

## **ÍNDICE DE TURBIDEZ DE LINKE A PARTIR DE IRRADIACIÓN SOLAR GLOBAL EN URUGUAY**

A. Laguarda<sup>1</sup>, G. Abal<sup>2</sup>

Laboratorio de Energía Solar (LES), Universidad de la República (UdelaR)  
Cno. Luis B. Berres, km 508, CP 50000, Salto, Uruguay . Tel: +598 4730 3400  
Instituto de Física, Facultad de Ingeniería, Udelar  
Herrera y Reissig 565, CP 11300, Montevideo, Uruguay. Tel:+598 2711 0905.

**RESUMEN:** En este trabajo se utiliza el modelo de cielo claro ESRA para estimar el promedio mensual de  $T_L$  para una masa de aire igual a 2, en 10 estaciones la zona geográfica que comprende el territorio del Uruguay y áreas cercanas, a partir de datos de tierra de irradiación solar global horaria sobre plano horizontal para condiciones de cielo claro. Una vez seleccionadas las horas claras, se utiliza un método sencillo basado en la minimización de un indicador estadístico KSI para determinar el mejor valor de  $T_L$ . Los valores medios obtenidos para cada mes, se comparan con los estimativos Meteororm para las ubicaciones correspondientes. El modelo ESRA con  $T_L$  localmente ajustado estima irradiancia horaria en cielo claro con RMSD menores al 5 % de la media.

**Palabras clave:** Recurso solar, Turbidez Linke, modelos de cielo claro, Uruguay.

### **INTRODUCCIÓN**

La nubosidad es el principal factor que afecta la irradiancia solar incidente sobre una superficie horizontal (GHI) y es responsable de la mayor parte de la incertidumbre asociada a su estimación. Un modelo bien ajustado de irradiación global por satélite genera estimativos horarios de GHI con una incertidumbre típica de 13 % de la media horaria (Alonso-Suárez et al., 2012; Alonso-Suárez et al. 2014). En condiciones de cielo claro (ausencia de nubes), conociendo la composición atmosférica local, es posible describir en detalle los procesos de dispersión y absorción de radiación y calcular iGHI con baja incertidumbre, típicamente  $< 5\%$  de la media. Existen diversos modelos que pueden ser usados para este fin (Inechien 2006; Gueymard 2012), pero la calidad de estos estimativos está limitada por la calidad de los datos de entrada con que se cuenta. Variables de entrada típicas son la columna de vapor de agua, la columna de Ozono y la densidad y tipo de aerosoles presentes en la atmósfera. Estas magnitudes varían temporal y espacialmente debido a efectos naturales y, a veces, a la actividad humana, como en el caso de los aerosoles y no es frecuente contar con medidas de tierra de calidad para las mismas. Por otro lado, contar con estimativos de baja incertidumbre para la irradiancia global horizontal en condiciones de cielo claro permite realizar controles de calidad sobre las series temporales de datos de GHI y, en conjunto con información sobre la nubosidad obtenida por satélite o por cámaras de cielo, constituye una buena base para modelar irradiancia solar con baja incertidumbre. En emprendimientos comerciales de aprovechamiento (térmico o eléctrico) de la energía solar, es importante contar estimativos adecuados de las condiciones de irradiancia máxima bajo las cuales deberán operar los equipos. Ésta información puede obtenerse de un modelo de cielo claro bien ajustado a las condiciones locales.

Entre los modelos de cielo claro, el modelo ESRA (Rigollier et al., 2000) se destaca por describir el estado de la atmósfera usando un único parámetro globalizador. Este parámetro se conoce como Turbidez Linke,  $T_L$ , y puede interpretarse como el número de atmósferas secas y limpias (atmósfera de Rayleigh) que produciría los mismos efectos de atenuación y dispersión observados en la atmósfera real en ausencia de nubes. Por definición  $T_L = 1$  describe una atmósfera de Rayleigh solo con efectos de dispersión molecular y  $T_L > 1$  representa en forma efectiva los efectos del vapor de agua (y otros gases) y de los aerosoles presentes en la atmosférica real local. Es posible estimar  $T_L$  a partir de datos

---

1 Correo electrónico: agu.laguarda@gmail.com

2 Correo electrónico: gonzalo.abal@gmail.com

de tierra de irradiancia solar (directa o global) bajo condiciones de cielo claro usando el modelo ESRA. Existen al menos tres enfoques para determinar  $T_L$  a partir de datos de radiación de banda ancha en superficie. El primero y más directo está relacionado con el uso de medidas de radiación directa en incidencia normal (DNI) para determinar  $T_L$ , generalmente a nivel horario (Pedros et al., 1999; Raichijk y Fasulo, 2010; Remund et al., 2003). En caso de existir medidas de DNI, este es el método de preferencia. Sin embargo, las medidas de DNI son comparativamente escasas y frecuentemente se debe recurrir a series de GHI. Es posible usar modelos fenomenológicos para estimar DNI a partir de GHI y luego estimar  $T_L$  a partir de DNI (Cucumo et al., 2000), pero la incertidumbre en la estimación de DNI inevitablemente se traduce en incertidumbre en  $T_L$ , por lo que no se usará esta metodología en este trabajo. Otra opción usar el modelo ESRA para calcular la radiación global en condiciones de cielo claro para una ubicación determinada y considerar  $T_L$ , como una variable (diaria o mensual) a determinar, para tener el mejor ajuste con los datos (Diabaté et al., 2003; Raichijk, 2009). Por otro lado, si se cuenta con medidas locales de columna de vapor de agua y espesor óptico monocromático en una o más longitudes de onda, es posible calcular  $T_L$  directamente (Remund et al., 2003).

