

Fundamentos de Energía Solar
RADIACIÓN SOLAR

Gonzalo Abal¹

Instituto de Física
Facultad de Ingeniería
Universidad de la República

Setiembre 2014

¹correo electrónico: abal@fing.edu.uy

Índice general

1. Radiación Solar	1
1.1. Radiación solar fuera de la atmósfera	3
1.2. Movimiento aparente del sol	8
1.2.1. Declinación Solar	8
1.2.2. Relaciones angulares	10
1.2.3. Diagrama Solar	14
1.2.4. Tiempo Solar, Tiempo Local y Tiempo Estándar	15
1.3. Irradiancia extraterrestre	22
1.4. Efecto de la atmósfera	25
1.4.1. Distribución espectral de la radiación solar	25
1.4.2. Procesos en la atmósfera	29
1.4.3. Modelos de Cielo Claro	31
1.5. Radiación directa y difusa	40
1.5.1. Variables normalizadas	41
1.5.2. Fracción difusa horaria	43
1.5.3. Fracción difusa diaria	48
1.5.4. Fracción difusa diaria promedio	50
1.5.5. Fracción horaria	52
1.6. Irradiancia sobre un plano inclinado	55
1.6.1. Movimiento aparente del Sol visto desde una superficie inclinada	55
1.6.2. Irradiación sobre plano inclinado	57
1.6.3. Modelo isotrópico	65
1.6.4. Modelo de Hay y Davies (HD)	68
1.6.5. Orientación óptima de un plano de captación	70
1.7. Medidas de radiación solar	74
1.7.1. Irradiancia solar	74
1.7.2. Medidas de heliofanía o insolación	79
1.7.3. Datos históricos disponibles en Uruguay	81
1.7.4. Red de medidas de radiación solar	82

Índice de figuras

1.1. Variabilidad de la irradiancia solar exterior	3
1.2. Parámetros de una elipse	4
1.3. Órbita de la tierra	6
1.4. Movimiento aparente del Sol	8
1.5. declinación solar	9
1.6. Relaciones angulares	11
1.7. Horas de sol	11
1.8. Ángulos para el movimiento aparente del Sol	12
1.9. Sistema local	14
1.10. Diagrama Solar	16
1.11. Diagrama Solar	17
1.12. Componentes de la ecuación del tiempo	19
1.13. Ecuación del tiempo	19
1.14. Espectro solar de referencia	27
1.15. Espectro solar	28
1.16. Reflexión y dispersión en el sistema tierra-atmósfera	30
1.17. Bandas de absorción	31
1.18. Geometría del concepto masa de aire	32
1.19. Atenuación en la atmósfera	33
1.20. Modelo TJ58	37
1.21. Modelos de día claro para Montevideo	38
1.22. Modelos de día claro para Montevideo	40
1.23. Datos para f_d	43
1.24. Fracción difusa horaria - 1 predictor	46
1.25. Fracción difusa horaria - 2 predictores	47
1.26. Correlaciones para F_d	50
1.27. Fracción difusa media	51
1.28. Correlaciones para \bar{F}_d	52
1.29. Fracción horaria promedio	53
1.30. Latitud equivalente	57
1.31. Componentes de radiación difusa	60

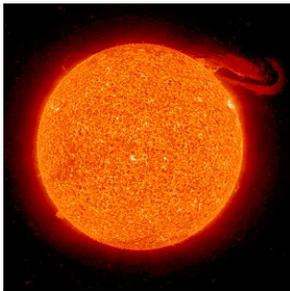
1.32. razón directa diaria, R_b	62
1.33. Ángulo sólido para difusa	64
1.34. Inhomogeneidad de la radiación difusa	65
1.35. R diario	66
1.36. R diario	68
1.37. R diario	71
1.38. Efecto de la inclinación en energía incidente mensual	72
1.39. Efecto de la inclinación en energía incidente anual	72
1.40. Instrumentos de medida de irradiancia solar	75
1.41. Clasificación ISO9060	76
1.42. Piranómetro SPN-1	78
1.43. Respuesta espectral de sensores de radiación	79
1.44. Medidas de heliofanía	80
1.45. Red de Medidas de irradiación	83

Índice de cuadros

1.1. Ordinal-día	5
1.2. Día típico	10
1.3. ordinal-día para los solsticios y equinoccios. Las estaciones se refieren al hemisferio sur (H.S.).	15
1.4. Bandas espectrales relevantes para la radiación solar. La radiación entre 0.2 μm y 1000 μm (infrarrojo lejano) se considera radiación térmica. Bandas según [WMO08].	25
1.5. Parámetros modelo TJ58	36
1.6. Parámetros modelo Hottel	37
1.7. Parámetros modelo Hottel para Uruguay	39
1.8. Coeficientes para los modelos G0, G1, G2 basados en datos para el H.N.	45
1.9. Estadísticas para los modelos de fracción difusa horaria considerados.	46
1.10. Parametros para los modelos G0, G1 y G2 ajustados localmente.	47
1.11. Fracción difusa diaria	49
1.12. Reflectividad típica de diversos materiales	67
1.13. Series de históricas de irradiación	82
1.14. Detalles de los puntos de la Red de UdelaR.	83

Capítulo 1

Radiación Solar



El flujo de radiación solar que llega al nivel del suelo depende de múltiples factores. Algunos de ellos son de tipo determinista como la ubicación del observador, la época del año, el momento del día, la orientación de la superficie receptora o la atenuación y dispersión de la radiación debida a una atmósfera estándar en un día claro. Otros factores, asociados al estado de la atmósfera varían de acuerdo al lugar o al momento del día en forma difícil de predecir, como la nubosidad, el nivel de actividad solar, el contenido y tipo de aerosoles o la cantidad de vapor de agua precipitable en la atmósfera.

En conjunto, estos factores determinan la radiación solar incidente en la superficie en un punto y momento dados. El factor que más incide en el nivel de radiación en la superficie es la nubosidad.

Debido a la disparidad entre el radio medio terrestre y la distancia media tierra-sol, solo una pequeña fracción de la potencia emitida por el sol incide sobre la Tierra¹. De la energía solar incidente sobre la Tierra, una parte importante es reflejada al espacio o absorbida en la atmósfera. En general, llega a la superficie menos del 80 % de la potencia incidente fuera de la atmósfera. Un cálculo elemental muestra que bastaría con la energía solar incidente en una muy pequeña porción de la superficie de nuestro planeta para abastecer la demanda global de energía. Sin embargo, la energía solar

¹Esta fracción es de orden $R_t^2/r_0^2 \approx 10^{-10}$, donde $R_t = 6,371 \times 10^6$ m es el radio medio terrestre y $r_0 = 1,495 \times 10^{11}$ m es la distancia media Tierra-Sol.

llega a la superficie en forma muy diluida y con gran variabilidad temporal. Pero, por otro lado, es una fuente de energía sin costo a priori. El desafío para la ingeniería es concentrarla, almacenarla y aprovecharla eficientemente a menor costo que otras fuentes de energía. Dado que los precios de los combustibles fósiles, la biomasa y la energía basada en sustancias fisionables tienen a nivel mundial una tendencia al alza en el largo y mediano plazo, la energía solar, junto a la eólica, están llamadas a tener un rol de importancia creciente en los próximos años.

Por otra parte, para diversos aspectos de la planificación agropecuaria y productiva también es muy importante contar con un conocimiento detallado de la radiación solar incidente en superficie. El objeto de estas notas es proporcionar una introducción al problema de como medir, evaluar y eventualmente predecir la intensidad y la variabilidad espacial y temporal de la radiación solar incidente en superficie.

