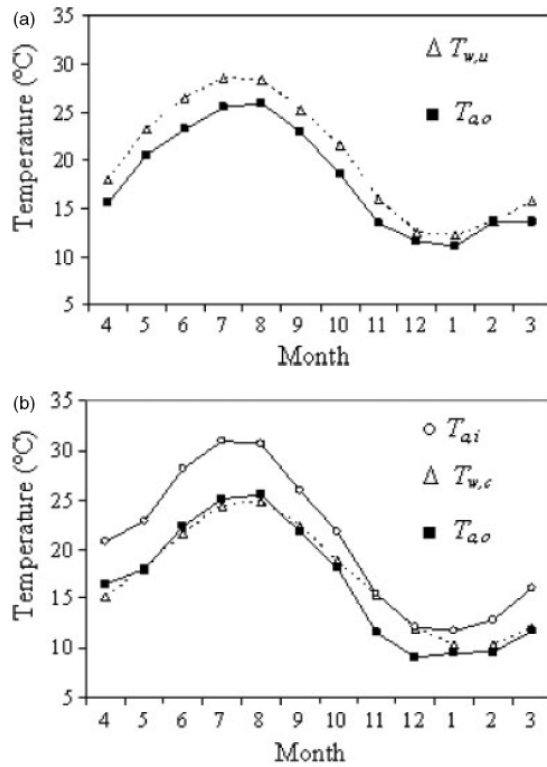


Figure 4. Annual evolution of the monthly mean of air and water temperature for (a) uncovered and (b) covered conditions

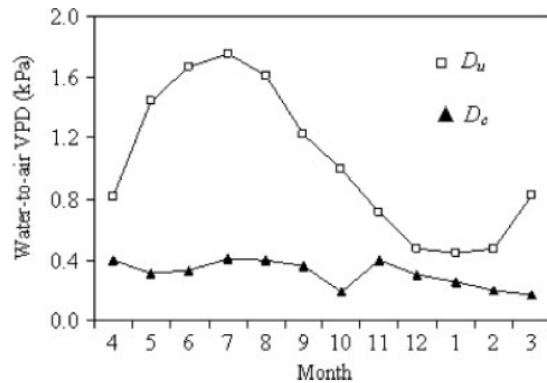


Figure 5. Annual evolution of the monthly mean of water-to-air VPD for (a) uncovered, D_u , and (b) covered reservoir, D_c

Water-to-air VPD and mass transfer coefficient

The lower water surface temperature and higher air temperature and humidity of the inside air led to an important reduction of the water-to-air VPD, D_c , with respect to that prevailing in uncovered conditions (D_u). The annual trend of D_c and D_u (Figure 5) was similar to the trend of E_c and E_u , respectively (Figure 3), reflecting the close link between E and water-to-air VPD. Assuming the Dalton formula to be valid, the reservoir evaporation was expressed as the product of

WATER LOSS OF A COVERED IRRIGATION RESERVOIR

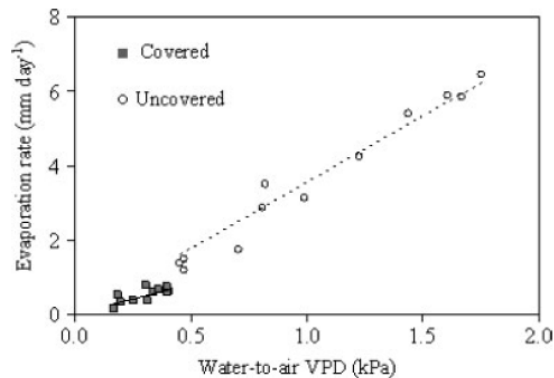


Figure 6. Relationship between evaporation rate and water-to-air VPD for the uncovered and covered conditions (monthly values). The lines are the regressions forced to the origin, and the slope represents the average mass transfer coefficient

a mass transfer coefficient (h_w , $\text{mm day}^{-1} \text{kPa}^{-1}$) by the water-to-air VPD. The slope of the regression lines E versus D forced to the origin (Figure 6) can be considered as a proxy of the annual average of the mass transfer coefficient. The latter was found equal to $3.64 \text{ mm day}^{-1} \text{kPa}^{-1}$ for the uncovered reservoir ($R^2 = 0.96$) and $1.69 \text{ mm day}^{-1} \text{kPa}^{-1}$ for the covered one ($R^2 = 0.55$). The lower R^2 value for the covered reservoir can be attributed to the narrow variation range of E_c ($0.21\text{--}0.91 \text{ mm day}^{-1}$) and D_c ($0.17\text{--}0.40 \text{ kPa}$), in which measurements were less accurate than in the range of E_u ($1.26\text{--}6.43 \text{ mm day}^{-1}$) and D_u ($0.45\text{--}1.75 \text{ kPa}$) observed for the uncovered reservoir.

It can be drawn from this analysis that the high efficiency of the studied cover in reducing evaporative loss was the result of two concomitant processes, as previously reported by Martínez-Alvarez *et al.* (2006) in their study on the effect of covering materials on Class-A pan evaporation: (i) a reduction in the mass transfer coefficient, h_w , mainly due to the wind-shelter effect of the cover and (ii) a reduction of the evaporation driving force (i.e. water-to-air VPD), mainly due to the radiation-shelter effect. Discriminating between the two effects was performed by calculating for each month the respective reduction factors for D ($= F_D$) and h_w ($= F_{h_w}$) (Figure 7), and comparing with F_E (Table II). As previously stated, some bias existed in the month-by-month comparison, so that the following results should be considered as informative of the annual trend rather than actual values of the monthly reduction factors. The two effects being multiplicative (Dalton formula), the highest of the two reduction factors (F_D or F_{h_w}) will dictate the trend of the evaporation reduction factor (a reduction factor equal to 0 for a given forcing variable means that there is no reduction of evaporation due to this variable). F_D was higher than F_{h_w} from May to December, and similar to F_{h_w} from January to April. The highest values of F_D and F_{h_w} were found for late spring and summer, leading to the highest efficiency in reducing evaporation ($F_E \sim 90\%$) during this period, with a major contribution

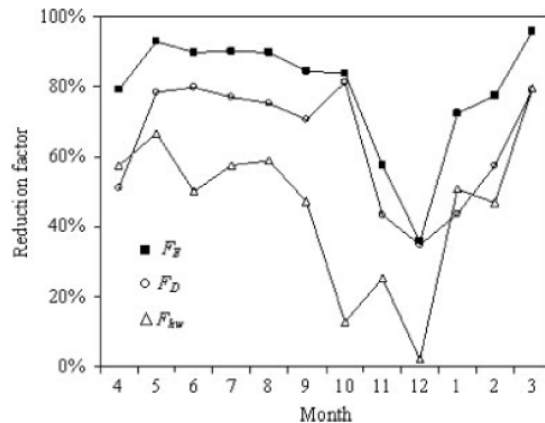


Figure 7. Annual trend of monthly reduction factors for evaporation rate (F_E), water-to-air VPD (F_D) and mass heat transfer coefficient (F_{h_w})

of F_D ($\sim 80\%$) over F_{h_w} ($\sim 55\%$). In fall and early winter, both F_D and F_{h_w} decreased significantly, explaining the small values of F_E observed in November–December.

Overall, as F_D was higher than F_{h_w} in the months of maximum evaporative demand, it can be concluded that (i) F_D was the predominant factor determining the high reduction in evaporation loss of the covered AWR and (ii) F_{h_w} was more likely to act as a modulating factor that accounts for the wind-shelter effect.

Water profile and heat storage

Shallow ($<5 \text{ m}$ depth) water reservoirs generally present a well-mixed water profile (no stratification) due to the wind stirring effect. In the uncovered reservoir an isothermal profile was observed to prevail throughout the year (Gallego-Elvira *et al.*, 2010). During spring and early summer, part of the incoming solar radiation is absorbed in the water column, increasing the water temperature (heat storage period), while during the autumn and early winter, as the incoming solar radiation decreases, the previously stored energy is released (heat release period), being utilized primarily by the evaporation process (Finch and Gash, 2002). After the installation of the cover, the wind stirring effect was dramatically reduced, and the water became thermally stratified for most of the year. The water temperature profile (monthly mean values) in the covered reservoir was analysed distinguishing between two periods (i) the increase in water temperature (heat storage), from March to August (Figure 8A) and (ii) the cooling of the water body (Figure 8B), from September to February. The maximum temperature gradient was observed at the beginning of August when the daily temperature difference from surface to bottom reached 11°C . The overturn took place in November after several heavy rainfall events and the water profile remained isothermal until January.