Diversos investigadores han realizado estimaciones locales de  $T_L$  a partir de observaciones en tierra, usando alguna variante de estos métodos. Pedrós estimó  $T_L$  y otras medidas de turbidez a partir de medidas de irradiancia directa y global en Valencia, España (Pedrós, 1999). Cucumo propuso usar medidas de irradiancia solar global diaria para días claros para estimar  $T_L$ , utilizando una correlación estadística genérica para estimar la irradiancia directa (Cucumo et al, 2000). Este tipo de métodos indirectos están afectados por altas incertidumbres introducidas por la separación directa-difusa. Diabaté et al. han estimado  $T_L$  a partir de datos diarios de GHI para 16 ubicaciones en África (Diabaté et al, 2009). Existen en la literatura otras variantes de este enfoque (Mavromatakis and Franghiadakis, 2007; Polo 2009). En la región, Tiba ha estimado  $T_L$  a partir de datos de tierra para la Amazonia (Tiba 2006) y Pernambuco (Tiba y Pimentel, 2009) en el norte de Brasil. Raichijk y colaboradores han estimado  $T_L$  (medias mensuales) para varias localidades de Argentina trabajando directamente con la irradiancia global diaria promedio medida por la red solarimétrica argentina (Raichijk, 2009) y, para la ciudad de San Luis, estimaron  $T_L$  a partir de irradiancia directa horaria en incidencia normal (DNI) (Raichijk y Fasulo, 2010). Mas recientemente, se han elaborado cartas de  $T_L$  para la Pampa Húmeda Argentina (Raichijk y Taddei, 2014) combinando valores de  $T_L$  estimados a escala mundial por Meteonorm (Remund, 2003) con datos de tierra de irradiancia solar global y usando técnicas de interpolación para generar isocurvas de  $T_L$  promedio mensual a partir de esta información base. Los estimativos de  $T_L$  promedio mensual están disponibles gratuitamente en el servicio SODA ([www.soda-is.com](http://www.soda-is.com)) para todo el planeta con resolución espacial de 20' de grado (Remund, 2003). Los mismos integran distintos tipos de información de tierra, cuando esta disponible, con estimativos de irradiancia global de cielo claro del modelo NASA/SSE, de alcance global y basado en datos satelitales. El resultado es una aproximación a los valores medios mensuales de  $T_L$  en el mundo, pero su exactitud depende de la disponibilidad que tuvo el autor al momento de elaborarlo de datos locales de calidad. Polo y colaboradores han propuesto un interesante método, basado en regularidades en los residuos, para mejorar los estimativos Meteonorm usando información local de irradiancia solar global a mediodía solar bajo condiciones de cielo claro (Polo et al, 2009).

En este trabajo se utiliza el modelo de cielo claro ESRA para estimar el promedio mensual de  $T_L$  a partir de datos de tierra de irradiancia solar global horaria para diez estaciones en la zona geográfica que comprende el territorio del Uruguay y áreas cercanas. Una vez seleccionadas las horas claras de GHI, se utiliza un método basado en la minimización del indicador estadístico KSI para determinar el mejor valor de  $T_L$ . Para dos estaciones en las cuales se dispone de medidas simultáneas de DNI y GHI, se obtiene  $T_L$  promedio mensual a partir de DNI y se utilizan estos valores para validar el método basado en GHI. Los valores medios de  $T_L$  obtenidos para cada mes en cinco estaciones se comparan con los estimativos globales proporcionados por la empresa Meteonorm a efectos de evaluar la incertidumbre de los mismos.

## **DATOS UTILIZADOS**

Se utilizaron medidas de tierra de irradiancia solar global horaria sobre plano horizontal ( $I_h$ ) para diez estaciones distribuidas en la región (nueve en Uruguay, una en Argentina). Todas ellas situadas en sitios rurales o semirurales. En la Tabla 1 se detalla su ubicación, período de medidas usadas, horas

totales y horas claras utilizadas. Tres de ellas (Rozeno Mendoza (RM), Rincón del Bonete (RB) y Buena Unión (BU)) son estaciones automáticas ubicadas en predios del Instituto Nacional de Colonización y administradas por la compañía eléctrica de Uruguay (UTE). Estas estaciones miden GHI con cadencia 10-minutal, utilizando radiómetros fotovoltaicos Licor SL 200 calibrados bi-anualmente en el Laboratorio de Energía Solar (LES) de Uruguay. Las otras seis estaciones son administradas parte de la Red de Medidas Continuas de Radiación Solar, administradas por el Laboratorio de Energía Solar de UdelaR. Todas estas medidas corresponden a piranómetros Kipp & Zonen (primera clase o estándar secundario) calibrados bi-anualmente en el LES. Están ubicadas en predios del Instituto Nacional de Investigaciones Agropecuarias (INIA) o del Instituto Uruguayo de Meteorología (INUMET), donde reciben limpieza diaria. Estas medidas son filtradas por control de calidad y luego integradas automáticamente para generar radiación solar horaria y diaria. La estación LE es la estación principal del LES, ubicada a 10 km de la ciudad de Salto, junto a la frontera con Argentina. Esta estación recibe mantenimiento diario y utiliza piranómetros Kipp & Zonen CMP10 (estándar secundario) con ventilación por aire seco y pirheliómetro Kipp & Zonen CHP1 montado en un seguidor solar SOLYS2. En todos los casos, como estándar para la calibración de piranómetros se utiliza un piranómetro Kipp & Zonen CMP 22 calibrado en el PMOD en Abril de 2014, con trazabilidad al patrón mundial (WRR) mantenido por el World Radiation Center en Davos, Suiza. La estación LU esta ubicada en Luján, Prov. de Buenos Aires, en el Laboratorio del Grupo de Estudios de Radiación Solar, de la Universidad Nacional de Luján, Argentina. Los datos de GHI fueron tomados por un piranómetro Kipp & Zonen CM11 y los de DNI por un pirheliómetro Eppley NIP montado en un seguidor solar SOLYS2 de Kipp & Zonen. Como se aprecia en la Tabla 1, todas las estaciones tienen latitudes entre 30 S y 35 S y alturas menores a 160 m snm. El área de interés para este trabajo incluye todo el territorio uruguayo, llanuras pampeanas homogéneas sin accidentes geográficos importantes. Sin embargo, se distingue un clima templado-frío en la zona costera (Sureste) y un clima templado-cálido en la zona Noroeste del territorio. Esta diferencia puede manifestarse, por ejemplo, en los niveles medios de vapor agua precipitable en la atmósfera.

## METODOLOGÍA

Como se mencionó en la introducción la metodología para estimar  $T_L$  a partir de datos de  $I_h$  para cielo claro, se basa en modelar esta magnitud usando el modelo ESRA dejando  $T_L$  como un parámetro ajustable. Luego se define un indicador de bondad de ajuste entre el valor de  $I_h$  modelado y medido y se minimiza con respecto a  $T_L$ .

En esta sección describimos los detalles de esta implementación. El primer paso es la selección de horas claras en la serie horaria de GHI.