Como se mencionó antes, la atmósfera refleja y absorbe parte de la radiación incidente, de modo que una parte de la que finalmente llega al nivel del suelo lo hace en forma de radiación difusa, luego de la interacción con diferentes componentes de la atmósfera. Separamos entonces la radiación global incidente en dos partes: directa y difusa, y esta última proviene de todas partes del cielo y superficies circundantes. La radiación directa es de especial interés para sistemas con concentración. En condiciones de cielo claro, en torno al 85% de la radiación solar es directa. En estas notas discutiremos métodos para estimar las porciones directa y difusa del recurso solar tanto sobre una superficie horizontal como sobre un plano inclinado. Nos referiremos por *irradiancia solar* a la potencia hemisférica² de origen solar por unidad de área (W/m^2) incidente sobre una superficie con cierta orientación. La integral en el tiempo de esta cantidad se denomina *irradiación solar* y representa la cantidad de energía incidente por unidad de superficie (en kJ/m^2 o MJ/m^2) en el período indicado.

²Es decir, que proviene del hemisferio de ángulo sólido 2π centrado en el observador.

1.1. Radiación solar fuera de la atmósfera

La irradiancia media incidente sobre una superficie normal a la dirección Tierra-Sol ubicada en el exterior de la atmósfera a una distancia igual a la distancia media tierra-sol es aproximadamente constante y se conoce como la *Constante Solar*, G_{sc} . Su valor se determina experimentalmente, a partir de medidas satelitales de *irradiancia espectral* en el exterior de la atmósfera, integrando en todas las longitudes de onda relevantes. Esta magnitud presenta variaciones en torno a 0.1% debido a cambios en la actividad solar (manchas o tormentas solares) en ciclos característicos de 11 años. Se adopta un valor convencional cercano al valor medio en varios ciclos. La Fig. 1.1 muestra varias series de este tipo de medidas. En estas notas adoptaremos el

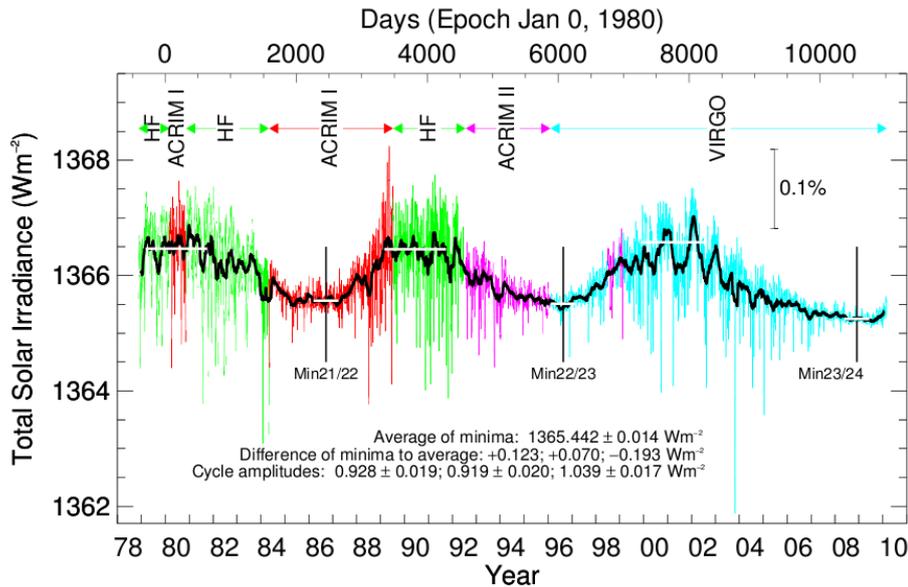


Figura 1.1: Medidas de irradiancia solar en incidencia normal en el exterior de la atmósfera desde 1978 a 2010. Las medidas son de diversos satélites. Los colores indican diferentes series de medidas.

valor

$$G_s = 1367 \text{ W/m}^2 \quad (1.1)$$

recomendado por el World Radiation Center³ y usado además por la Ref. [DB06]. Se pueden encontrar en la literatura otros valores ligeramente diferentes.

³<http://www.pmodwrc.ch/pmod.php?topic=tsi/composite/SolarConstant>

Variación estacional

La irradiancia en incidencia normal⁴ fuera de la atmósfera presenta una variación estacional de aproximadamente $\pm 3\%$ en torno al valor G_s debida a la excentricidad de la órbita terrestre. Para estimar el impacto de este efecto, analizamos el movimiento orbital en detalle.

La Tierra describe una órbita elíptica con el sol en un foco, como se muestra en la Fig. 1.2. La excentricidad ϵ de la órbita tiene el valor aproximadamente constante⁵ $\epsilon = 0,0167$, el cual determina la variación estacional de la distancia Tierra-Sol.

En términos de los parámetros de una elipse de semiejes a y b (con $a > b$) y distancia focal $c = \sqrt{a^2 - b^2}$, la excentricidad es $\epsilon \equiv c/a = \sqrt{1 - (b/a)^2}$. En la Fig. 1.2 suponemos que el Sol se ubica en el foco F y el punto P representa la posición de la Tierra. La distancia Tierra-Sol \overline{FP} define r y el movimiento de P en sentido antihorario define el ángulo φ , a partir del eje Ox . La trayectoria, $r(\varphi)$, se describe en coordenadas polares como

$$r(\varphi) = \frac{a(1 - \epsilon^2)}{1 - \epsilon \cos \varphi}. \quad (1.2)$$

El valor medio de r (1 Unidad Astronómica o U.A. por definición⁶), es igual al semieje menor,

$$r_0 = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} r(\varphi) d\varphi = b \equiv 1 \text{ U.A.} \quad (1.3)$$

Es decir que la distancia media Tierra-Sol se da en los equinoccios, cuando $r = r_0 = b$. Por tanto, con $a = r_0/\sqrt{1 - \epsilon^2} \simeq 1,0001$ U.A., la distancia mínima (perihelio) Tierra-Sol es $r(0) = a - c = a(1 - \epsilon) \simeq 0,983$ U.A. y la distancia máxima (afelio) es $r(\pi) = a + c = a(1 + \epsilon) \simeq 1,017$ U.A.

⁴Es decir, incidente sobre un plano orientado perpendicularmente a la dirección de incidencia.

⁵La excentricidad presenta pequeñas variaciones a escala de miles de años, debido a la interacción gravitatoria con los demás planetas. Esta variabilidad no es relevante para nuestros propósitos.

⁶1 U.A. $\equiv 149\,597\,870\,700$ m $\simeq 1,5 \times 10^{11}$ m es la distancia media Tierra-Sol aceptada por la Unión Astronómica Internacional en 2012.

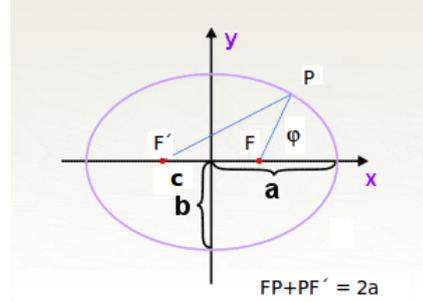


Figura 1.2: Semiejes mayor (a) y menor (b) de la elipse. La distancia del centro a los focos es c .