These changes in thermal stratification induced by the cover had noticeable effects on the annual evolution of the amount of cumulated stored heat, $Q_{\text{cum}} = \int Q \, dt$

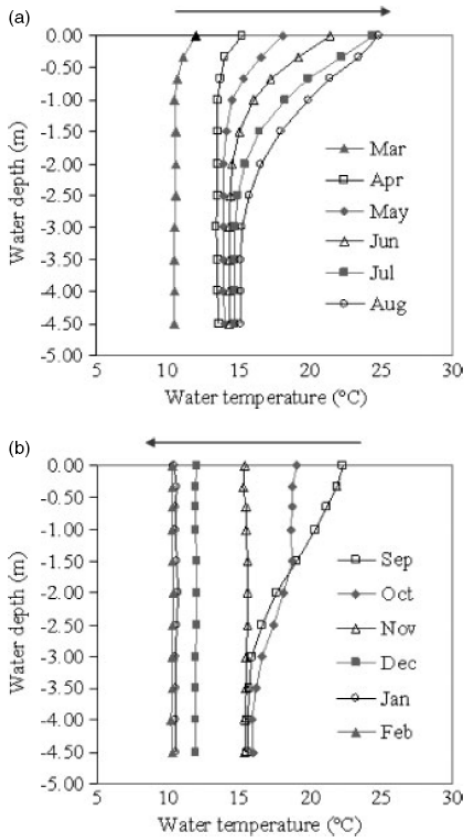


Figure 8. Monthly water profile for the covered reservoir (a) heating and (b) cooling period

(MJ m⁻²). Two aspects can be highlighted when comparing the evolution of Q_{cum} for covered and uncovered conditions (Figure 9). On one hand, the maximum amplitude of the storage-release cycle in the covered reservoir was 128 MJ m⁻², representing approximately one-third of the amplitude observed in the uncovered reservoir (386 MJ m⁻²). On the annual cycle, the mean value of the heat storage rate was close to zero in both reservoirs (Table III). On the other hand, the presence of the cover resulted in a significant time lag (about 2 months) in the heat storage annual cycle with respect to the uncovered reservoir. The decrease in heat storage in the covered reservoir took place in September whereas without the cover the energy stored in the water body started to decrease in July. This fact is the result of the water temperature profile evolution (when water temperature starts to decrease then the heat release period starts). For the uncovered reservoir, the temperature started to fall in August and dropped markedly in September (a fact related to the sharp decrease of net radiation (R_{nu}) observed in late summer). In the covered reservoir, since the water profile was stratified, to analyse the evolution of Q_c it is necessary to look into the evolution of all layers of the water profile. The superficial water layer (0–0.5 m)

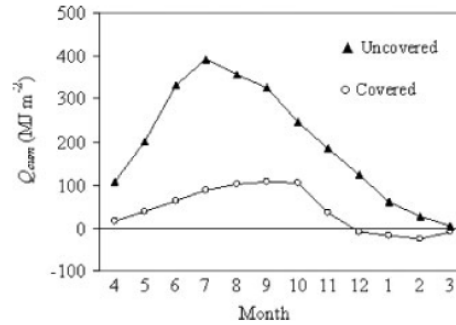


Figure 9. Cumulated heat storage (starting on April), Q_{cum} , for uncovered and covered conditions

Table III. Annual mean, minimum, maximum and range of the monthly values of the components of the AWR energy balance for covered and uncovered conditions (W m⁻²)

	Covered				Uncovered (Gallego-Elvira <i>et al.</i> , 2010)			
	$R_{n,c}$	Q_c	λE_c	H_c	$R_{n,u}$	Q_u	λE_u	H_u
Mean	12.4	0.3	-16.1	3.4	108.6	-5.6	-102.7	-10.6
Maximum	25.7	26.5	-6.0	5.6	206.8	41.1	-183.7	-17.1
Minimum	-2.5	-10.5	-26.1	0.7	10.9	-49.0	-35.3	0.1
Range	28.2	37.0	20.1	4.9	195.8	90.1	148.4	17.2

presented the same patterns as uncovered conditions, with the beginning of temperature drop (i.e. beginning of heat release) in September. However, the beginning of the decrease of water temperature of deeper layers presented a delay with respect to uncovered conditions. In layers from 0.5 to 2 m depth, the temperature started to drop in October and in layers from 2 to 4.5 m depth in November (Figure 8). In November, all layers were cooling and therefore the maximum Q_c release was observed.

Sensible flux and Bowen ratio

The sensible heat flux H_c between the water surface and the inside air of the covered reservoir, derived as residual term of the energy balance equation, was positive throughout the year, i.e. the internal air supplied energy to the water body (Figure 10).

The opposite trend was found for the uncovered reservoir, for which the convective flux H_u was negative. The annual mean of H_c was equal to 3.4 W m⁻², significantly lower in absolute value than H_u (≈ -10 W m⁻²) (Table III). However, when reported to the evaporation rate, H_c supplied an annual Bowen ratio $\beta_c = -0.21$, higher in absolute value than the Bowen ratio of the uncovered reservoir ($\beta_u = 0.09$). This means that H_c was not negligible when compared to the absolute magnitude of the evaporation loss.

Annual energy balance

On annual scale, the covered reservoir presented marked differences in the magnitude and amplitude of

WATER LOSS OF A COVERED IRRIGATION RESERVOIR

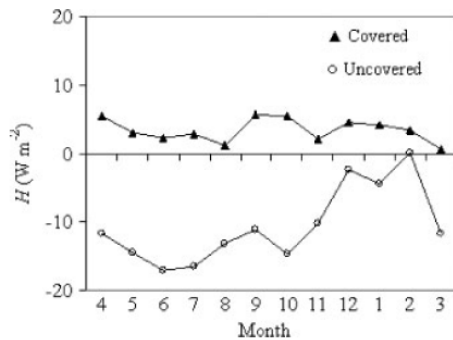


Figure 10. Monthly sensible heat flux for uncovered (H_u) and covered (H_c) conditions

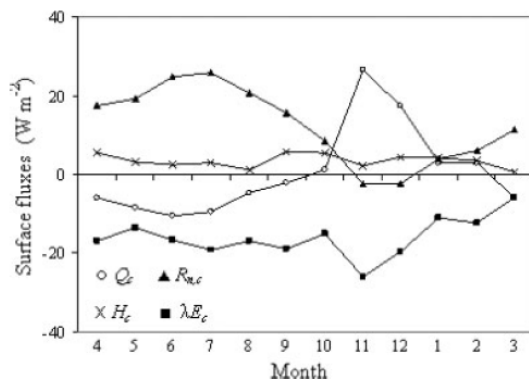


Figure 11. Annual evolution of the components of the energy balance of the covered reservoir (monthly average)

variation of the energy balance components with respect to the uncovered reservoir (Table III). Differences of one order of magnitude were obtained for net radiation (12.4 W m^{-2} vs 118.9 W m^{-2}) and latent heat flux (-16.1 W m^{-2} vs -102.7 W m^{-2}). The difference was less marked for H (3.4 W m^{-2} vs -10.6 W m^{-2}), but with change in sign. As expected, the annual mean of the heat storage rate was close to 0 in both cases, confirming the validity of the assumption used for calculating Q . The main conclusion is that, on annual scale, the reduction in evaporation loss (85%) can be approximated by the reduction in net radiation (89%).

Monthly energy balance

On monthly scale, the annual trend and respective weight of the different components differed markedly between the covered and the uncovered reservoir. The relevant findings are as follows:

1. The different patterns of the monthly evolution of evaporation loss between covered and uncovered conditions, with a maximum in fall months for the covered reservoir whereas a marked peak occurred in summer months in the uncovered reservoir.
2. The small but similar magnitudes of all energy balance components in the covered reservoir (Figure 11),

whereas there was a clear predominance of the evaporation and net radiation terms in the uncovered reservoir (a figure analogous to Figure 11 for the uncovered scenario can be found in Gallego-Elvira *et al.* (2010), Figure 4). The relative weights of Q and H , rather limited in the uncovered reservoir, were significantly enhanced in the covered reservoir, due to the strong reduction of λE and R_n .

3. Despite the sensible heat flux being of small magnitude in the covered reservoir ($3 < H_c < 6 \text{ W m}^{-2}$), its relative importance was not negligible. The increased weight of H_c in the energy balance of the covered reservoir is illustrated by the value of the Bowen ratio, which was about twice in absolute that of the uncovered reservoir. Note also that, contrary to what was observed for the uncovered reservoir, H_c was always positive, and therefore was an energy input available for evaporation.
4. The heat stored by the covered reservoir, Q_c , represented the main source of energy for the evaporation process during the winter months, together with the sensible heat flux H_c , both fluxes peaking in November. The contribution of Q_c and H_c , as source of energy for the evaporation process, explained why the maximum value of evaporation was observed in late fall in the covered reservoir, although R_n was close to zero (the amount of heat emitted by the cover and water surface were practically equal).

SUMMARY AND CONCLUSIONS

A detailed experimental survey was carried out to assess the performance of a black PE SSCC on reducing evaporation from an on-farm agricultural water reservoir. Two 1-year-period data sets were collected in a typical AWR of south-eastern Spain. The first one corresponds to open-water conditions and the second one to covered conditions.

With regard to the physical properties of the cover, the main features were (i) low transmission of solar radiation below the cover (<1%), (ii) strong reduction of wind speed (92%) and (iii) high permeability to water ($\approx 90\%$). These characteristics allowed reducing evaporation ($\approx 85\%$) while recovering most of the rain water. On monthly scale, substantial seasonal differences on the evaporation reduction factor were found, the maximum efficiency being close to 90% in summer (period of maximum evaporative demand) and the minimum in late fall (58% and 36% for November and December, respectively).

The cover induced important modifications to the natural evolution of the reservoir. The water temperature profile, which had been observed to be isothermal for open-water conditions, showed an important stratification as a consequence of the wind-shelter effect due to the cover. The microclimate of the air below the cover was markedly different from the outside air; the most important change was the strong reduction of the water-to-air vapour deficit. To evaluate and explain the effects

of the cover on the evaporation process, two approaches, energy balance and mass transfer, were used.