EST Cod.	LAT grados	LON grados	ALT m snm	período temporal	admin	cadencia min	horas válidas	horas claras
AR	-30.40	-56.51	136	12.2011 - 12.2015	LES/INIA	1	11718	5370
LB	-34.67	-56.34	37	10.2010 - 12.2015	LES/INIA	1	18719	7981
RO	-34.49	-54.31	20	06.2011 - 07.2015	LES/INIA	1	13171	5011
SA	-31.27	-57.89	50	06.2010 - 03.2015	LES/INIA	1	16914	8457
TT	-33.28	-54.17	35	05.2010 - 12.2015	LES/INIA	1	19638	7660
RB	-32.80	-56.42	72	04.2010 - 07.2015	UTE	10	19250	9119
BU	-31.06	-55.60	160	04.2010 - 07.2015	UTE	10	18946	7221
RM	-34.34	-57.58	74	05.2010 - 12.2015	UTE	10	14929	6851
LU	-34.59	-59.06	69	01.2011 - 06.2012	GERSolar	1	6503	2731
LE	-31.28	-57.92	50	01.2015 - 06.2016	LES	1	6507	1392

**Tabla 1:** Ubicación de las estaciones de medida. Código de estación, latitud (LAT), longitud (LON) en grados decimales, altura sobre el nivel del mar (ALT) en metros. Período de datos utilizados, propietario y mantenimiento, número de horas válidas y número de horas claras. Todas las estaciones miden GHI. Las estaciones LU y LE miden además DNI.

### **Crterios de selección automática de horas claras:**

Para identificar los datos correspondientes a condiciones de cielo claro se utiliza el algoritmo descrito por (Remund, 2003) sobre los datos GHI para hallar las horas claras de forma automatizada. Este algoritmo propone una serie de 5 filtros sucesivos que se aplican sobre los datos de GHI horarios:

1. DNI < 200 W/m<sup>2</sup>. En los casos en los que no se cuenta con información simultánea de DNI se estima esta componente usando la correlación de Erbs (Erbs et. Al, 1982). Si bien esto es solo aproximado, resulta adecuado para discriminar horas con baja DNI.
2. El índice de cielo claro  $k_t'$  debe ser menor a un valor umbral igual a 0.7 (Molineaux y Delaunay, 1995). Este índice se define como (Perez et al., 1990)

$$k_t' = \frac{k_t}{0.1 + 1.031 \exp\left(\frac{-1.4m}{9.4 + 0.9m}\right)} \quad (1)$$

Siendo  $k_t = I_h/I_0$  el índice de claridad horario usual y  $m$  la masa de aire.

3. El índice de claridad diario,  $K_t = H_h/H_0$ , debe ser mayor a 0.4
4. Si, para un día dado, las horas claras seleccionadas no superan el 40% de las horas diurnas, el día es desechado.
5. Se descartan las horas con altura solar menor a 10 grados.

Luego de aplicado el conjunto de filtros 1-5, resulta el conjunto de horas seleccionadas como claras por cada estación. En la última columna de la Tabla 1 se indica el total de horas claras por estación.

#### **Modelo ESRA de cielo claro:**

El modelo de cielo claro ESRA (Rigollier et al., 2000) estima las componentes directa y difusa de la irradiancia sobre un plano horizontal y luego las suma para obtener la irradiancia global,

$$I_h = I_{bh} + I_{dh} \quad (2)$$

El modelo utiliza como entradas la ubicación geográfica (latitud, longitud y altura) y el valor de  $T_L$  únicamente. Al utilizarlo para irradiación horaria se usa la altura solar ( $\alpha_s$ ) y la masa de aire ( $m$ ) en el punto medio de la hora correspondiente. La componente directa esta dada por

$$I_{bh} = I_0 f_n \sin \alpha_s \exp(-0.8662 T_L \delta_R m) \quad (3)$$

donde  $I_0 = 1367 \text{ Wh/m}^2$  es la constante solar horaria,  $f_n$  es la corrección orbital con respecto al valor medio de 1 Unidad Astronómica que depende solo del día juliano. Se usó la expresión de Spencer descrita en (Duffie y Beckman, 2013) y  $\delta_R(m)$  es el espesor óptico de Rayleigh, que es función de la masa de aire, como se describe más adelante. En ésta expresión, el modelo ESRA asume como hipótesis que  $T_L$  esta asociado a una masa de aire  $m=2$ . El factor 0.8662 en la ec. (2) es producto de la evolución de la parameterización de  $\delta_R$ . Cuando se utiliza para  $\delta_R$  la relación pirheliométrica originalmente propuesta por Kasten (Kasten, 1984), la absorción por gases permanentes en la atmósfera no es tenida en cuenta, por lo que los efectos asociados a estos gases quedarían atribuidos a la turbidez (Inechien y Perez, 2002; Mavromatakis y Franghiadakis, 2007). Parametrizaciones mas recientes han resuelto este problema (Louche et al., 1986; Grenier et al., 1994; Kasten, 1996). Es decir que  $\delta_R$  aumenta con los ajustes al pasar a incluir los efectos de gases permanentes, y por tanto,  $T_L(m)$  disminuye, ya que el producto  $T_L(m) \times \delta_R(m)$  debe ser invariante. Para  $m=2$  el cociente entre las parametrizaciones (antigua y nueva) del espesor óptico de Rayleigh es 0.8662. La expresión usada para  $\delta_R(m)$  es la dada en (Kasten, 1996) y la masa de aire  $m$ , corregida por efectos de difracción y de altura, se calcula a partir de la expresión de (Kasten y Young, 1989) según se indica en (Rigollier, 2000). No se implementan las correcciones por efectos de altura propuestas en (Remund, 2003), dado que los efectos de altitud no son relevantes en la región considerada en este trabajo (la mayor elevación entre las estaciones de datos es de 160 m snm).

La radiación difusa incidente sobre plano horizontal se expresa como el producto de la radiación que llega al tope de la atmósfera, por un factor de transmitancia difusa en un camino vertical  $T_z$  ( $\alpha_s = 90$  grados) por un modificador angular de difusa  $F_d$ ,

$$I_{dh} = I_0 f_n T_z(T_L) F_d(\alpha_s, T_L) \quad (4)$$

Las expresiones utilizadas para la transmitancia difusa  $T_z$  y el modificador angular  $F_d$  son las propuestas en (Rigollier, 2000).