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	1	32	60	91	121	152	182	213	244	274	305	335
2	2	33	61	92	122	153	183	214	245	275	306	336
3	3	34	62	93	123	154	184	215	246	276	307	337
4	4	35	63	94	124	155	185	216	247	277	308	338
5	5	36	64	95	125	156	186	217	248	278	309	339
6	6	37	65	96	126	157	187	218	249	279	310	340
7	7	38	66	97	127	158	188	219	250	280	311	341
8	8	39	67	98	128	159	189	220	251	281	312	342
9	9	40	68	99	129	160	190	221	252	282	313	343
10	10	41	69	100	130	161	191	222	253	283	314	344
11	11	42	70	101	131	162	192	223	254	284	315	345
12	12	43	71	102	132	163	193	224	255	285	316	346
13	13	44	72	103	133	164	194	225	256	286	317	347
14	14	45	73	104	134	165	195	226	257	287	318	348
15	15	46	74	105	135	166	196	227	258	288	319	349
16	16	47	75	106	136	167	197	228	259	289	320	350
17	17	48	76	107	137	168	198	229	260	290	321	351
18	18	49	77	108	138	169	199	230	261	291	322	352
19	19	50	78	109	139	170	200	231	262	292	323	353
20	20	51	79	110	140	171	201	232	263	293	324	354
21	21	52	80	111	141	172	202	233	264	294	325	355
22	22	53	81	112	142	173	203	234	265	295	326	356
23	23	54	82	113	143	174	204	235	266	296	327	357
24	24	55	83	114	144	175	205	236	267	297	328	358
25	25	56	84	115	145	176	206	237	268	298	329	359
26	26	57	85	116	146	177	207	238	269	299	330	360
27	27	58	86	117	147	178	208	239	270	300	331	361
28	28	59	87	118	148	179	209	240	271	301	332	362
29	29		88	119	149	180	210	241	272	302	333	363
30	30		89	120	150	181	211	242	273	303	334	364
31	31		90		151		212	243		304		365

Cuadro 1.1: Ordinal-día, n , para un año no bisiesto. La fila superior indica el mes, la columna izquierda el día. Por ejemplo, el 5 de abril corresponde a $n = 95$.

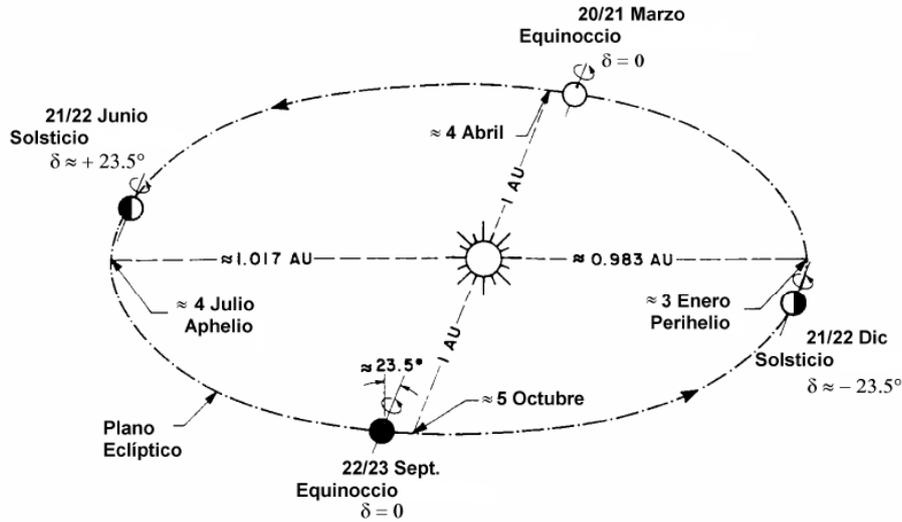


Figura 1.3: Esquema orbital de la tierra, mostrando los solsticios (Perihelio y Aphelio) y los Equinoccios. Las distancias extremas Tierra-Sol se calculan en el texto.

A partir de estas consideraciones podemos calcular la irradiancia media, G_0 , en incidencia normal en el exterior de la atmósfera en cualquier punto de la órbita. Si el sol emite una potencia total P_s , la irradiancia en incidencia normal que llega a la Tierra es $P_s/4\pi r^2$. Cuando la Tierra pasa por un equinoccio, donde la distancia Tierra-Sol es r_0 , la irradiancia en incidencia normal es la constante solar $G_s = P_s/4\pi r_0^2$. Usando la ec. (1.2)

$$G_0 = G_s \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 = G_s \frac{(1 + \epsilon \cos \varphi)^2}{1 - \epsilon^2} \simeq G_s (1 + 2\epsilon \cos \varphi). \quad (1.4)$$

La primer expresión es exacta pero al ser la excentricidad pequeña, la expresión aproximada introduce un error despreciable $O(\epsilon^2)$ para aplicaciones de ingeniería.

El ángulo φ aumenta continuamente, pero a efectos de aplicaciones para energía solar es suficiente considerar variaciones diarias, a una tasa de $2\pi/365$ día⁻¹. Por lo tanto, lo expresamos como $\varphi = 2\pi n/365$, donde $n = 1, 2, \dots, 365$ es el ordinal-día⁷. Finalmente, se obtiene la expresión⁸ para la

⁷El ordinal-día toma como inicio, $n = 1$, el primero de Enero del año en curso y no considera años bisiestos, de modo que n toma valores entre 1 y 365.

⁸Los argumentos de las funciones angulares están en radianes, a menos que se indique lo contrario.

irradiancia media extraterrestre en incidencia normal,

$$G_0 = G_s \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 \equiv G_s F_n. \quad (1.5)$$

donde el factor F_n es, aproximadamente

$$F_n \equiv \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 \simeq 1 + 0,033 \cos\left(\frac{2\pi n}{365}\right). \quad (1.6)$$

Esta expresión es adecuada para la mayoría de las situaciones. El Cuadro 1.1 permite determinar fácilmente el ordinal-día para cualquier día de un año no bisiesto⁹. Se han ajustado expresiones a los datos del Almanaque Náutico¹⁰ que son bastante más precisas y pueden utilizarse fácilmente al automatizar los cálculos. Una de ellas, obtenida por Spencer [Spe71], es

$$F_n = \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 = 1,000110 + 0,034221 \cos(\Gamma) + 0,001280 \sin(\Gamma) \\ + 0,000719 \cos(2\Gamma) + 0,000077 \sin(2\Gamma) \quad (1.7)$$

donde $\Gamma \equiv 2\pi(n-1)/365$. Según Iqbal [Iqb83], esta expresión tiene asociado un error máximo de 0,0001, en tanto que la usada en la ec. (1.5), como vimos, presenta un error 3 veces mayor, de orden $\epsilon^2 \simeq 0,0003$.

De la Ec (1.6) se desprende que las variaciones estacionales en la irradiancia debidas a la variación de la distancia Tierra-Sol son, a lo sumo, de 3.3 % con respecto a G_s . La distancia Tierra-Sol es menor (y la irradiancia mayor) durante el *Perihelio* en el verano del Hemisferio Sur ($n \approx 0$ o $n \approx 365$), por lo que este efecto tiende a reforzar levemente los cambios estacionales en el Hemisferio Sur (H.S.) y a atenuar los del Hemisferio Norte (H.N.) En otras palabras, el verano en el H.S. coincide con el Perihelio y el invierno con el Afelio, cuando la Tierra esta mas alejada del Sol, como se muestra en la Fig. 1.3.

⁹En un año bisiesto, se puede sumar 1 a los días posteriores al 28 de febrero y usar 366 en el denominador.

¹⁰Ver por ejemplo <http://aa.usno.navy.mil/publications/docs/na.php>.

1.2. Movimiento aparente del sol

La variación estacional de la irradiancia solar se debe al hecho de que el eje de rotación de la tierra (eje polar) no es normal al plano orbital (denominado plano de la eclíptica en Astronomía). La normal al plano orbital de la tierra define una dirección especial, con respecto a la cual el eje polar forma un ángulo de aproximadamente $23,5^\circ$. Este ángulo varía lentamente en escala de decenas de miles de años y puede considerarse constante en la escala de tiempo de interés para nuestros propósitos. La Fig. 1.4 muestra la trayectoria aparente del Sol en la esfera celeste.