The energy balance approach of the covered reservoir highlighted substantial differences in energy partitioning with respect to open-water conditions. Several important modifications were observed on the magnitude, sign, annual trend and relative weight of the four components of the energy balance. The net radiation at the water surface was dramatically reduced and the weight of the heat storage/release rate (Q) and sensible heat flux (H) in determining the energy available to the evaporation process (λE) increased substantially. The most remarkable fact was the contrast between the patterns of the annual evaporation curves. For the uncovered reservoir, E_u is markedly higher in the hot season whereas when the reservoir was covered E_c showed rather constant values. The evaporation peak of E_u was observed in summer months while the maximum of E_c occurred during the fall season.

The mass transfer approach allowed discrimination between the wind- and radiation-shelter effects on the evaporation term. The reduction in water-to-air vapour deficit was the main factor explaining the high efficiency of the cover whereas the reduction of the mass transfer coefficient was a modulating factor that accounts for the wind-shelter effect.

The analysed approaches provide a sound basis to describe and explain the physical mechanisms underlying the high performance of the cover material tested in this study. On a practical point of view, the double PE layer cover tested in this study has been proven to be an effective water-saving technique for on-farm water reservoirs operating under high evaporative demand.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors acknowledge the Fundación Séneca (Murcia, Spain) and the Ministerio de Educación y Ciencia (Spain) for the financial support of this study through the grants 02978/PI/05 and 11051/AC/09 and PET2005_0056 respectively.

REFERENCES

- Ali S, Ghosh NC, Singh R. 2008. Evaluating best evaporation estimate model for water surface evaporation in semi-arid region, India. *Hydrological Processes* **22**: 1093–1106. DOI: 10.1002/hyp.6664.
- Barnes GT. 2008. The potential for monolayers to reduce the evaporation of water from large water storages. *Agricultural Water Management* **95**: 339–353. DOI: 10.1016/j.agwat.2007.12.003.
- Brown JAH. 1988. The potential for reducing open water evaporation losses: a review. *Proceedings of the Hydrology and Water Resources Symposium*. ANU: Canberra, Australia; 108–115.
- Brutsaert W. 1982. *Evaporation into Atmosphere: Theory, History, and Applications*. D. Reidel Publishing Company: Boston, MA.
- Cooley KR. 1983. Evaporation reduction: summary of long-term tank studies. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering-Asce* **109**: 89–98.
- Craig I, Green A, Scobie M, Schmidt E. 2005. *Controlling Evaporation Loss from Water Storages*. NCEA Publication No. 1000580/1: Queensland; 207.
- Daigo K, Phaovattana V. 1999. Evaporation and percolation control in small farm ponds in Thailand. *JARQ-Japan Agricultural Research Quarterly* **33**: 47–56.
- Finch JW, Gash JHC. 2002. Application of a simple finite difference model for estimating evaporation from open water. *Journal of Hydrology* **255**: 253–259.
- Finn N, Barnes S. 2007. *The Benefits of Shade-cloth Covers for Potable Water Storages*. CSIRO Textile & Fibre Technology: CSIRO Gale Pacific; 42.
- Gallego-Elvira B, Baille A, Martín-Gorriz B, Martínez-Alvarez V. 2010. Energy balance and evaporation loss of an agricultural reservoir in a semi-arid climate (south-eastern Spain). *Hydrological Processes* **24**: 758–766. DOI: 10.1002/hyp.7520.
- Giannou SK, Antonopoulos VZ. 2007. Evaporation and energy budget in lake Vegoritis, Greece. *Journal of Hydrology* **345**: 212–223. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.08.007.
- Hipsey MR, Sivapalan M. 2003. Parameterizing the effect of a wind shelter on evaporation from small water bodies. *Water Resources Research* **39**: 1339. DOI: 10.1029/2002WR001784.
- Koberg GE, Ford ME. 1965. Elimination of thermal stratification in reservoirs and resulting benefits. *United States Geological Survey* **1809-M**: 28.
- Martínez-Alvarez V, Baille A, Molina-Martínez JM, González-Real MM. 2006. Efficiency of shading materials in reducing evaporation from free water surfaces. *Agricultural Water Management* **84**: 229–239. DOI: 10.1016/j.agwat.2006.02.006.
- Martínez-Alvarez V, Calatrava-Leyva J, Maestre-Valero JF, Martín-Gorriz B. 2009. Economic assessment of shade-cloth covers for agricultural irrigation reservoirs in a semiarid climate. *Agricultural Water Management* **96**: 1351–1359. DOI: 10.1016/j.agwat.2009.04.008.
- Martínez-Alvarez V, González-Real MM, Baille A, Maestre-Valero JF, Gallego-Elvira B. 2008. Regional assessment of evaporation from agricultural irrigation reservoirs in a semiarid climate. *Agricultural Water Management* **95**: 1056–1066. DOI: 10.1016/j.agwat.2008.04.003.
- Mugabe FT, Hodnett MG, Senzanje A. 2003. Opportunities for increasing productive water use from dam water: a case study from semi-arid Zimbabwe. *Agricultural Water Management* **62**: 149–163. DOI: 10.1016/S0378-3774(03)00077-5.
- Rosenberry DO, Winter TC, Buso DC, Likens GE. 2007. Comparison of 15 evaporation methods applied to a small mountain lake in the northeastern USA. *Journal of Hydrology* **340**: 149–166. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.03.018.
- Wallace JS. 2000. Increasing agricultural water use efficiency to meet future food production. *Agriculture Ecosystems & Environment* **82**: 105–119. DOI: S0167-8809(00)00220-6.

5. Resumen de principales resultados y conclusiones

Principales resultados

Los principales **resultados** del presente trabajo de investigación se resumen en los siguientes puntos:

1. Evaporación regional en la cuenca del Segura.

(i) Descripción detallada de los embalses de riego de la cuenca. Se presenta el número total de balsas, superficie típica y su distribución en la cuenca (Publicación 1, Fig.3). En la cuenca se pueden identificar un total de 14.000 embalses, con una superficie conjunta de 4.901 ha, lo que supone el 0,26 y 1,81% del área total y de la superficie de regadío de la cuenca, respectivamente. El área individual de cada balsa oscila entre 0,1 y 5 ha, aunque la mayoría presentan pequeñas áreas entre 0,05 y 0,5 ha.

(ii) Cálculo de evaporación en balsas de riego y análisis de la variación espaciotemporal de las pérdidas por evaporación en la cuenca (Publicación 1, Figs. 4 y 8). La metodología de cálculo de evaporación propuesta, basada en el coeficiente de tanque Clase A y técnicas SIG, es aplicable a escala mensual y anual para diferentes contextos.

(iii) Cuantificación de la magnitud de las pérdidas por evaporación regionales. El total de pérdidas por evaporación en balsas de riego de la cuenca del Segura asciende a $58,5 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$, cifra que equivale al 8,3 % del consumo de agua para regadío, representa el 27 % del consumo urbano en la cuenca y es más del doble del consumo industrial.

2. Balance de energía y pérdidas por evaporación de una balsa de riego de la cuenca del Segura.

(i) La lámina de agua evaporada en la balsa de riego experimental ubicada en la cuenca del Segura fue de $1.310 \text{ mm año}^{-1}$ (año 2007). El perfil de temperatura no presentó estratificación térmica, por lo que puede asumirse que las balsas de riego presentan un comportamiento isoterma, simplificando su modelización.

(ii) La evolución de los términos del balance radiativo y de energía a la superficie del agua se presenta a escala mensual (Publicación 2, Figs. 2 y 3). Se proporcionan también las curvas sinusoidales derivadas de datos experimentales que describen la

variación mensual de albedo de la superficie de agua y del calor almacenado en el cuerpo de agua (Publicación 2, Figs. 3 y 6).

(iii) El principal término para la determinación de la evaporación es la radiación neta, representado más del 80% de la energía disponible para evaporación a escala anual. Sin embargo, existe un marcado desfase temporal entre la evaporación y la radiación neta (Publicación 2, Fig. 8), debido a la absorción de calor del embalse en los meses de primavera-verano y su posterior liberación en otoño. Este hecho conlleva que se produzcan importantes errores si se asume en el cálculo de la tasa de evaporación mensual una relación lineal con la radiación neta.

(iv) El calor almacenado en el cuerpo debe considerarse a escala mensual en el cálculo de la evaporación. Cuando no se disponen de datos de temperatura del agua, situación muy habitual, el calor almacenado puede estimarse a partir de datos de temperatura del aire con ecuaciones simplificadas como la propuesta en este trabajo (Publicación 2, Fig. 12).

(v) Se presentan en este estudio (Publicación 2, Figs. 5 y 10) el valor anual y la variación estacional del coeficiente de advección (α , Priestley-Taylor) y el ratio de Bowen (β). El valor anual de α obtenido es 1,32 y el ratio de Bowen 0,10, coincidiendo con trabajos previos de cuerpos de agua en similares condiciones. En cuanto a la variación mensual de estos coeficientes, cabe señalar que α presentó un marcado ciclo anual, debido a la histéresis observada entre la radiación neta y la evaporación, alcanzado su valor mínimo en Julio (1,23) y máximo en Diciembre (1,65), lo que indica que en periodos con limitada disponibilidad de energía, la evaporación aumenta por encima de la evaporación potencial debido a fenómenos de advección. β mantuvo, sin embargo, un valor bastante estable en torno a 0,1 a lo largo del año, por lo que se puede asumir un valor constante y esto hace posible el cálculo de α a escala mensual a partir de una relación simplificada con β .