#### **Cálculo de $T_L$ a partir de datos de superficie**

### **Método I: determinación a partir de medidas de DNI**

La ec. (3) permite obtener  $T_L$  a partir de medidas de DNI bajo condiciones de cielo claro,

$$T_L = \frac{1}{0.8662m\delta_R(m)} \ln\left(\frac{I_0 f_n}{DNI}\right) \quad (5)$$

Esta ecuación puede utilizarse en ausencia de nubosidad en torno al mediodía solar para determinar valores instantáneos de  $T_L$ . Una vez obtenidos los valores candidatos a  $T_L$  para las horas previamente seleccionadas como claras, se realiza un segundo filtrado que contiene dos criterios (Gueymard and Garrison, 1998) diseñados para descartar horas en las que  $T_L$  tiene un valor demasiado alto, producido en general por la presencia de nubosidad tenue. En otras palabras, se corrigen posibles defectos del proceso de filtrado de horas claras:

1. Si la diferencia entre los valores  $T_L$  de dos horas consecutivas supera 0.5, el segundo valor se descarta. Este criterio se basa en que  $T_L$  describe turbidez de la atmósfera y se espera que varíe poco a escala horaria.
2. Todos los valores de  $T_L$  de cierto día que supere la mediana +1 para el día, se descartan como outliers. Los  $T_L$  dentro de un día sufren ciertas variaciones, como mostramos más adelante. Sin embargo, si el día es claro, se espera que esa variación difiera de la mediana en menos de una unidad.

Como puede verse en la Fig. 2, ambos criterios resultan razonables dados los niveles de variación diaria esperables. Por último, los valores filtrados se separan por mes. Dentro de cada mes se halla la mediana, más robusta ante outliers que la media, y de esa forma se determina el  $T_L$  para ese mes. A efectos de caracterizar la incertidumbre, se utilizó una versión robusta del desvío absoluto medio (MAD), ec. (5), basada en la mediana en vez del promedio.

### **Método II: determinación a partir de medidas de GHI**

Partiendo de la ec. (2), pueden obtenerse estimativos horarios de GHI para un valor dado de  $T_L$ . Comparando estos estimativos con medidas de GHI en condiciones de cielo claro, es posible hallar el valor óptimo de  $T_L$  (promedio mensual) que da el mejor ajuste a los datos.

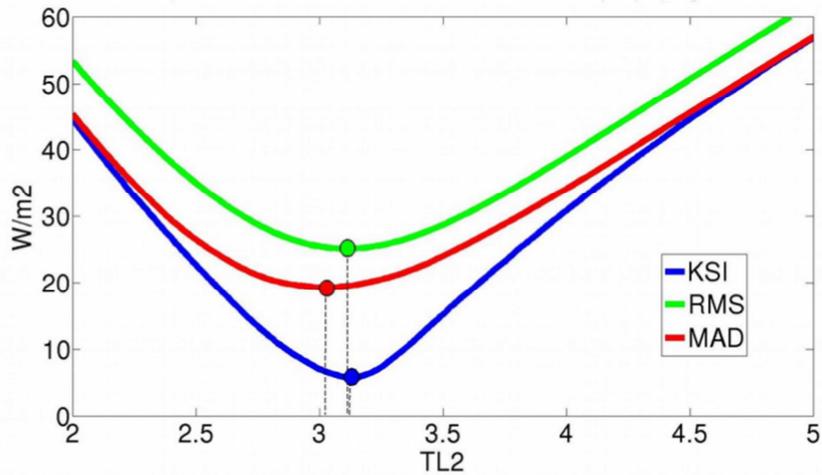
Existen diversos posibles indicadores de concordancia entre  $n$  valores medidos  $\hat{Y}_i$  y  $n$  valores estimados  $Y_i$ . Por ejemplo, el desvío cuadrático medio (RMSD), MAD o el desvío promedio (MBD), definidos por

$$RMSD = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (\hat{Y}_i - Y_i)^2} \quad MAD = \frac{1}{n} \sum |\hat{Y}_i - Y_i| \quad MBD = \frac{1}{n} \sum \hat{Y}_i - Y_i \quad (5)$$

Otro indicador útil es el estadístico KSI (parámetro de Kolmogorov-Smirnov), más sensible que los otros indicadores. Para una variable positiva  $z$ , el parámetro KSI se define como

$$KSI = \int_{z_{min}}^{z_{max}} D(z) dz \quad \text{donde } D(z) = |F_{\hat{Y}}(z) - F_Y(z)| \quad (5)$$

donde  $F_Y$  es la función de probabilidad acumulada para la variable  $Y$ , siendo  $Y$  e  $\hat{Y}$  los vectores de medidas y valores estimado por el modelo, respectivamente. En este caso, la variable  $Y$  es GHI horaria y la variable  $z$  varía entre 0 y el máximo de GHI registrado. De esta forma el indicador KSI (que tiene dimensiones de irradiancia,  $W/m^2$ ) es una medida de la distancia entre las distribuciones de los datos de tierra y de los estimativos. A menor KSI, mejor ajuste y mejor capacidad predictiva del modelo. En este trabajo se hallan valores mensuales de  $T_L$  en cada estación a partir de series horarias de GHI, utilizando un método de minimización basado en el estadístico KSI. El uso de KSI para esta tarea se debe a que su mínimo está mejor definido que en el caso de MAD o RMSD, como se muestra en la Fig. 1. El valor mensual de  $T_L$  y su incertidumbre asociada fue determinada por validación cruzada, dividiendo el conjunto de datos en diez subconjuntos al azar, usando nueve de ellos como conjunto de entrenamiento para determinar  $T_L$ , y el 10 % de los datos restantes como conjunto de validación. Este proceso se repite diez veces, cambiando el conjunto de validación, y son los promedios de los resultados obtenidos en cada iteración los que se consideran como  $T_L$  y como indicador de incertidumbre.



**Figura 1:** Dependencia de los indicadores KSI, RMS y MAD (ecs. (5) y (6)) del modelo ESRA utilizando  $T_L$  como variable independiente para la estación LB en términos absolutos. Los círculos marcan el mínimo en cada caso.