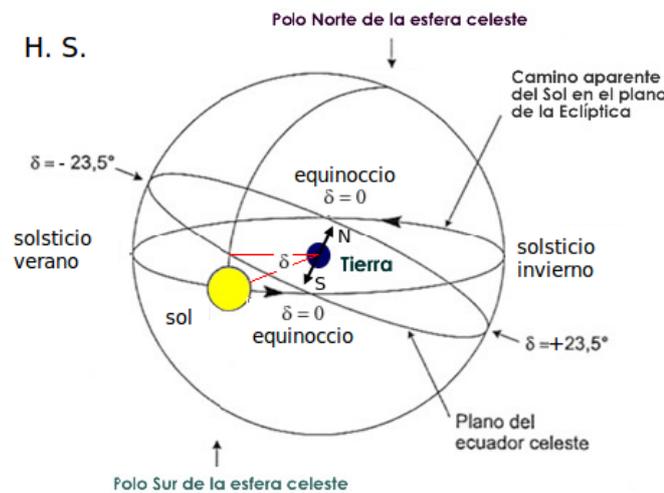


Figura 1.4: Esfera celeste mostrando el movimiento aparente del Sol. La línea Tierra-Sol forma un ángulo $\delta \in [-23,45^\circ, 23,45^\circ]$ (la declinación) con el plano ecuatorial de la Tierra. Referido al Hemisferio Sur (H.S.), $\delta = +23,45^\circ$ en el solsticio de invierno y $\delta = -23,45^\circ$ en el solsticio de verano. En los equinoccios, la línea Tierra-Sol esta en el plano orbital y $\delta = 0$.

1.2.1. Declinación Solar

El ángulo que forma la línea Tierra-Sol con el plano ecuatorial de la Tierra cambia a medida que la tierra recorre su órbita. Este ángulo es la declinación¹¹ solar δ . Es nulo en los equinoccios y alcanza un máximo de aproximadamente $\pm 23,5^\circ$ en los solsticios. Si bien δ varía en forma instantánea, en

¹¹En Astronomía se define la declinación de cualquier objeto celeste como el ángulo que subtiende por encima ($\delta > 0$) o por debajo ($\delta < 0$) del ecuador celeste.

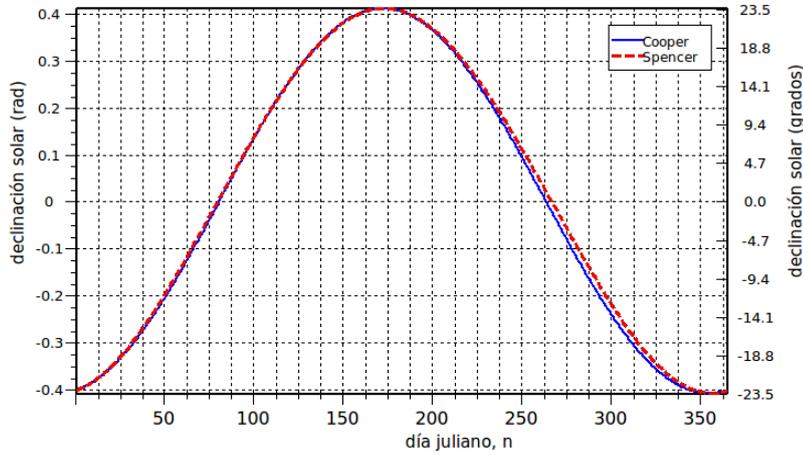


Figura 1.5: Panel superior: declinación solar δ calculada a partir de la expresión simplificada de Cooper, ec. (1.8) (roja, a trazos) comparada con la expresión más precisa de Spencer, ec. (1.9) (azul, llena).

un día el cambio es menor a $0,5^\circ$ (la mayor tasa de cambio tiene lugar en los equinoccios). De modo que se puede asumir que δ permanece constante durante períodos de 24 horas y depende solamente del ordinal-día, n . Bajo este supuesto, la declinación solar se puede estimar a partir de una expresión sencilla debida a Cooper [Coo69]

$$\delta = \delta_0 \sin \left[2\pi \left(\frac{284 + n}{365} \right) \right] \quad (1.8)$$

donde $\delta_0 = 23,45^\circ \simeq 0,409$ rad. El error asociado al uso de esta aproximación es inferior a $1,6^\circ$ o $0,028$ rad, por lo cual es una expresión adecuada para cálculos rápidos. Existen expresiones más precisas para la declinación solar, como la de Spencer [Spe71]

$$\delta = 0,006918 - 0,399912 \cos(\Gamma) + 0,070257 \sin(\Gamma) - 0,006758 \cos(2\Gamma) + 0,000907 \sin(2\Gamma) - 0,002697 \cos(3\Gamma) + 0,00148 \sin(3\Gamma), \quad (1.9)$$

donde δ esta en radianes y $\Gamma = 2\pi(n - 1)/365$. De acuerdo a Spencer, esta expresión tiene un error máximo de 6×10^{-4} rad ($3'$ de arco) al compararla con datos del Almanaque Náutico. La Fig. 1.5 muestra la variación diaria de la declinación solar estimada de ambas formas.

mes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
día	17	16	16	15	15	11	17	16	15	15	14	10
n	17	47	75	105	135	162	198	228	258	288	318	344
δ ($^\circ$)	-20,9	-13,0	-2,4	9,4	18,8	23,1	21,2	13,5	2,2	-9,6	-18,9	-23,0

Cuadro 1.2: Día típico para cada mes del año. Se indica el ordinal-día y la declinación en grados. Datos de la Ref. [DB06].

1.2.2. Relaciones angulares

Angulo cenital y ángulo horario

Para describir el movimiento aparente del sol, usamos dos ángulos: el *ángulo zenital*, θ_z , formado por la línea Tierra-Sol con la vertical en el punto del observador y el *ángulo horario*, ω , que indica el desplazamiento angular del sol, de este a oeste, a una tasa de 15 grados/hora (o $\pi/12 \simeq 0,2618$ rad/h) debida a la rotación de la Tierra. Por convención, se considera el ángulo horario nulo en el mediodía solar, negativo en la mañana y positivo por la tarde. Este ángulo se define sobre el plano del ecuador, como el ángulo entre los meridianos del Sol y del observador. En la Fig. 1.6, se indican ambos ángulos referidos a un observador O ubicado en el hemisferio norte. También se indican la latitud ϕ y la declinación solar δ .

Los versores \hat{n}_O y \hat{n}_S refieren a la posición del observador (O) y del Sol (S), respectivamente, y el ángulo entre ellos es θ_z por definición. Su producto escalar, $\hat{n}_O \cdot \hat{n}_S = \cos \theta_z$, nos permite relacionar este ángulo con la latitud del observador, ϕ , y con la declinación δ . De la Fig. 1.6 surge que estos versores se pueden expresar¹² en coordenadas cartesianas como

$$\begin{aligned}\hat{n}_O &= \hat{z} \sin \phi + \hat{x} \cos \phi \\ \hat{n}_S &= \hat{z} \sin \delta + \cos \delta (\hat{x} \cos \omega + \hat{y} \sin \omega).\end{aligned}$$

De estas expresiones, resulta la relación

$$\boxed{\cos \theta_z = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega.} \quad (1.10)$$

Esta expresión es de gran utilidad para el cálculo de la irradiancia solar sobre una superficie horizontal.

A la salida o puesta del Sol¹³, $\theta_z = \pm\pi/2$ y $\cos \theta_z = 0$, por lo que, usando la ec. (1.10), el ángulo horario a la salida ($\omega = -\omega_s$) o puesta ($\omega = \omega_s$) del

¹²Por simplicidad suponemos que el meridiano del observador contiene al eje \hat{x} .

¹³Para un terreno plano con horizonte despejado y sin tener en cuenta los efectos de la refracción atmosférica.