(vi) Se proponen simplificaciones y recomendaciones de uso de dos de los métodos más extendidos en el cálculo de evaporación: Penman y Priestley-Taylor.

3. Mitigación de la evaporación en balsas de riego mediante el uso de coberturas de sombreado.

(i) La cobertura de sombreado de polietileno negro de doble capa suspendida evaluada (ATARSUN, ATARFIL S.L.) reduce en un 85% la evaporación anual en

balsas de riego bajo las condiciones climáticas del sureste español (Publicación 3, Fig. 3a).

(ii) Las principales propiedades de la cobertura para la mitigación de evaporación son la alta reducción de la radiación solar (99%) y del viento (92%) sobre la superficie de agua. Además, la malla es altamente permeable a la lluvia (90%).

(iii) La cobertura también produce efectos positivos sobre la calidad del agua. Los principales son: la eliminación de algas, la disminución de la salinidad y la reducción de la turbidez (Publicación 3, Figs. 6 y 7).

(iv) La instalación de coberturas de sombreado en la cuenca del Segura es económicamente viable cuando el agua se valora al margen neto de los cultivos (situación en que el agua es un recurso limitante para la producción). Si se valora el agua a su precio de mercado la instalación no sería actualmente rentable.

4. Comparación de la evolución física de un embalse sombreado con un embalse sin cobertura.

(i) La instalación de la cobertura produce importantes modificaciones en la evolución anual, magnitud e importancia relativa de las componentes del balance de energía (Publicación 4, Fig. 11). Además del marcado descenso de la evaporación (85%), la presencia de la cobertura también afecta al patrón de evolución anual de la evaporación. En condiciones normales, la evaporación máxima se presenta en verano (Julio), mientras que con la cobertura la evaporación máxima se produjo a final del otoño con un máximo mensual en Noviembre.

(ii) La radiación neta se redujo sustancialmente (85%), y el peso relativo en el balance de energía de las componentes de almacenamiento de calor y de calor sensible aumenta considerablemente (Publicación 4, Fig. 2). En los meses de invierno, el almacenamiento de calor y el calor sensible son las principales fuentes de energía para el proceso de evaporación en condiciones de sombreado, mientras que en condiciones normales la radiación neta siempre es el principal flujo energético. Un hecho destacable en relación con lo anterior es que el máximo de evaporación en condiciones de sombreado (Noviembre) se produce cuando la radiación neta presenta valores cercanos a cero bajo la cobertura.

(iii) Todos los cambios observados en la evolución del embalse están relacionados con el microclima creado en el aire situado entre la malla y la superficie del agua, notablemente diferente al aire exterior y cuya característica más destacable es el importante descenso del gradiente de presión de vapor agua-aire (Publicación 4, Fig. 5). Otro efecto destacable de la cobertura es la inducción de una marcada estratificación térmica (Publicación 4, Fig. 8), debido principalmente a la alta protección de la cobertura frente al viento que impide la mezcla de capas de agua. El gradiente máximo de temperatura superficie-fondo fue de 11°C (Agosto) y no se observó mezcla de capas por diferencia de densidad hasta Noviembre, mes en el que tuvieron lugar fuertes lluvias.

(iv) El principal factor implicado en la reducción de la evaporación es el descenso del gradiente de presión de vapor agua-aire, directamente relacionado con la minimización de la radiación bajo la cobertura. La reducción del coeficiente de transferencia de masa, relacionado con la protección frente al viento, contribuye también a la reducción de la evaporación, pero tiene una importancia secundaria (Publicación 4, Fig. 7).

Conclusiones

Las principales **conclusiones** de la presente tesis son las siguientes:

1. Las pérdidas por evaporación de pequeños embalses en zonas áridas o semiáridas pueden alcanzar magnitudes importantes, reduciendo notablemente la eficiencia global de uso del agua. Este estudio muestra cómo la evaporación total de los más de 14.000 embalses identificados en la cuenca del Segura (sureste español) supone una pérdida anual de agua de 58,5 hm³, que equivale al 8,3 % del consumo de agua para regadío y que representa el 27 % del consumo urbano en la cuenca. Estas cifras ponen de manifiesto la necesidad de estudiar posibles soluciones para prevenir las pérdidas por evaporación de pequeños embalses, especialmente en cuencas que presenten un marcado déficit hídrico.

2. El estudio detallado de una balsa de riego típica de la cuenca del Segura, permitió cuantificar y describir la evolución de la evaporación y demás términos del balance de energía en el cuerpo de agua. Es de especial interés señalar que, a escala mensual, el calor almacenado y el coeficiente de advección juegan un importante papel en la determinación de energía disponible para evaporación. Aunque la variación

interanual de condiciones climáticas puede afectar en cierto modo a la evolución del balance de energía y a la tasa de evaporación, el análisis presentado en este estudio, basado en datos experimentales detallados en un periodo de un año, es una interesante referencia para estudios de evaporación y comportamiento físico de pequeños embalses en condiciones de clima semiárido.

3. La cobertura de sombreado suspendida estudiada (polietileno de doble capa) permite reducir la tasa de evaporación anual en balsas de riego un 85%. Las principales propiedades de la cobertura para la reducción de evaporación son la minimización de la radiación solar y la protección frente a la acción del viento sobre la superficie de agua.

4. La presencia de una cobertura de sombreado induce importantes cambios en la evolución física del embalse. Se produce un descenso de la magnitud y peso relativo de todas las componentes del balance de energía, así como un marcado cambio de su evolución estacional. También se produce una importante estratificación térmica del cuerpo de agua, no observada en condiciones normales.

5. Los resultados de este estudio muestran que las coberturas de sombreado son un método eficiente para la mitigación de la evaporación en pequeños embalses en climas con alta demanda evaporativa atmosférica. Además, la instalación de coberturas tiene efectos positivos sobre la calidad del agua tales como la eliminación de algas, la disminución de la salinidad y la reducción de la turbidez, aunque se precisan estudios posteriores para determinar los beneficios de esta mejora de calidad de agua sobre los sistemas de riego.

5. Summary of mains results and conclusions

Results

The main results of this research work were the following:

1. Evaporation loss from AWRs in the Segura River Basin.

(i) The characteristics (number, surface and distribution) of AWRs in the SRB were identified (see Publication 1, Fig.3). A total of 14,145 AWRs were found to cover 4,901 ha, which represents 0.26 and 1.81% of the total area of SRB and the irrigated land, respectively. The individual area of AWRs ranges from 0.1 to 5 ha, but most of them have relatively small areas from 0.05 to 0.5 ha.

(ii) By means of the pan coefficient approach coupled to a geographic information system, the evaporation of each reservoir and the regional evaporation losses were computed. The seasonal patterns and spatial variations of the evaporation loss within the basin were also analysed (Publication 1, Figs. 4 and 8). The methodology proposed in this study can be applied at monthly and annual scale to different regions.

(iii) The total annual water lost to evaporation, 58.5 hm³, was compared to the rest of water demands in the basin to assess its relative importance in the basin water budget. The regional loss corresponds to 8.3% of irrigation water use, it is higher than the industrial demand, similar to the environmental demand, and equivalent to 27% of the domestic water use.

2. Energy balance and evaporation loss of an agricultural reservoir in a semi-arid climate (south-eastern Spain):

(i) The evaporated water depth of the studied on-farm reservoir under the semiarid conditions of south-eastern Spain was 1,310 mm for the experimental one-year period (2007). The water profile remained homogeneous throughout the year without any significant stratification. Such a small-size reservoir can be assumed to be isothermal, therefore simplifying the modelling approach.

(ii) The evolution of radiative and energy balance terms deduced from experimental data was characterised on monthly scale (Publication 2, Figs. 2 and 4). To describe and predict the albedo and heat storage of small water storages

under semiarid conditions, empirical sinusoidal curves adjusted to the experimental data can be used (Publication 2, Figs. 3 and 6).

(iii) The importance of net radiation and thermal inertia in determining evaporation was analysed. The major energy input to evaporation process was net radiation. However, monthly evaporation should not be derived from linear relations with net radiation, since these terms are lagged in time due to the thermal inertia of the water body (Publication 2, Fig. 8). The reservoir has a notable capacity of seasonal heat storage, absorbing energy during the spring and summer season and releasing it during the fall season.

(iv) On monthly scale, results showed that the heat storage component must be considered to accurately predict evaporation. When water temperature data are not available, the heat storage can be estimated from air temperature data with simplified equations like the one proposed in this work (Publication 2, Fig. 12).

(v) The annual value and seasonal patterns of the advection coefficient (α , Priestley-Taylor) and Bowen ratio (β) were studied (Publication 2, Figs. 5 and 10). The annual advection coefficient derived from measurements was 1.32 and the Bowen ratio was 0.10, which was in agreement with previous studies of comparable water bodies under similar climate. As regards seasonal variations of these coefficients, α showed a clear seasonal cycle related to the hysteretic relation of net radiation and evaporation. The minimum was 1.23 in summer (July) and a maximum of 1.65 in winter (December), indicating that, during periods of limited available energy, the evaporation increased above the potential evaporation as a result of the advection process. β was found to be relatively conservative (≈ 0.1) throughout the year. Overall, β can be assumed constant on monthly scale, and then it is possible to obtain plausible monthly estimation of α from the relationship linking β and α .