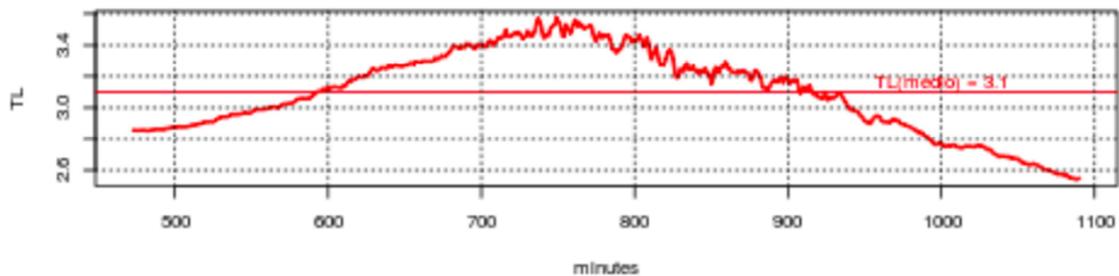
## RESULTADOS y ANÁLISIS

### Variación horaria de $T_L$

Usando el método (I), es posible obtener  $T_L(m)$  a partir de la transmitancia bajo condiciones de cielo claro y visualizar su variabilidad. Como se muestra en la Fig. 2 para un día claro de otoño 2015 en la estación LE, la variación a lo largo del día es de  $\pm 8\%$  de la media, con mínimos en la mañana y tarde y un valor máximo en torno al mediodía solar. Durante la mañana y tarde, la variación sucede a una tasa de aproximadamente  $\pm 0.2$ /hora.

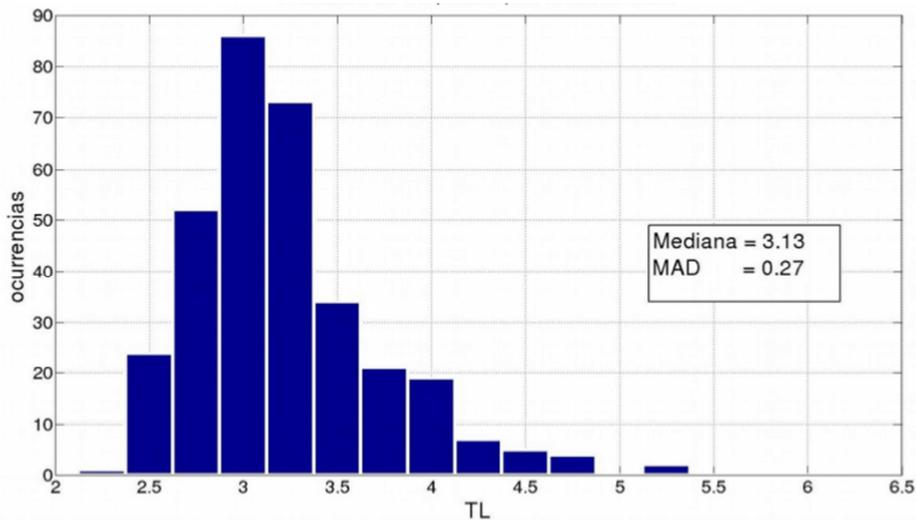
**Figura**

**2:**



Valores de  $T_L$  la estación LE (Salto) para un día claro (01 de Abril de 2015) obtenidos de la ec. (2),

Para cada mes, a partir de este método se obtienen series con 115 valores horarios de  $T_L$  en promedio. Estos valores se combinan para dar la media del mes usando la mediana, que resulta en un estimativo más robusto frente a outliers. Los valores de  $T_L$  promedio obtenidos de esta forma se indican en la Tabla 3 y el ciclo anual de  $T_L$  se muestra en la Fig. 5. En la Fig. 3 se muestra un histograma con la frecuencia ocurrencia de valores de  $T_L$  para el mes de marzo obtenidos para la estación de LU por el método (I).



**Figura 3:** Histograma de ocurrencias de  $T_L$  para el mes de marzo obtenidos por el método I a nivel horario para la estación LU.

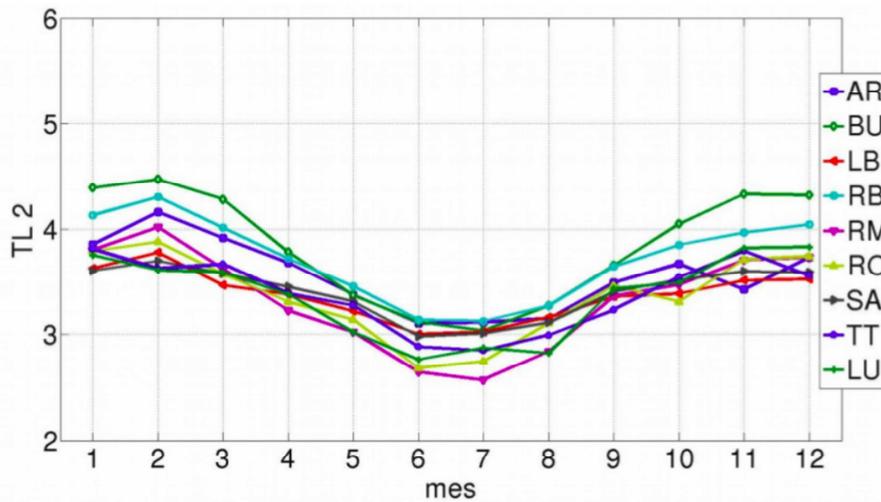
**Promedio mensual de  $T_L$  a partir de GHI**

Dado que la variabilidad de  $T_L$  no es muy grande, es frecuente que se recurra a trabajar con promedios mensuales de  $T_L$ . Dependiendo de la aplicación, esto puede dar información suficientemente precisa sobre la irradiancia de cielo claro.

En la Fig. 4 se muestran los ciclos de  $T_L$  para las diferentes ubicaciones, obtenidos por el método de minimización de KSI (método II). Se observa una variación estacional con atmósfera más clara en invierno que en verano. En la Tabla 2 se indican los valores de  $T_L$  medio por estación y sus desviaciones estándar, que son menores a 0.5 para todas las estaciones.