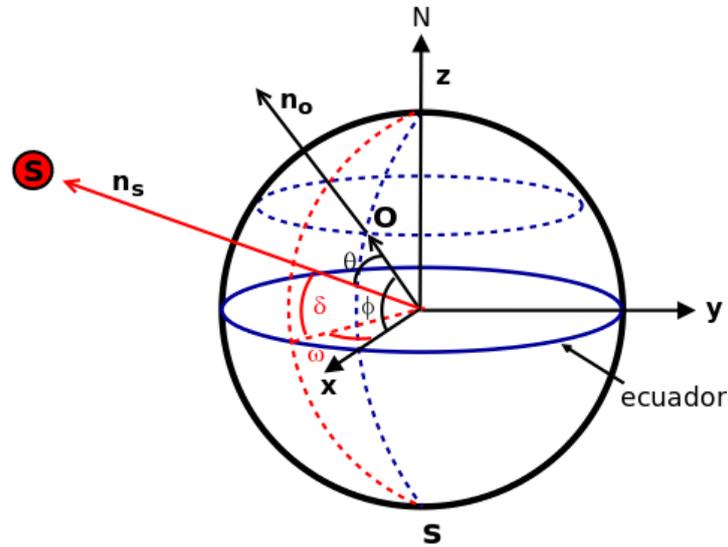


Figura 1.6: Relaciones entre los ángulos que describen el movimiento aparente del Sol. Los versores \hat{n}_0 y \hat{n}_S apuntan en las direcciones del observador (O) y del Sol (S) respectivamente, en relación a un sistema de coordenadas cuyo eje z coincide con el eje de rotación de la Tierra y cuyo eje x está en el meridiano del observador.

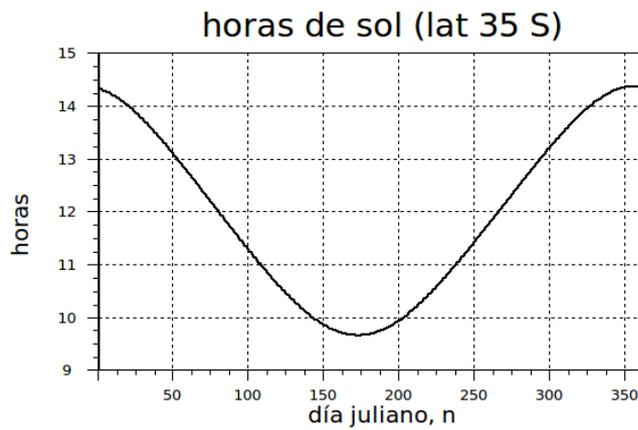


Figura 1.7: Horas de sol diarias vs. ordinal-día, calculadas a partir de la ec. (1.12) para una latitud $\phi = -35^\circ$, similar a la de Montevideo.

Sol , cumple la condición

$$\boxed{\cos \omega_s = -\tan \phi \tan \delta.} \quad (1.11)$$

El ángulo horario ω varía por lo tanto entre $[-\omega_s, \omega_s]$ a una tasa constante de $\pi/12$ rad/h, lo cual permite obtener el número máximo de horas de sol (en ausencia de nubosidad) para un día y latitud dados. En efecto,

$$N_0(\phi, n) = \frac{12}{\pi} \times 2\omega_s = \frac{24}{\pi} \arccos(-\tan \phi \tan \delta), \quad (1.12)$$

donde el ángulo horario ω esta expresado en radianes.

En los equinoccios $\delta = 0, \omega_s = \pi/2$ y $N_0 = 12$ horas exactamente para cualquier latitud. Es decir que, como su nombre lo indica, la duración del día (y de la noche) es de 12 horas exactamente. En el ecuador ($\phi = 0$) la duración del día es siempre de 12 horas y no hay estaciones. A modo de ejemplo, esta expresión se evalúa en la Fig. 1.7 para una latitud $\phi = -35^\circ$ (35 grados Sur) similar a la de Montevideo. El solsticio de verano corresponde al día más largo y el de invierno al día más corto.

Altura y azimut solar

Existen dos ángulos adicionales que son de interés para describir el desplazamiento aparente del Sol. El primero es la *altitud solar*, α_s , que es el ángulo que forma la línea Tierra-Sol con el plano horizontal, y es por tanto el complemento del ángulo cenital, $\theta_z + \alpha_s = \pi/2$. El ángulo α_s puede calcularse a partir de la ec. (1.10),

$$\sin \alpha_s = \cos \theta_z. \quad (1.13)$$

El segundo ángulo es el *azimut solar*, γ_s , que describe el desplazamiento angular de la proyección de la línea Tierra-Sol sobre el plano horizontal del observador. Referiremos γ_s a la dirección Norte, es decir $\gamma_s = 0$ a mediodía

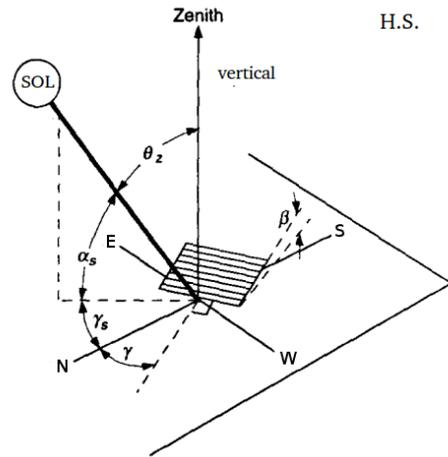


Figura 1.8: Ángulos para describir el movimiento aparente del Sol. En el ejemplo, $\gamma_s < 0$. Los ángulos γ y β describen la orientación de la superficie y se utilizan más adelante. Adaptada de la Ref. [DB06].

solar, cuando la proyección de la línea Tierra-Sol sobre el plano horizontal del observador indica la dirección Norte¹⁴. Por convención, el ángulo aumenta a medida que el Sol se desplaza de Este a Oeste. Es decir que $\gamma_s < 0$ antes del mediodía solar y $\gamma_s > 0$ después del mediodía solar.

Para expresar el azimut solar en términos de ubicación, fecha y hora locales es necesario considerar un sistema de coordenadas local y expresarlo en Coordenadas Ecuatoriales, como se muestra en la Fig. 1.9. El sistema local esta conformado por los versores $\hat{u}_r, \hat{u}_\phi, \hat{u}_\varphi$. El versor \hat{u}_r es la vertical del observador. El versor \hat{u}_ϕ esta asociado a la latitud y se orienta en dirección Norte. El versor \hat{u}_φ esta asociado a la longitud y se orienta al Este. Estos versores se pueden expresar en relación a un sistema fijo al eje de rotación de la Tierra (sistema ecuatorial), que orientamos de modo que los versores (\hat{e}_z, \hat{e}_x) definen el meridiano solar.