(vi) Simplifications and recommendations for the use of the most spread evaporation methods, Penman and Priestley-Taylor, were also provided.

3. Reducing evaporation of on-farm storages by means of suspended shade covers in a semi-arid climate (south-eastern Spain).

(i) The tested cover (double-layer black polyethylene cover, ATARSUN, ATARFIL S.L.) can provide a reduction of evaporation loss of 85% on annual scale (Publication 3, Fig. 3a).

(ii) The main properties of the cover were determined. The cover presented very low transmission of solar radiation (<1%), a high protection against wind (92% reduction), and good permeability to rainfall (90%).

(iii) Apart from preventing evaporation, the cover had positive effects on water quality. The algae growth was minimized, the turbidity diminished and the salinity decreased as a result of the positive balance between rainfall and evaporation (Publication 3, Figs. 6 and 7).

(iv) From an economic point of view, the installation of the cover was found to be viable when water availability is the limiting factor in crop production, which is often the case in the SRB, and the saved water can be valued at the crop net margin. If the conserved water is valued at the current prices of water in the basin, the cover is not economically viable.

4. Comparison of AWR's dynamics under open-water and shade conditions.

(i) The installation of the cover led to important modifications on the magnitude, sign, annual trend and relative weight of the components of the energy balance with respect to open-water conditions (Publication 4, Fig. 11). Besides the large decrease of the evaporation loss (85%), the most remarkable fact was the contrasting pattern of the observed seasonal evaporation trend under the two situations. For the uncovered reservoir, the evaporation rate was markedly higher in the hot season whereas when the reservoir was covered the evaporation showed rather constant values. The evaporation peak for open-water conditions was observed in summer months while the maximum for shade conditions occurred in late fall.

(ii) The net radiation at the water surface was dramatically reduced by the cover and did not represent the major energy input throughout the year as in open conditions (Publication 4, Fig. 2). The weight of the heat storage/release rate and sensible heat flux in determining the energy available to the evaporation process increased substantially. During the winter months, the heat stored by the covered reservoir, together with the sensible heat flux, represented the main source of

energy for the evaporation process. The latter explained why the maximum value of evaporation was observed in late fall in the covered reservoir, although net radiation was close to zero.

(iii) All observed changes in the reservoir dynamics were related to changes in the microclimate conditions created by the cover over the water surface. The most important change was that the air below the cover had a significantly lower water-to-air vapour deficit (the evaporation driving force) than the outside air, which was related to the reduction of the solar radiation load below the cover (Publication 4, Fig. 5). Another remarkable consequence of the cover installation affecting the physical behaviour of the water body was the stratification of the water profile (Publication 4, Fig. 8), due to the dramatic reduction of wind stirring. The maximum temperature gradient was observed at the beginning of August, when the temperature difference (from surface to bottom) reached 11°C. The overturning took place in November, following heavy rainfall events.

(iv) Complementary to the energy balance analysis, a mass transfer approach was applied. This approach allowed discriminating between the wind- and radiation-shelter effects on the evaporation term (Publication 4, Fig. 7). The reduction in water-to-air vapour deficit was the main factor explaining the high efficiency of the cover whereas the reduction of the mass transfer coefficient was a modulating factor that accounts for the wind-shelter effect.

Concluding remarks

Evaporation losses from on-farm reservoirs, which are very common and numerous in semiarid regions with intensive agriculture, can represent an important water loss in the basin water budget. This study demonstrates that the evaporation loss from all extant on-farm reservoirs in the semiarid Segura River Basin represents a substantial fraction (8.3%) of the agricultural water use of the basin. Considering that the SRB, like most semiarid basins, presents marked water deficits, the latter figures highlighted the need of further research on evaporation from water storages and alternatives to reduce this water loss.

The monitoring of the uncovered reservoir for one-year period allowed a detailed analysis of the evaporation process and of its importance with respect to the other components of the energy balance of the water body. It was found that, on a

monthly scale, both heat storage and advection coefficient could play a substantial role in the partitioning of the available energy, therefore affecting the dynamics and magnitude of evaporation loss. Although inter-annual variability can affect to some extent the evolution of the energy balance and hence evaporation rate, the results of this one-year study provided a suitable description and a better understanding of the average behaviour of on-farm AWRs under Mediterranean semi-arid conditions.

The cover tested during the second experimental year (double-layer black polyethylene cover) provided a reduction of evaporation loss of 85% on annual scale. The key properties of the cover to minimize evaporation were the low solar transmission and the high reduction of wind. The installation of the cover induced important changes in the physical behaviour of the water body. To study the physical mechanisms of the cover to reduce evaporation, the evolution of energy budget components, water profile, and microclimate conditions below the cover were analysed and compared to normal conditions.

Overall, this study showed that suspended shade covers can be an effective water-saving technique for on-farm water reservoirs operating under high evaporative demand. The preliminary study of the effect of shade covers on water quality showed positive effects on the stored water. Further research needs to be undertaken to assess the potential benefits of shade covers on water quality for irrigation systems.

6. Referencias

Abtew W. 1996. Evapotranspiration measurements and modeling for three wetland systems in south Florida. *Water Resources Bulletin* 32: 465-473.

Ali S, Ghosh NC, Singh R. 2008. Evaluating best evaporation estimate model for water surface evaporation in semi-arid region, India. *Hydrological Processes* 22: 1093-1106.

Allen RG, Pereira LS, Raes D, Smith M. 1998. Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. *Irrigation and Drainage Paper 56*, FAO, Rome, pp. 300.

Ayers RS, Westcot DW. 1985. Water quality for agriculture. *Irrigation and Drainage Paper 29*, FAO, Rome, 174 pp.

Balistreri LS, Tempel RN, Stillings LL, Shevenell LA. 2006. Modeling spatial and temporal variations in temperature and salinity during stratification and overturn in Dexter Pit Lake, Tuscarora, Nevada, USA. *Applied Geochemistry* 21: 1184-1203.

Barnes GT. 2008. The potential for monolayers to reduce the evaporation of water from large water storages. *Agricultural Water Management* 95: 339-353.

Bengoechea JM, Pérez de los Cobos D, Pérez J, López JG. 1991. Evaluación de las pérdidas de agua en el Campo de Dalías. III Simposium sobre el agua en Andalucía. Córdoba.

Bouwer H. 2000. Integrated water management: emerging issues and challenges. *Agricultural Water Management* 45: 217-228.

Brown JAH. 1988. The potential for reducing open water evaporation losses: a review. *Hydrology and Water Resources Symposium 1988*, ANU, Canberra, Australia, pp. 108-115.

Brutsaert W, Yu SL. 1968. Mass transfer aspects of pan evaporation. *Journal of Applied Meteorology* 7: 563-566.

Brutsaert W. 1982. *Evaporation into Atmosphere: Theory, History, and Applications*. D. Reidel Publishing Company: Boston, MA.

Brutsaert W. 2005. *Hydrology. An Introduction*. Cambridge University Press, Cambridge, 605 pp.

Cole GA. 1994. *Textbook of Limnology*. Waveland Press Inc., Prospect Heights, Illinois.

Condie SA, Webster IT. 2001. Estimating stratification in shallow water bodies from mean meteorological conductions. *Journal of Hydraulic Engineering* 127: 286-292.

Confederación Hidrográfica del Segura, 1998. *Plan Hidrológico de la Cuenca del Segura*. Memoria. Murcia 363.

Confederación Hidrográfica del Segura, 2006. *Plan de actuación en situaciones de alerta y eventual sequía en la cuenca del Segura*. Memoria. Murcia 298.

Cooley KR. 1983. Evaporation reduction: summary of long-term tank studies. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering-Asce* 109: 89-98.

Craig I, Green A, Scobie M, Schmidt E. 2005. Controlling evaporation loss from water storages. NCEA Publication No. 1000580/1, Queensland, pp. 207.

Craig IP. 2006. Comparison of precise water depth measurements on agricultural storages with open water evaporation estimates. *Agricultural Water Management* 85: 193-200.

Daigo K, Phaovattana V. 1999. Evaporation and percolation control in small farm ponds in Thailand. *JARQ-Japan Agricultural Research Quarterly* 33: 47-56.

Davenport DC, Hudson JP. 1967. Changes in evaporation rates along a 17 km transect in the Sudan Gezira. *Agricultural Meteorology* 4: 339-52.

Debruin HAR. 1978. Simple-Model for shallow lake evaporation. *Journal of Applied Meteorology* 17: 1132-1134.

Debruin HA, Keijman JQ. 1979. Priestley-Taylor evaporation model applied to a large, shallow lake in the Netherlands. *Journal of Applied Meteorology* 18: 898-903.