Mes\ estación	AR	LB	RO	SA	TT	RB	BU	RM	LU	LE	media	RMSD
<b>enero</b>	3.9	3.6	3.8	3.6	3.8	4.1	4.4	3.8	3.8	3.6	<b>3.8</b>	<b>0,2</b>
<b>febrero</b>	4.2	3.8	3.9	3.7	3.6	4.3	4.5	4.0	3.6	3.7	<b>3.9</b>	<b>0,3</b>
<b>marzo</b>	3.9	3.5	3.6	3.6	3.7	4.0	4.3	3.6	3.6	3.5	<b>3.7</b>	<b>0,3</b>
<b>abril</b>	3.7	3.4	3.3	3.5	3.4	3.7	3.8	3.2	3.4	3.2	<b>3.5</b>	<b>0,2</b>
<b>mayo</b>	3.4	3.2	3.1	3.3	3.3	3.5	3.4	3.0	3.0	3.3	<b>3.2</b>	<b>0,1</b>
<b>junio</b>	3.1	3.0	2.7	3.0	2.9	3.1	3.1	2.6	2.8	2.5	<b>2.9</b>	<b>0,2</b>
<b>julio</b>	3.1	3.0	2.7	3.0	2.9	3.1	3.0	2.6	2.9	2.8	<b>2.9</b>	<b>0,2</b>
<b>agosto</b>	3.2	3.2	3.1	3.1	3.0	3.3	3.3	2.8	2.8	2.9	<b>3.1</b>	<b>0,2</b>
<b>setiembre</b>	3.5	3.4	3.5	3.4	3.2	3.7	3.7	3.4	3.4	3.0	<b>3.4</b>	<b>0,2</b>
<b>octubre</b>	3.7	3.4	3.3	3.5	3.5	3.9	4.1	3.5	3.5	3.5	<b>3.6</b>	<b>0,2</b>
<b>noviembre</b>	3.4	3.5	3.7	3.6	3.8	4.0	4.3	3.7	3.8	3.3	<b>3.7</b>	<b>0,3</b>
<b>diciembre</b>	3.7	3.5	3.7	3.6	3.6	4.0	4.3	3.7	3.8	3.4	<b>3.8</b>	<b>0,3</b>
<b>media anual</b>	<b>3.6</b>	<b>3.4</b>	<b>3.4</b>	<b>3.4</b>	<b>3.4</b>	<b>3.7</b>	<b>3.8</b>	<b>3.3</b>	<b>3.4</b>	<b>3.2</b>	<b>3.5</b>	-
<b>RMSD anual</b>	<b>0,3</b>	<b>0,2</b>	<b>0,4</b>	<b>0,2</b>	<b>0,3</b>	<b>0,4</b>	<b>0,5</b>	<b>0,5</b>	<b>0,4</b>	<b>0,3</b>	-	<b>0,2</b>

**Tabla 2:** Promedios mensuales de  $T_L$  obtenidos a partir de medidas de GHI con el método de minimización de KSI.



**Figura 4:** Valores medios mensuales de  $T_L$  obtenidos a partir de GHI de cielo claro (método II) para las estaciones consideradas en este trabajo (Tabla 1). Los valores numéricos e incertidumbres se muestran en la Tabla 3.

Los promedios mensuales de  $T_L$  obtenidos por el método II se validaron contra datos de tierra por validación cruzada (90-10). Este proceso asegura la independencia de la validación con los datos de entrenamiento. Por lo que el método es útil para evaluar inferir el rendimiento del modelo ESRA contra la base de datos utilizada. Promediando los indicadores mensuales para tener indicadores globales en cada estación, se obtienen los indicadores de la Tabla 3. Se puede observar que, en términos generales, el modelo ESRA con el parámetro de Turbidez Linke ajustado por el método II presenta un sesgo de -0.5% y un RMS menor a 5 % con respecto a la GHI media de cada estación.

indicador\ estación	AR	LB	RO	SA	TT	RB	BU	RM
MBD (%)	-0.4	-0.3	-0.5	-0.2	-0.4	-0.6	-0.6	-0.6
RMS (%)	4.6	4.4	5.1	4.0	4.7	4.1	4.4	5.1
GHI ( $W/m^2$ )	617	578	579	610	593	590	603	584

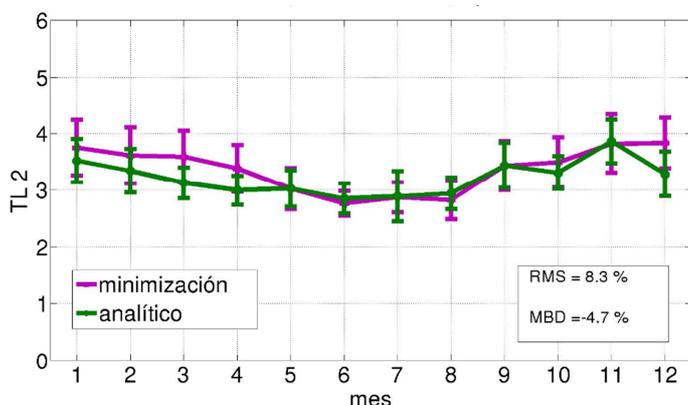
**Tabla 3.** Desempeño medio de modelo de cielo claro ESRA para diferentes ubicaciones. La última fila muestra la irradiancia promedio de las horas válidas para cada estación, con respecto a la cual se calculan los indicadores relativos.

### Validación del método II

En las estaciones LU y LE se cuenta con información simultánea de GHI y DNI, por lo que se pueden comparar los valores de  $T_L$  promedio obtenidos por ambos métodos, a efectos de evaluar los resultados del método II. El resultado de esta comparación se muestra en la Fig. 5 y en la Tabla 4, donde se indican los valores medios de  $T_L$  para cada mes y estación obtenidos por ambos métodos. En el caso del método I, se usa la mediana para obtener el valor medio de  $T_L$ . Ambos métodos producen ciclos anuales similares. La media anual es la misma en LE y la diferencia entre medias es de 5.2 % (de la media del método I) en el caso de LU. Los desvíos medios son menores a 0.2 en ambas estaciones. En ambas estaciones se observa una tendencia del método II a dar valores mayores de  $T_L$  que los del método I.

El acuerdo entre los  $T_L$  determinados por ambos métodos es bueno y da soporte a la metodología usada en el método II, que es más indirecta. El método de minimización muestra una pequeña sobreestimación de 4% que puede estar asociada imperfecciones en el filtrado de horas claras. En términos absolutos anuales, la comparación entre ambos métodos tiene un MBD de 0.11 y un RMSD de 0.15, lo cual es similar a lo reportado por (Raichijk y Taddei, 2014) al comparar  $T_L$  de dos métodos diferentes para una ubicación.

Otra fuente de estimativos  $T_L$  a nivel global es servicio Soda ([www.soda/is.com](http://www.soda/is.com)), que vincula información de tierra con estimativos satelitales de GHI de NASA/SSE para cielo claro para estimar  $T_L$  promedio mensual para cualquier parte del mundo (Remund, 2003).



**Figura 5:** Ciclos obtenidos por los dos métodos con sus incertidumbres en LU. Los indicadores RMS y MBD caracterizan las diferencias en relación a la media, usando el método I de referencia.