Esta elección nos permite expresar la dirección Tierra-Sol, \hat{n}_S , únicamente en términos de la declinación solar,

$$\hat{n}_S = \hat{e}_x \cos \delta + \hat{e}_z \sin \delta. \quad (1.14)$$

Los versores del sistema local se expresan en el sistema ecuatorial (vea la Fig. 1.9) usando la latitud y el ángulo horario, ω , definido por los meridianos del observador y del Sol,

$$\begin{aligned} \hat{u}_r &= \cos \phi (\hat{e}_x \cos \omega + \hat{e}_y \sin \omega) + \hat{e}_z \sin \phi \\ \hat{u}_\phi &= -\sin \phi (\hat{e}_x \cos \omega + \hat{e}_y \sin \omega) + \hat{e}_z \cos \phi \\ \hat{u}_\varphi &= -\hat{e}_x \sin \omega + \hat{e}_y \cos \omega. \end{aligned} \quad (1.15)$$

Por otra parte, la dirección Tierra-Sol, \hat{n}_s , puede expresarse en el sistema local usando los ángulos α_s y γ_s como

$$\hat{n}_s = \cos \alpha_s (\hat{u}_\phi \cos \gamma_s - \hat{u}_\varphi \sin \gamma_s) + \hat{u}_r \sin \alpha_s. \quad (1.16)$$

Podemos evaluar los productos escalares,

$$\begin{aligned} \hat{n}_s \cdot \hat{u}_\phi &= \cos \alpha_s \cos \gamma_s = \sin \delta \cos \phi - \cos \delta \sin \phi \cos \omega \\ \hat{n}_s \cdot \hat{u}_\varphi &= \cos \alpha_s \sin \gamma_s = \cos \delta \sin \omega \end{aligned}$$

¹⁴En la mayoría de los textos, pensados para el Hemisferio Norte, se refiere este ángulo a la dirección Sur. Si indicamos el azimut solar referido a la dirección Sur como γ'_s , tiene el mismo signo que γ_s y ambos ángulos son suplementarios, $\gamma_s + \gamma'_s = \pm\pi$. Por tanto se cumple $\sin \gamma_s = \sin \gamma'_s$ y $\cos \gamma_s = -\cos \gamma'_s$. Esto permite “traducir” fácilmente expresiones con el azimut solar referido al H.N. en sus equivalentes con azimut referido al H.S. o viceversa.

n	fecha	
355	21 diciembre	solsticio verano
80	21 marzo	equinoccio otoño
172	21 de junio	solsticio de invierno
264	21 setiembre	equinoccio primavera

Cuadro 1.3: ordinal-día para los solsticios y equinoccios. Las estaciones se refieren al hemisferio sur (H.S.).

la ec. (1.18), tomando la precaución de tener el cuadrante adecuado usando continuidad.

Se puede usar software específico para obtener rápidamente estos diagramas. Por ejemplo, la Universidad de Oregon (Solar Radiation Monitoring Laboratory) ofrece un servicio en línea¹⁵ que permite generar Diagramas Solares para cualquier ubicación. Este software fué usado para generar el diagrama mostrado en la Fig. 1.11 para Montevideo. En este tipo de diagramas, se pueden ubicar obstáculos cercanos (edificios, árboles, etc) y evaluar si bloquean la luz solar en determinada época del año, por lo que son herramientas útiles para evaluar el impacto que pueden tener las sombras de objetos vecinos sobre baterías de colectores solares o sensores de radiación. Se requiere para ello determinar los rangos de azimut y altura angular asociados a cada obstáculo.

1.2.4. Tiempo Solar, Tiempo Local y Tiempo Estándar

En general, los registros de datos de irradiancia tienen asociada una etiqueta de tiempo en hora estándar (UTC) u hora legal (es decir, UTC incluyendo horario de verano). Por otro lado, las expresiones angulares que describen el movimiento aparente del Sol, dependen del ángulo horario, que define el Tiempo Solar aparente del observador. La relación entre el Tiempo Solar aparente y el Tiempo estándar involucra correcciones que tienen que ver con la ubicación del observador y con no uniformidades del movimiento orbital de la Tierra. Es importante en la práctica, poder pasar de uno a otro tiempo sin inconvenientes.

Tiempo Solar Aparente

Como se mencionó antes, las relaciones angulares anteriores están referidas al Tiempo Solar a través de su dependencia con ω . Este ángulo varía a

¹⁵<http://solardat.uoregon.edu/SunChartProgram.html>

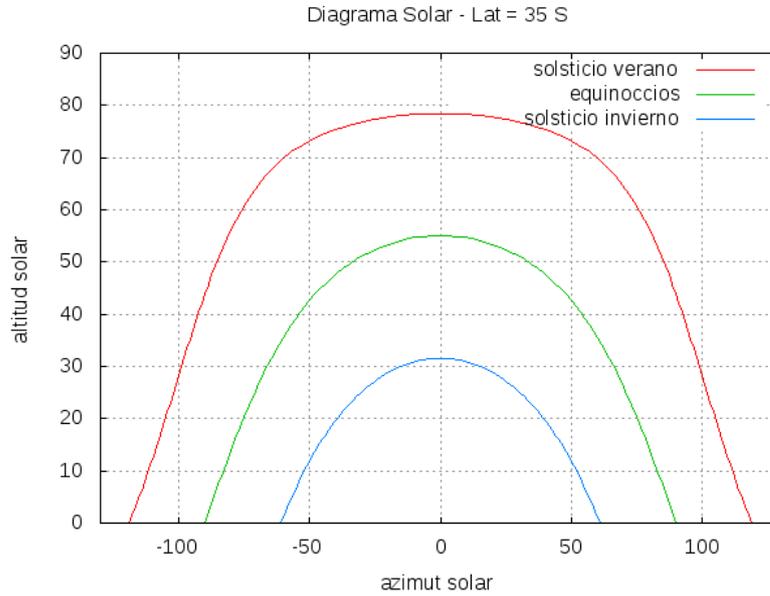


Figura 1.10: Diagrama Solar para latitud $\phi = -35^\circ$ generado a partir de las ecuaciones presentadas en esta sección (ver texto). Los ángulos están en grados.

una tasa fija de $\pi/12$ rad/hora o $15^\circ/\text{h}$, lo cual introduce naturalmente una medida de tiempo asociada al movimiento aparente del Sol. Este tiempo es el *Tiempo Solar aparente* o simplemente *Tiempo Solar*,

$$T_S = 12 \left(1 + \frac{\omega}{\pi} \right) \quad (1.19)$$

donde $\omega \in [-\omega_s, \omega_s]$ está en radianes y T_S en horas. El mediodía solar ($T_S = 12$ h) corresponde al punto de mayor altitud del Sol ($\omega = \gamma_s = 0$) y tiene lugar cuando el Sol cruza el meridiano del observador (vea la Fig. 1.7). Un día solar corresponde al tiempo en el que el Sol completa un ciclo diario, visto por un observador en la Tierra. Por ejemplo, el intervalo de tiempo entre dos amaneceres consecutivos o entre dos pasajes sucesivos por el mismo punto de un reloj de Sol. El tiempo solar aparente es el que mide un reloj de Sol formado por la sombra de una varilla sobre un plano.

El día solar no tiene una duración fija debido a que es afectado principalmente por dos factores:

- (i) la orientación variable del plano de la órbita terrestre en relación al ecuador celeste, con respecto al cual se determina el tiempo estándar.