- DeBruin HAR. 1982. Temperature and energy balance of a water reservoir determined from standard weather data of a land station. *Journal of Hydrology* 59: 261–274.
- Delclaux F, Coudrain A, Condom T. 2007. Evaporation estimation on Lake Titicaca: a synthesis review and modelling. *Hydrological Processes* 21: 1664-1677.
- Dilley AC, O'Brien DM. 1998. Estimating downward clear sky long-wave irradiance at the surface from screen temperature and precipitable water. *Q. J. R. Meteorology. Soc.*, 124: 1391-1401
- Doorenbos J, Pruitt WO. 1977. Guidelines for predicting crop water requirements. *Irrigation and Drainage Paper 24*. FAO, Rome, pp. 179.
- Downing JA, Prairie YT, Cole JJ, Duarte CM, Tranvik LJ, Striegl RG, McDowell WH, Kortelainen P, Caraco NF, Melack JM, Middelburg JJ. 2006. The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments. *Limnology and Oceanography* 51: 2388-2397.
- Edinger JE, Duttweiler DW, Geyer JC. 1968. The response of water temperature to meteorological conditions. *Water Resources Research* 4: 1137-1143.
- Elías F, Giménez R. 1965. *Evapotranspiraciones Potenciales y Balance de Agua en España*. MAPA, Madrid.
- Finch JW. 2001. A comparison between measured and modelled open water evaporation from a reservoir in south-east England. *Hydrological Processes* 14: 2771-2778.
- Finch JW, Gash JHC. 2002. Application of a simple finite difference model for estimating evaporation from open water. *Journal of Hydrology* 255: 253-259.
- Finn N, Barnes S. 2007. The benefits of shade-cloth covers for potable water storages. *CSIRO Textile & Fibre Technology*. CSIRO Gale Pacific, p. 42.
- Flerchingern G N, Xaio W, Marks D, Sauer T J, Yu Q. 2009. Comparison of algorithms for incoming atmospheric long-wave radiation. *Water Resources Research* 45: 1-13.

Fraedrich K, Erath BG, Weber G. 1977. A simple model for estimating the evaporation from a shallow water reservoir. *Tellus* 29: 428–434.

Frenkiel J. 1965. Evaporation Reduction, Physical and Chemical principles and Review of Experiments. UNESCO arid zone Research Series XXVII, UNESCO, 77 pp.

Fu GB, Liu CM, Chen SL, Hong EL. 2004. Investigating the conversion coefficients for free water surface evaporation of different evaporation pans. *Hydrological Processes* 18: 2247-2262.

Gal G, Imberger J, Zohary T, Antenucci J, Anis A, Rosenberg T. 2003. Simulating the thermal dynamics of Lake Kinneret. *Ecological Modelling* 162: 69-86.

Gallego-Elvira B, Baille A, Martínez-Álvarez V, Martín-Górriz B. 2008. Pan coefficient and wind function of agricultural water reservoirs under a semi-arid climate. Proceedings of International Conference on Agricultural Engineering and Industry Exhibition, June 2008, Crete, Greece.

Gallego-Elvira B, Finch J, Baille A, Martínez-Alvarez V. 2010. Evaporation from a small on-farm irrigation reservoir under a semiarid climate: Measurement and modelling. Proceedings of International Workshop on Evaporation from Reservoirs. Gold Coast, Australia.

Gavin H, Agnew CA. 2004. Modelling actual, reference and equilibrium evaporation from a temperate wet grassland. *Hydrological Processes* 18: 229-246.

Gianniou SK, Antonopoulos VZ. 2007. Evaporation and energy budget in lake Vegoritis, Greece. *Journal of Hydrology* 345: 212-223.

Glanville TD, Baker JL, Melvin SW, Agua MM. 2001. Measurements of leakage from earthen manure storage structures in Iowa. *Trans. ASAE* 44: 1609-1616.

Gleick P. 1993. *Water in Crisis: A Guide to the World's Fresh Water Resources*. Oxford University Press, Oxford, England.

Gökbulak F, Özhan S. 2006. Water loss through evaporation from water surfaces of lakes and reservoirs in Turkey. Official Publication of the European Water Association.

- Gupta V, Tadros M, Bradshaw RW, Showalter SK, Miller JE, Evans L, Sasaki DY. 2002. Progress Report: Advanced Concepts Group Fy01-1362-LDRD, Solutions to National and Global Security Issues Based on Limited Freshwater Resources, SAND2002-0781, Sandia National Laboratories, Albuquerque, NM.
- Ham JM, DeSutter TM. 1999. Seepage losses and nitrogen export from swine waste lagoons: A water balance study. *Journal of Environmental Quality* 28: 1090-1099.
- Han BP, Armengol J, Garcia JC, Comerma M, Roura M, Dolz J, Straskraba M. 2000. The thermal structure of Sau Reservoir (NE : Spain): a simulation approach. *Ecological Modelling* 125: 109-122.
- Hamon WR. 1961. Estimating potential evapotranspiration. *Proceedings of American Society civil Engineers*. 87: 107–120.
- Hipsey MR, Sivapalan M. 2003. Parameterizing the effects of a wind shelter on evaporation from small water bodies. *Water Resources Research* 39: 1339.
- Hounam CE. 1973. Comparison between Pan and Lake Evaporation, 126. WMO Technical Note, Geneva, 52.
- Hobbins MT, Ramirez JA, Brown TC, Claessens LHJM. 2001. The complementary relationship in estimation of regional evapotranspiration: The Complementary Relationship Areal Evapotranspiration and Advection-Aridity models. *Water Resources Research* 37: 1367-1387.
- Hudson NW, 1987. Soil and Water Conservation in Semiarid Regions. FAO Land and Water Conservation Service, Rome, pp. 256.
- Imberger J, Patterson JC. 1981. A dynamic reservoir simulation model - DYRESM:5. In “Transport Models for Inland and Coastal Waters”, H.B. Fischer. Academic Press.
- Imberger J, Patterson JC. 1990. Physical limnology. *Adv. Appl. Mech.* 27: 303-475.
- Imerito A. 2007. Dynamic Reservoir Simulation Model DYRESM v4.0 Science Manual. Centre for Water Research. University of Western Australia.

Jensen ME, Burman RD, Allen RG. 1990. Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements. ASCE Manuals and Reports of Engineering Practice No. 70. ASCE: New York.

Keijman JQ. 1974. The estimation of the energy balance of a lake from simple weather data. *Boundary-layer Meteorology* 7: 399–407.

Kimball BA, Idso SB, Aase JK. 1982: A model of thermal radiation from partly cloudy and overcast skies. *Water Resources Research* 18: 931–936

Koberg GE, Ford ME. 1965. Elimination of thermal stratification in reservoirs and resulting benefits. United States Geological Survey, 1809-M: 28.

Kohler MA, 1954. Lake and pan evaporation; Water-loss investigations: Lake Hefner Studies, Tech. Report, Prof. Paper 269, Geol. Survey, U.S. Dept. Interior, pp. 127–148.

Kohler MA, Norderson TJ, Fox WE, 1955. Evaporation from pans and lakes. Research Paper 38, U.S. Department of Commerce, Weather Bureau, Washington, pp. 21.

Lenters JD, Kratz TK, Bowser CJ. 2005. Effects of climate variability on lake evaporation: Results from a long-term energy budget study of Sparkling Lake, northern Wisconsin (USA). *Journal of Hydrology* 308: 168-195.

Linacre ET. 1994. Estimating U.S. Class-A pan evaporation from few climatic data. *Water International*: 19 5–14.

Linacre ET. 2004. *Hydrology, An Introduction*. Cambridge University Press, New York, 605.

Linacre ET. 2004. Evaporation trends. *Theoretical and Applied Climatology* 79: 11-21.

Linsley RK, Kohler MA, Paulhus JLH. 1992. *Hydrology for Engineers*, 3rd Ed. McGraw-Hill, New York, pp. 508.

Liou KN. 2002. *An Introduction to Atmospheric Radiation*. 2nd Edition. Academic Press, 583 pp.

- López-Urrea R, Martín de Santa Olalla F, Fabeiro C, Moratalla A. 2006. Testing evapotranspiration equations using lysimeter observations in a semiarid climate. *Agricultural Water Management* 85: 15–26.
- Makkink GF. 1957. Testing the Penman formula by means of lysimeters. *Journal of the Institution of Water Engineers* 11: 277-288.
- Martínez-Alvarez, V, Baille A, Molina Martínez JM, Gonzalez- Real MM. 2006. Efficiency of shading materials in reducing evaporation from free water surfaces. *Agricultural Water Management* 84: 229–239.
- Martínez-Alvarez V, Gonzalez- Real MM, Baille A, Molina Martínez JM. 2007. A novel approach for estimating the pan coefficient of irrigation water reservoirs. Application to South Eastern Spain. *Agricultural Water Management* 92: 29–40.
- Martínez-Alvarez V, Baille A, González-Real MM, Molina Martínez, JM., Gallego-Elvira B Maestre-Valero JF, 2008. Estimación de la evaporación en masas de agua de la cuenca del segura. Estado del arte, propuesta metodológica y aplicación en grandes embalses y mar menor. Fundación Instituto Euromediterráneo del Agua. Murcia, pp. 332.
- Martínez-Alvarez V, Calatrava-Leyva J, Maestre-Valero JF, Martín-Gorriz B. 2009. Economic assessment of shade-cloth covers for agricultural irrigation reservoirs in a semiarid climate. *Agricultural Water Management* 96: 1351-1359.
- Martínez-Alvarez V, Gallego-Elvira B, Maestre-Valero JF, Tanguy M. 2010. Simultaneous solution for water, heat and salt balances in a Mediterranean coastal lagoon (Mar Menor, Spain). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. In press.
- McAneney KJ, Itier B. 1996. Operational limits to the Priestley-Taylor formula. *Irrigation Science* 17: 37-43.
- Ministerio de Medio Ambiente, 2000. Plan Hidrológico Nacional. Texto legislativo y documentación técnica, Madrid, pp. 325.
- Ministerio de Medio Ambiente. 2000. Libro blanco del agua en España., Madrid.