Mes\ estacion	LE			LU		
	$T_L$ (met 1)	$T_L$ (met 2)	diferencia	$T_L$ (met 1)	$T_L$ (met 2)	diferencia
enero	3.4	3.6	0.2	3.5	3.8	0.3
febrero	3.4	3.7	0.3	3.3	3.6	0.3
marzo	3.4	3.5	0.1	3.1	3.6	0.5
abril	3.1	3.2	0.1	3.0	3.4	0.4
mayo	3.2	3.3	0.1	3.0	3.0	0.0
junio	2.7	2.5	-0.2	2.8	2.8	0.0
julio	-	2.8	-	2.9	2.9	0.0
agosto	-	2.9	-	2.9	2.8	-0.1
setiembre	-	3.0	-	3.4	3.4	0.0
octubre	3.4	3.5	0.1	3.3	3.5	0.2
noviembre	3.2	3.3	0.1	3.9	3.8	-0.1
diciembre	3.2	3.4	0.2	3.3	3.8	0.5
<b>Media anual</b>	<b>3.2</b>	<b>3.2</b>	<b>0.1</b>	<b>3.2</b>	<b>3.4</b>	<b>0.2</b>
<b>MBD (%)</b>	<b>3.4</b>			<b>5.2</b>		
<b>RMSD (%)</b>	<b>4.6</b>			<b>8.6</b>		

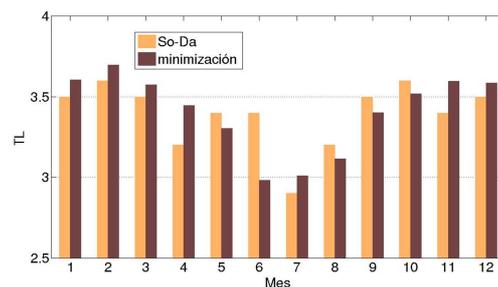
**Tabla 4:** Valores medios de  $T_L$  obtenidos por el método I para dos estaciones. Se muestran las diferencias mensuales entre las medias de cada método:  $T_L(\text{met } 2) - T_L(\text{met } 1)$ . En las últimas dos filas se indica el desvío medio, MBD, y el RMSD entre ambos métodos expresados como % de la media del método 1. En el ciclo de la estación LE está incompleto por falta de datos durante algunos meses.

Mes\ estación	SA	RO	LB	SA	AR	Media
<b>enero</b>	3.9	3.6	3.8	3.6	3.8	3.3
<b>Tabla 5: Estimativos de <math>T_L</math> promedio mensual para cuatro estaciones, obtenidos del servicio SODA (www.soda-is.com).</b>						
<b>febrero</b>	4.2	3.8	3.9	3.7	3.6	3.4
<b>marzo</b>	3.9	3.5	3.6	3.6	3.7	3.3
<b>abril</b>	3.7	3.4	3.3	3.5	3.4	3.1
<b>mayo</b>	3.4	3.2	3.1	3.3	3.3	3.3
<b>junio</b>	3.1	3.0	2.7	3.0	2.9	3.2
<b>julio</b>	3.1	3.0	2.7	3.0	2.9	2.7
<b>agosto</b>	3.2	3.2	3.1	3.1	3.0	3.0
<b>setiembre</b>	3.5	3.4	3.5	3.4	3.2	3.3
<b>octubre</b>	3.7	3.4	3.3	3.5	3.5	3.4
<b>noviembre</b>	3.4	3.5	3.7	3.6	3.8	3.2
<b>diciembre</b>	3.7	3.5	3.7	3.6	3.6	3.3
<b>media anual</b>	<b>3.6</b>	<b>3.4</b>	<b>3.4</b>	<b>3.4</b>	<b>3.4</b>	<b>3.2</b>

La Tabla 5 muestra estimativos de  $T_L$  promedio mensual obtenidos del servicio SODA para cuatro de las estaciones usadas en este trabajo. Las Figs. 6 y 7 muestran gráficamente la comparación con los  $T_L$  estimados por el método II para la estaciones LB (ubicada en el Sur) y SA, en el Noroeste. En ambos casos el ciclo anual aparece menos definido en los estimativos SODA.

	SA	RO	LB	AR	media
<b>MBD (%)</b>	-0.5	-13.4	-9.9	-5.6	-7.3
<b>RMSD (%)</b>	5.2	16.5	11.5	9.1	10.5
<b>MAD (%)</b>	4.4	14.4	10.4	7.0	9.0
<b><math>T_L</math> (W/m<sup>2</sup>)</b>	3.4	3.4	3.4	3.6	3.4

**Tabla 6:** Indicadores para la comparación de estimativos  $T_L$  de SODA/Meteonorm tomando como referencia los estimativos calculados en este trabajo, por el método II.



**Figura 7:** Comparación de estimativos SODA con el método II para la estación SA.

La Tabla 6 muestra los indicadores para esta comparación, tomando como referencia los promedios de  $T_L$  calculados por el método II para cada estación. Se observa un sesgo negativo importante en todos los casos: los estimativos  $T_L$  de Meteonorm tienden a ser menores que los medidos en tierra. El fenómeno es más fuerte en las estaciones costeras de la subregión Sur, donde se observan desvíos de -10 % y -13 %. Esto puede estar vinculado a la descripción del vapor de agua en la atmósfera, que en zonas costeras puede presentar una variabilidad importante. Por otro lado, el desvío observado en la estación SA (Salto, al Noroeste) es muy bajo y la descripción Metenorm buena, con RMSD de 5 %. En términos absolutos, combinando todos los meses de las cuatro estaciones, la comparación resulta en un MBD de -0.25 y un RMSD de 0.31. Estos valores resultan ser similares a los reportados al comparar estimativos Meteonorm contra  $T_L$  por datos de tierra para Luján en (Raichijk y Taddei, 2014).

## CONCLUSIONES

Se calcularon los ciclos anuales del coeficiente de Turbidez de Linke ( $T_L$ ) para  $m = 2$  para varias ubicaciones en Uruguay usando datos de irradiación global horaria sobre plano horizontal (GHI). Se utilizó un método propio basado en la minimización de los residuos entre GHI estimada por el modelo ESRA y GHI medida. El método de optimización por validación cruzada (9-1) minimiza el índice de

Kolmogorov-Smirnov. Se comparan los resultados contra medidas de  $T_L$  obtenidas de DNI y se observan diferencias menores a 10% de la media en términos de RMSD.

La turbidez presenta un claro comportamiento estacional, mostrando mínimos de 2.5 para invierno y máximos de 4.4 en verano, en concordancia con resultados en otros trabajos para estaciones cercanas a la región. El método propuesto de minimización muestra ser suficientemente preciso y conveniente, ya que utiliza como insumo únicamente mediciones de GHI, que son más abundantes en comparación a las de DNI.