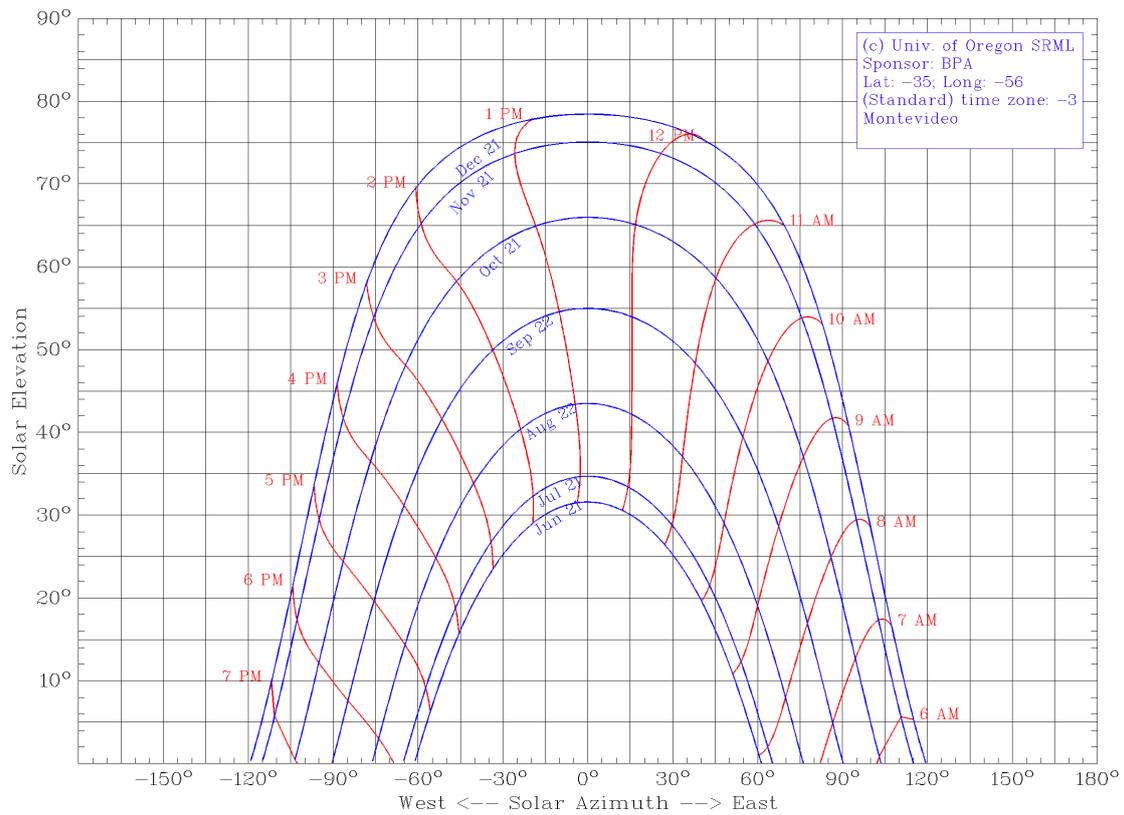


Figura 1.11: Diagrama Solar para Montevideo ($\phi = -35^\circ$, $\varphi = -56^\circ$) generado por el software del SRML de la Universidad de Oregon <http://solardat.uoregon.edu/SunChartProgram.html>. Las horas indicadas corresponden al tiempo estándar UTC-3.

- (ii) la variación de la velocidad orbital de la Tierra debida a la excentricidad de su órbita¹⁶.

Es necesario aplicar una corrección de algunos minutos, para pasar del tiempo solar al tiempo estándar, en el cual el día tiene una duración fija de 24 h.

Tiempo Local

Se define un tiempo solar medio en el cual un día corresponde exactamente a 24 h o 86400 s (el segundo tiene una definición precisa en términos de frecuencias de transición atómicas). Nos referimos a este tiempo como el *tiempo local* del observador, T_0 . La diferencia entre el tiempo solar aparente y el tiempo local esta dada por la *Ecuación del Tiempo*,

$$E \equiv T_S - T_0, \quad (1.20)$$

donde E se expresa en minutos, y esta tabulado para cada ordinal-día del año en Almanques Náuticos. El impacto de cada uno de los factores indicados se muestra, por separado, en la Fig. 1.12 y la ecuación del tiempo se muestra gráficamente en la Fig. 1.13. Para nuestros propósitos, es conveniente usar una parametrización analítica de la misma. Spencer [Spe71] da el siguiente ajuste de Fourier para la Ecuación del Tiempo (en minutos) que depende de la posición de la Tierra en su órbita,

$$E \approx 229.18 \text{ min/rad} \times [0,0000075 + 0,001868 \cos(\Gamma) - 0,032077 \sin(\Gamma) - 0,014615 \cos(2\Gamma) - 0,04089 \sin(2\Gamma)], \quad (1.21)$$

donde la expresión entre paréntesis esta en radianes, $\Gamma = 2\pi(n - 1)/365$ y n es el ordinal-día. De acuerdo a Spencer, el máximo error de esta expresión es de aproximadamente 0,6 min. La dependencia de esta expresión con el ordinal-día se muestra en la Fig. 1.13, donde se observa que la diferencia entre el Tiempo Solar y el Tiempo Local puede superar los 15 minutos cerca de la primavera (H.S).

Tiempo Estándar

Los datos meteorológicos o de irradiancia solar se suelen registrar en términos del Tiempo Estándar, o Tiempo UTC¹⁷. Usaremos aquí el símbolo

¹⁶De acuerdo con la Segunda Ley de Kepler, la Tierra recorre su órbita elíptica describiendo áreas iguales en tiempos iguales. Por lo tanto, la velocidad orbital en el perihelio es mayor que en el afelio, vea la Fig. 1.3.

¹⁷El Tiempo UTC o TUC (Tiempo Universal Coordinado) reemplazó el 1 de diciembre de 1972 al Tiempo GMT (Greenwich Meridian Time).

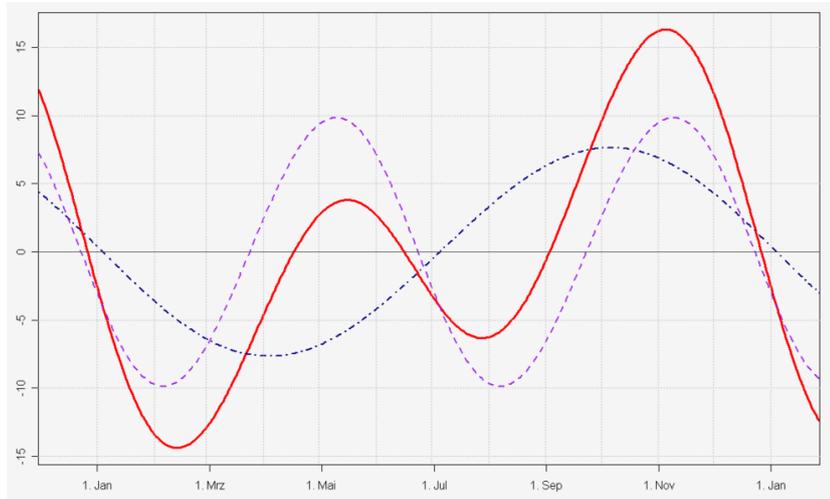


Figura 1.12: Componentes de la Ecuación del Tiempo (curva llena). El eje de las ordenadas está en minutos. La curva a trazos es la corrección debida a la oblicuidad del plano orbital con respecto al ecuador celeste. La curva a trazo y punto es la contribución debida a la excentricidad de la órbita terrestre. La suma de ambas curvas a trazos es la curva llena (en rojo).

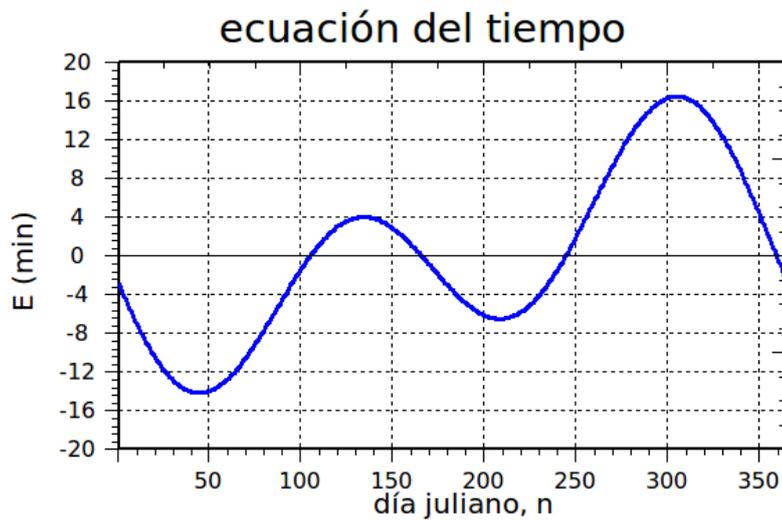


Figura 1.13: Ecuación del tiempo, en minutos, en función del ordinal-día, calculada a partir de la ec. (1.21).