Mohseni O, Stefan HG. 1999. Stream temperature air temperature relationship: a physical interpretation. *Journal of Hydrology* 218: 128-141.

Molina JM. 2004. Caracterización y modelización de la evaporación en tanques evaporímetros y embalses de riego. Evaluación de los efectos de mallas de sombreado. PhD Thesis, Agricultural and Food Department, Polytechnic University of Cartagena, Spain, pp. 207.

Molina Martínez JM, Martínez-Alvarez V, Gonzalez- Real MM, Baille A. 2006. A simulation model for predicting hourly pan evaporation from meteorological data. *Journal of Hydrology* 318: 250–261.

Momii K, Ito Y. 2008. Heat budget estimates for Lake Ikeda, Japan. *Journal of Hydrology* 361: 362-370.

Monin AS, Yaglom AM. 1971. *Statistical Fluid Mechanics; Mechanisms of Turbulence*. Vol. 1, The MIT Press, Cambridge, 769 pp.

Morton FI. 1983. Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology* 66: 1–76.

Morton FI, 1994. Evaporation research - a critical review and its lessons for the environmental sciences. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology* 24: 237–280.

Mugabe FT, Hodnett MG, Senzanje A, 2003. Opportunities for increasing productive water use from dam water: a case study from semi-arid Zimbabwe. *Agricultural Water Management* 62: 149–163.

Ngigi SN, Savenije HHG, Thome JN, Rockström J, Penning de Vries FWT. 2005. Agro-hydrological evaluation of on-farm rainwater storage systems for supplemental irrigation in Laikipia district, Kenya. *Agricultural Water Management* 73: 21–41.

Nilsson A. 1988. *Groundwater Dams for Small-scale Water Supply*. Intermediate Technologies, London, 64.

- Ortega JF, de Juan JA, Tarjuelo JM. 2005. Improving water management: the irrigation advisory service of Castilla-La Mancha (Spain). *Agricultural Water Management* 77: 37–58.
- Parry MAJ, Flexas J, Medrano H. 2005. Prospects for crop production under drought: research priorities and future directions. *Annals of Applied Biology* 147. p.211
- Penman HL. 1948. Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. *Proceedings of the Royal Society of London Series A-Mathematical and Physical Sciences* 193: 120-146.
- Pereira AR, Villa Nova NA. 1992, Analysis of the Priestley-Taylor parameter: *Agricultural and Forest Meteorology* 61: 1-9.
- Pereira LS, Oweis T, Zairi A. 2002. Irrigation management under water scarcity. *Agricultural Water Management* 57: 175–206.
- Priestley CHB, Taylor RJ. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Monthly Weather Review* 100: 81–92.
- Raupach MR. 2000. Equilibrium evaporation and the convective boundary layer. *Boundary Layer Meteorology* 96: 107-141.
- Ravina I, Paz E, Sofer Z, Marcu A, Schischa A, Sagi G. 1992. Control of emitter clogging in drip irrigation with reclaimed wastewater. *Irrigation Science* 13: 129-139.
- Rosenberry DO, Winter TC, Buso DC, Likens GE. 2007. Comparison of 15 evaporation methods applied to a small mountain lake in the northeastern USA. *Journal of Hydrology* 340: 149-166.
- Sacks LA, Lee TM, Radell MJ. 1994. Comparison of Energy-Budget Evaporation Losses from 2 Morphometrically Different Florida Seepage Lakes. *Journal of Hydrology* 156: 311-334.
- Segura P, García A, Costantini B, 2006. Estudio técnico-económico de los procesos de producción agrícola y de transformación (manipulación y confección) de las principales orientaciones hortofrutícolas de la Región de Murcia. Asociación Murciana de Organizaciones de Productores Agrarios (AMOPA), Murcia, 591 pp.

- Sellers WD, 1965. *Physical Climatology*. University of Chicago Press, pp. 272.
- Singh VP, Xu CY. 1997. Evaluation and generalization of 13 mass-transfer equations for determining free water evaporation. *Hydrological Processes* 11: 311-323.
- Stanhill G. 2002. Is the Class A evaporation pan still the most practical and accurate meteorological method for determining irrigation water requirements? *Agricultural Forest Meteorology* 112: 233–236.
- Témez JR. 2007. Consideraciones prácticas sobre la evaporación en los embalses de la España peninsular. *Revista de Obras Públicas*, nº 3476, 15-22.
- Thornthwaite CW. 1948. An approach toward a rational classification of climate, *Geographical Review* 38: 55-94.
- Turc L. 1961. Estimation of irrigation water requirements, potential evapotranspiration: a simple climatic formula evolved up to date, *Ann. Agron.*, 12, 13-49.
- Wallace JS. 2000. Increasing agricultural water use efficiency to meet future food production. *Agriculture Ecosystems & Environment* 82: 105-119.
- Watts PJ. 2005. Scoping study - reduction of evaporation from farm dams. Final Report to National Program for Sustainable Irrigation. Feedlot Services Australia Pty Ltd., Toowoomba.
- Wetzel RG. *Limnology A*. 2001. Lake and River Ecosystems, third ed. Academic Press, New York, NY, 1006 pp.
- WMO. 1995. Guide to hydrological practices. Data acquisition and processing, analysis, forecasting and other applications. World Meteorological Organization-No. 168, Geneva, pp. 733.

Apéndice 1

A1.1. Cartas de aceptación de las publicaciones

Publicación 1

De: Agricultural Water Management [<mailto:agwat@elsevier.com>] Enviado
el: viernes, 04 de abril de 2008 17:06
Para: victoriano.martinez@upct.es
Asunto: Your Submission

Ref.: Ms. No. AGWAT1507R2
Regional Assessment of Evaporation from Agricultural Irrigation
Reservoirs in a Semiarid Climate Agricultural Water Management

Dear Dr. Martínez Alvarez,

I am pleased to tell you that your work has now been accepted for publication in Agricultural Water Management. The manuscript will be transferred to our production site for preparation for press. I will be your contact person during the production process of the paper towards the final publication on the web (Science Direct) and on paper (in the printed-on-paper issue).

Proofs will be sent to you in due course.

If there were any comments from the Editor and/or Reviewers, they can be found below.

Thank you for submitting your work to this journal.

With kind regards,

George Vleeming
Journal Manager
Agricultural Water Management
agwat@elsevier.com

Comments from the Editor:

Dear Dr. Martinez Alvarez,

I can now inform you that the review process of the manuscript is terminated and that the paper is accepted for publication in "Agricultural Water Management".

I am looking forward to the publication of your paper and I like to thank you for having chosen "Agricultural Water Management" to present your research work.

With kind regards,

Willy Dierickx,
Joint Editor-in-Chief.

Publicación 2

Decision Letter (HYP-09-0229.R1)

From: hp-journal@bris.ac.uk

To: alain.baille@upct.es

CC:

Subject: HYP-09-0229.R1 - Decision

Body: 12-Oct-2009

Dear Prof. BAILLE,

It is a pleasure to accept your manuscript entitled "Energy balance and evaporation loss of an agricultural reservoir in a semiarid climate (South-Eastern Spain)" in its current form for publication in Hydrological Processes.

A signed Copyright Transfer Agreement (CTA) is needed for publication. If you have not already provided us with one you can access the CTA at: <http://media.wiley.com/assets/1540/86/ctaaglobal.pdf>

If you have not yet uploaded a CTA, please ensure that you have identified the form with the manuscript ID number, scan your signed CTA and e-mail to cta@wiley.co.uk stating the manuscript ID number in the subject line of the e-mail.

If you do not have access to a scanner then please forward your signed CTA to the following address:

Production Department - Hydrological Processes
Wiley-Blackwell
The Atrium
Southern Gate
Chichester, West Sussex
PO19 8SQ, UK

Please note that if the Contribution belongs to your employing institution, your employer should also sign the CTA.

If you have already provided us with the signed form, you do not need to do anything at this stage.

You will receive your typeset proofs via email in due course.

Thank you for your contribution.

Yours sincerely,
Malcolm G Anderson
Editor in Chief
Hydrological Processes
hp-journal@bris.ac.uk

Date Sent: 12-Oct-2009

Publicación 3

De: Carmen de Blas [<mailto:cblas@inia.es>] Enviado el: miércoles, 28 de abril de 2010 13:41
Para: victoriano.martinez@upct.es
Asunto: RE: Ms. 362/09 SJAR-Especial Riegos

Estimados autores,

Su manuscrito "Experimental assessment of shade-cloth covers on agricultural reservoirs for irrigation in south-eastern Spain" (ref. SJAR 362/09) ha sido finalmente aceptado para publicación en el número especial monográfico de SJAR titulado "Soluciones al déficit hídrico en la agricultura". Se han considerado todas las modificaciones sugeridas y se ha revisado nuevamente el artículo en su totalidad, corrigiendo pequeños aspectos relativos al formato (sangrías, cursivas, etc.).

Saludos,

Dr. Carmen de Blas
Editor
Spanish Journal of Agricultural Research

Publicaciones-INIA
Autopista A-6 km 7.5
28040-Madrid (Spain)
Email: cblas@inia.es; Tel: 34-913474190; Fax: 34-913478765

Publicación 4

Decision Letter (HYP-10-0108.R1)

From: hp-journal@bris.ac.uk

To: alain.baille@upct.es

CC:

Subject: HYP-10-0108.R1 - Decision

Body: @@date to be populated upon sending@@

Dear Prof. BAILLE,

It is a pleasure to accept your manuscript entitled "Energy balance and evaporation loss of an irrigation reservoir equipped with a suspended cover in a semiarid climate (south-eastern Spain)" in its current form for publication in Hydrological Processes.