También se compararon los estimativos de  $T_L$  generados con los proporcionados por el proyecto SoDa ([www.soda-is.com](http://www.soda-is.com)), que muestran sesgos negativos de hasta -13% cerca de la costa. Concluimos que los estimativos Meteronorm son indicadores útiles, pero deben utilizarse con precaución ya que no resuelven detalles climáticos locales.

Por último, usando los valores de  $T_L$  óptimos, se evaluó el desempeño del modelo de cielo claro ESRA contra datos de tierra independientes. El modelo presenta desvíos menores a 5 % de la media, con sesgo despreciable. Este nivel de ajuste lo hace adecuado para su uso en aplicaciones de control de calidad automatizado de datos de tierra.

**AGRADECIMIENTOS:** Los autores agradecen a Raul Righini y Carlos Raichijk del GerSolar (UNL) por la cesión de los datos de GHI y DNI de la estación LU. Este trabajo contó con apoyo financiero del Fondo Sectorial de Energía (ANII) proy. FSE\_2013\_10919 y de la CSIC (Uruguay).

## REFERENCIAS

- Alonso-Suárez, G. Abal, R. Siri, P. Musé, (2012). Brightness-dependent Tarpley model for global solar radiation estimation using GOES satellite images: application to Uruguay. *Solar Energy* 86, pp. 3205–3215.
- Alonso-Suárez, R., G. Abal, R. Siri, P. Muse, Satellite-derived solar irradiation map for Uruguay, *Energy Procedia* 57 (2014) pp. 1237-1246.
- Cucumo, M., Kaliakatsos, D., Marinelli, V., A calculation method for the estimation of the Linke turbidity factor. *Renewable Energy* (2000) 19, 249–258.
- Diabaté, L., Remund, J., Wald, L. Linke turbidity factors for several sites in Africa. *Solar Energy* (2003) 75, 111–119.
- Duffie, J.A., Beckman, W.A. (2013). *Solar Engineering of Thermal Processes: Fourth Edition*, Wiley.
- Erbs, D., Klein, S., Duffie, J., (1982). Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly, daily and monthly-average global radiation. *Solar Energy* 28, 293–302.
- Gueymard, C. A., (2012). Clear-sky irradiance predictions for solar resource mapping and large-scale applications: Improved validation methodology and detailed performance analysis of 18 broadband radiative models, *Solar Energy* 86 2145–2169.
- Ineichen, P., (2006) . Comparison of eight clear sky broadband models against 16 independent data banks, *Solar Energy* 80, pp. 468–478.
- Ineichen, P., Perez, R., (2002). A new air mass independent formulation for the linke turbidity coefficient. *Solar Energy* 73, 151–157.
- Kasten, F. (1984). Parametrisierung der Globalstrahlung durch Bedeckungsgrad und Trubungsfaktor. *Ann. der Meteorol. Neue* 20, 49–50.
- Kasten, F., (1996). The Linke turbidity factor based on improved values of the integral Rayleigh optical thickness 56, 239–244.
- Louche, A., Peri, G., Sanguinaires, R., (1986). An analysis of linke turbidity factor, *Solar Energy* 37, 393–396.
- Mavromatakis, F., Franghiadakis, Y., (2007). Direct and indirect determination of the Linke turbidity coefficient, *Solar Energy*, 81, 896–903.
- Molineaux, B., Delaunay, J.J., (1995). Direct luminous efficacy and atmospheric turbidity: improving model performance, *Solar Energy*, 55, 125–137.
- Pedros, R., Utrillas, M.P., Martínez-Lozano, J.A., Tena, F., (1999). Values of broad band turbidity coefficients in a mediterranean coastal site. *Solar Energy* 66, No. 1, pp. 11–20.

- Perez, R., Ineichen, P., Seals, R., Zelenka, A., (1990). Making full use of the clearness index for parameterizing hourly insolation conditions. *Solar Energy* 1, pp. 3–6.
- Polo J., Zarzalejo, L.F., Martín, L., Navarro, A.A., Marchante, R., (2009). Estimation of daily Linke turbidity factor by using global irradiance measurements at solar noon, *Solar Energy* 83, 1177–1185.
- Raichijk, C., (2009). Estimación del índice de turbidez de linke para distintas localidades de Argentina, *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente (AVERMA)*, 13, pp. 11-16.
- Raichijk, C., Fasulo, A., (2010). Estudio de la turbidez atmosférica en la ciudad de San Luis, *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente (AVERMA)*, vol. 25.
- Raichijk, C., Taddei, F., (2014). Cartas del índice de turbidez de Linke para la pampa húmeda argentina, *Acta de la XXXVII Reunión de Trabajo de la Asociación Argentina de Energías Renovables y Medio Ambiente*, v. 2, pp. 11.01-11.08.
- Remund, J., Wald, L., Lefevre, M., Ranchin, T., Page, J., (2003). Worldwide Linke turbidity information. *ISES Sol. World Congress*.
- Rigollier, C., Bauer, O., Wald, L., (2000). On the clear sky model of the ESRA — European Solar Radiation Atlas — with respect to the heliosat method. *SE* 68, 33–48. Tiba, C. ;
- Pimentel, V. M., (2009). Estimating Atmospheric Linke Turbidity Index From Climatic Data For Pernambuco. *Proceedings of ISES Solar World Congress 2009, Johannesburg -South Africa. International Solar Energy Society*.
- Tiba, C. (2006). Estimating atmospheric Linke turbidity from climatic data for Amazonian tropical sites. In: *WORLD RENEWABLE ENERGY CONGRESS IX, Florence - Italy. CD ROM*.

**ABSTRACT :** The ESRA clear-sky model is used to estimate monthly averages for Linke's Turbidity,  $T_L$ , using GHI ground data from 10 sites distributed over a geographical area which includes the territory of Uruguay and neighbouring areas. Once the clear-sky hours are selected, a simple minimization method based on the minimization of the KSI (Kolmogorov-Smirnov index) is used to obtain the optimum value of  $T_L$  for each month using cross-validation techniques to estimate the uncertainty in the estimates. The method is validated at two sites by comparing its estimates with those derived directly from DNI measurements. The ESRA model with locally adjusted  $T_L$  values provides clear-sky hourly irradiance with typical RMSD under 5 % of the mean. The monthly means for  $T_L$  are compared to those provided globally by Meteonorm at four sites. A systematic underestimation at all sites is observed, and at some sites close to coastal areas, large biases are found.

**Keywords:** solar resource assessment, Linke Turbidity, clear sky model, Uruguay.