A signed Copyright Transfer Agreement (CTA) is needed for publication. If you have not already provided us with one you can access the CTA at: <http://media.wiley.com/assets/1540/86/ctaaglobal.pdf>

If you have not yet uploaded a CTA, please ensure that you have identified the form with the manuscript ID number, scan your signed CTA and e-mail to ctaforms@wiley.com stating the manuscript ID number in the subject line of the e-mail.

Please note that if the Contribution belongs to your employing institution, your employer should also sign the CTA.

If you have already provided us with the signed form, you do not need to do anything at this stage.

You will receive your typeset proofs via email in due course.

Thank you for your contribution.

Yours sincerely,

Malcolm G Anderson
Editor in Chief
Hydrological Processes
hp-journal@bris.ac.uk

Date Sent: 11-Oct-2010

A1.2. Índices de impacto de las publicaciones

Publicación 1

Referencia

Martínez-Alvarez V, González-Real MM, Baille A, Maestre-Valero JF, Gallego-Elvira B. 2008. Regional Assessment of Evaporation from Agricultural Irrigation Reservoirs in a Semiarid Climate. *Agricultural Water Management* 95, 1056 – 1066.

Factor de impacto de la revista *Agricultural Water Management*

- Factor de impacto: 2,016

Fuente: ISI Web of Knowledge, Journal Citation Reports, 2009 JCR Science Edition.

Publicación 2

Referencia

Gallego-Elvira B, Baille A, Martín-Gorriz B, Martínez-Alvarez V, 2010. Energy balance and evaporation loss of an agricultural reservoir in a semi-arid climate (south-eastern Spain). *Hydrological Processes*. 24, 758 – 766.

Factor de impacto de la revista *Hydrological Processes*

- Factor de impacto: 1,870

Fuente: ISI Web of Knowledge, Journal Citation Reports, 2009 JCR Science Edition.

Publicación 3

Referencia

Martínez-Alvarez V, Maestre-Valero J F, Martín-Górriz B, Gallego-Elvira B, 2010. Experimental assessment of shade-cloth covers on agricultural reservoirs for irrigation in south-eastern Spain. *Spanish Journal of Agricultural Research*. 8, 122 – 133.

Factor de impacto de la revista *Spanish Journal of Agricultural Research*

- Factor de impacto: 0,407

Fuente: ISI Web of Knowledge, Journal Citation Reports, 2009 JCR Science Edition.

Publicación 4

Referencia

Artículo 4: Gallego-Elvira B, Baille A, Martín-Górriz B, Maestre-Valero J F, Martínez-Alvarez V, 2010. Energy balance and evaporation loss of an irrigation reservoir equipped with a suspended cover in a semiarid climate (south eastern Spain) *Hydrological Processes*. In press.

Factor de impacto de la revista *Hydrological Processes*

- Factor de impacto: 1,870

Fuente: ISI Web of Knowledge, Journal Citation Reports, 2009 JCR Science Edition.

Apéndice 2

Imágenes del diseño experimental



Figure 1. Monitored agricultural reservoir in south-eastern Spain.



Figure 2. Meteorological station in the reservoir vicinity.

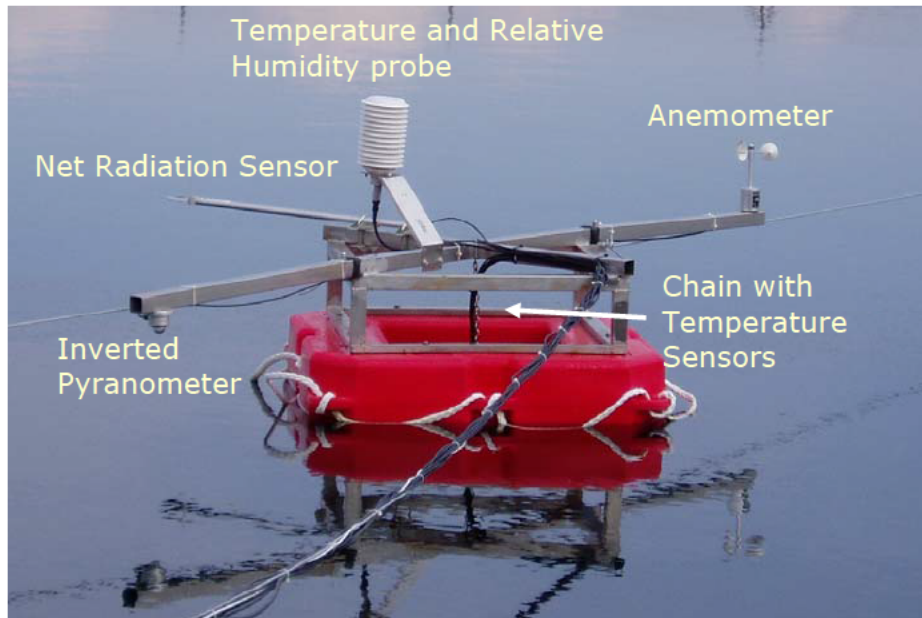


Figure 3. Sensors installed in the float of the experimental reservoir.



Figure 4. Installation process of the suspended cover in the experimental reservoir



Figure 5. Covered experimental reservoir

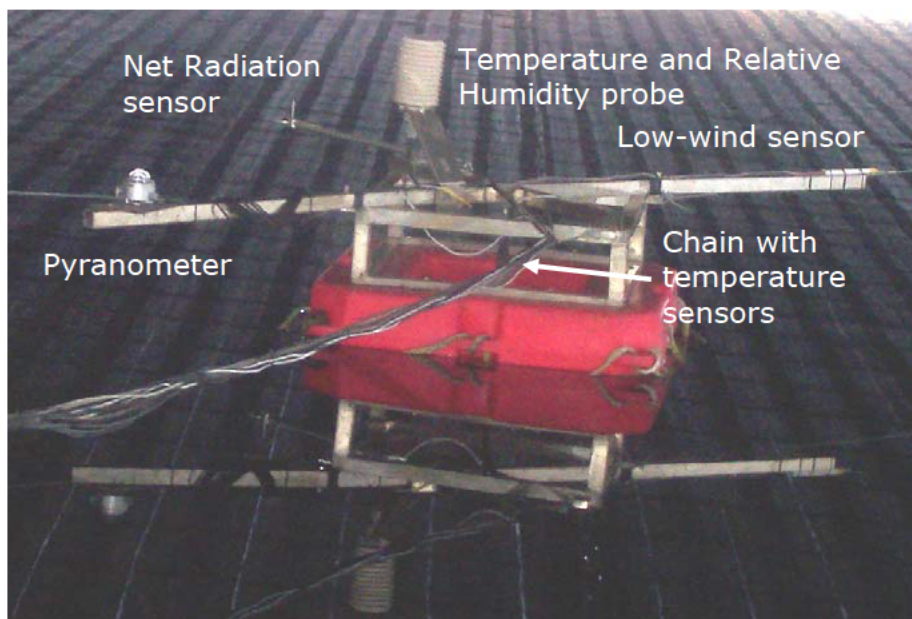


Figure 6. Sensors installed in the float below the cover.

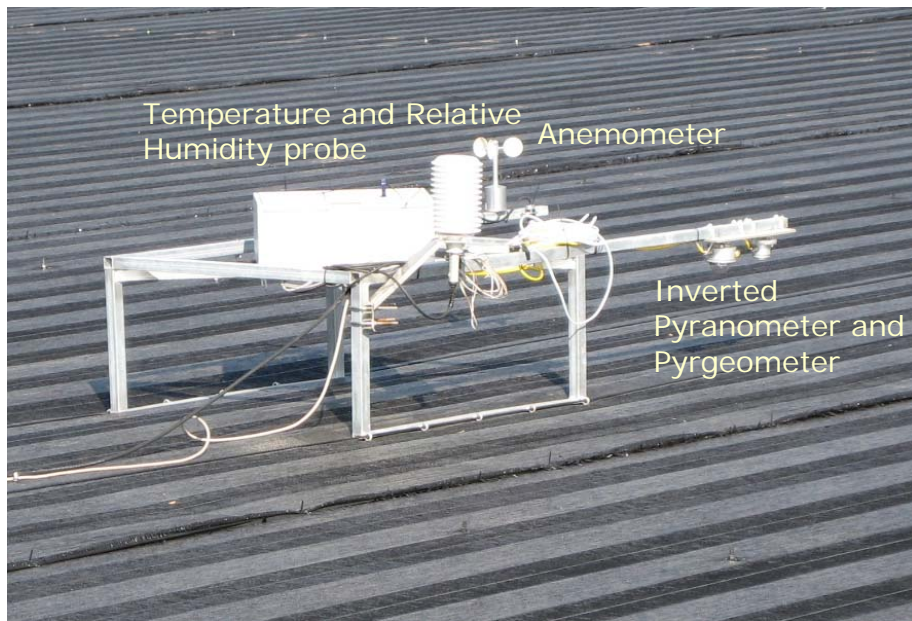


Figure 7. Sensors installed above the cover.