T_{UTC} para el Tiempo Estándar correspondiente al huso horario del observador¹⁸. Este tiempo queda referido al meridiano de Greenwich (UTC 0). Los husos horarios al oeste de Greenwich se numeran $UTC-1$, $UTC-2$, $UTC-3$... y corresponden a los meridianos de Longitud Oeste -15° , -30° , -45° ... Los husos al Este de Greenwich se numeran $UTC+1$, $UTC+2$, $UTC+3$ y corresponden a las mismas longitudes, pero en dirección Este (positivas).

Debido a que la Tierra rota de Oeste a Este, un observador ubicado al Oeste del meridiano UTC que le corresponde, tendrá un Tiempo Local menor que el de su huso horario. Si el observador se ubica al Este del meridiano UTC que le corresponde, tendrá un Tiempo Local mayor que el de su meridiano. En otras palabras, la tasa de rotación de la Tierra implica una corrección de 1 h cada 15 grados de Longitud, por lo tanto la relación entre el Tiempo Local y el Tiempo Estándar es,

$$T_0 = T_{UTC} + \frac{1}{15}(L_0 - L_{UTC}), \quad (1.22)$$

donde los tiempos se expresan en horas y fracción y las longitudes en grados¹⁹. La longitud L_0 es la del meridiano del observador y L_{UTC} la del meridiano de su huso horario.

En la práctica nos interesa vincular el Tiempo Solar, T_S , con el Tiempo Estándar, T_{UTC} , asociado al huso horario del observador. Usando las Ecs. (1.20) y (1.22) se obtiene la siguiente expresión,

$$T_S = T_{UTC} + \frac{L_0 - L_{UTC}}{15} + \frac{E}{60} \quad (1.23)$$

donde las longitudes entre $[-180^\circ, 180^\circ]$ se expresan en grados con la convención de signos usual, la ecuación del tiempo E en minutos y los tiempos en hora y fracción. Finalmente, podemos usar la ec. (1.19) para expresar el tiempo estándar en términos del ángulo horario ω ,

$$\boxed{T_{UTC} = 12 \left(1 + \frac{\omega}{\pi}\right) - \frac{L_0 - L_{UTC}}{15} - \frac{E}{60}} \quad (1.24)$$

donde ω esta en radianes y E en minutos. La relación entre T_S y T_{UTC} se clarifica a través del siguiente ejemplo.

¹⁸Sin considerar el Horario de Verano, en el que se suma una hora al Tiempo UTC en los meses de verano para ahorrar energía. Si se considera esta alteración hablamos de Tiempo u Hora Legal.

¹⁹Usando la convención de signos usual: Longitud Oeste, grados negativos y Longitud Este grados positivos. Observe que la expresión dada en [DB06] usa una convención diferente.

Ejemplo 1

¿A que hora (Tiempo Estándar UTC-3) tiene lugar el mediodía solar el 30 de junio en la ciudad de Montevideo?

Usamos una longitud $L_0 = -56,2^\circ$ y Montevideo está en el meridiano $UTC - 3$ con $L_{UTC} = -45^\circ$. La corrección por longitud es de

$$(L_0 - L_{UTC})/15 \simeq -0.75 \text{ h} = -45 \text{ min.}$$

El 30 de junio corresponde al ordinal-día $n = 181$ (Cuadro 1.1) y la Fig. 1.13 indica en este caso $E \simeq -4 \text{ min.}$ De la ec. (1.24), con $\omega = 0$ (mediodía solar) resulta,

$$T_{UTC} = 12 - \frac{L_0 - L_{UTC}}{15} + \frac{4}{60} = 12 + 0,75 + 0,0667 \simeq 12.8167 \text{ h} \simeq 12 : 49$$

Este resultado es consistente con la Fig. 1.11.

1.3. Irradiancia extraterrestre

La ec. (1.5) da una expresión para la irradiancia solar fuera de la atmósfera, G_0 , sobre un plano orientado en forma normal a la dirección de incidencia (es decir, irradiancia en incidencia normal). Para obtener la irradiancia extraterrestre sobre un plano horizontal basta multiplicar por el coseno del ángulo cenital²⁰,

$$\boxed{G_{0h} = G_0 \cos \theta_z = G_s F_n \cos \theta_z} \quad (1.25)$$

donde $G_s = 1367 \text{ W/m}^2$ es la Constante Solar y F_n la corrección orbital dada por la ec. (1.6). El factor $\cos \theta_z$ en la ec. (1.25) corresponde al producto escalar entre la dirección Tierra-Sol y la vertical del observador, como se muestra en la Fig. 1.6. Usamos la notación G_{0h} para indicar irradiancia extraterrestre sobre plano horizontal. Observe que si bien G_s es constante y G_0 depende solo débilmente de la posición de la Tierra en su órbita, la proyección sobre plano horizontal, G_{0h} , depende fuertemente de la ubicación del observador así como de la hora local y día del año a través de $\cos \theta_z$, de acuerdo al detalle de la Sección 1.2.2.

Irradiación solar extraterrestre

Podemos integrar esta expresión en determinado intervalo de tiempo para obtener la irradiación solar (energía por unidad de área) incidente en dicho intervalo sobre un plano horizontal (P.H.) ubicado fuera de la atmósfera. Por ejemplo, la irradiación solar diaria incidente sobre un P.H. fuera de la atmósfera en un día y latitud determinadas, H_{0h} , se obtiene por integración de la ec. (1.25),

$$\begin{aligned} H_{0h} &= \int_{-t_s}^{t_s} G_{0h} dt = G_s F_n \frac{12 \text{ h}}{\pi} \int_{-\omega_s}^{\omega_s} \cos \theta_z d\omega \\ &= \frac{24}{\pi} I_{cs} F_n (\cos \delta \cos \phi \sin \omega_s + \omega_s \sin \delta \sin \phi) \end{aligned} \quad (1.26)$$

donde ω_s está dada en radianes por la ec. (1.11), y se usó que $d\omega/dt = \pi/12$ rad/hora. Se ha usado además la integral horaria de la Constante Solar,

$$\boxed{I_s \equiv 3600 \text{ s} \times G_s = 4.921 \text{ MJ/m}^2 \approx 3.2 \text{ kWh/m}^2} \quad (1.27)$$

es la integral horaria de la Constante Solar. Si la superficie se orienta en forma normal a la dirección Tierra-Sol, la energía recibida puede ser mucho mayor que sobre PH.

²⁰El flujo de radiación que atraviesa un plano orientado, es la irradiancia en incidencia normal modulada por el coseno del ángulo que forma la dirección de incidencia con la normal (entrante) al plano considerado.

Para calcular la irradiación diaria en incidencia normal, H_{0n} , basta realizar la integración de la ec. (1.25) sin el factor $\cos \theta_z$, lo cual resulta en,

$$H_{0n} = \frac{24}{\pi} I_s F_n \omega_s \approx 37.6 \text{ MJ/m}^2 \times F_n \omega_s, \quad (1.28)$$

donde ω_s esta en radianes. Tomando $\pi/2$ como un valor típico para ω_s , la cantidad $12I_s \approx 60 \text{ MJ/m}^2$ da una idea aproximada de la energía solar que incide diariamente en 1 m^2 fuera de la atmósfera. En un mes, en un solo m^2 , se reciben del Sol más de 500 kWh, lo que es casi el doble del consumo mensual promedio de electricidad de un hogar en el Uruguay²¹. Evidentemente, debido a los efectos de la absorción y reflexión en la atmósfera, al suelo llegará una fracción de esta cantidad y la eficiencia del proceso de captación y conversión en energía (térmica o eléctrica) reduce la energía utilizable aún más. Aún así, es un potencial importante.

Mencionamos en este punto que existe una forma rápida de obtener un estimativo del valor promedio mensual de la irradiación diaria extraterrestre sobre un P.H. para un mes dado, \bar{H}_{0h} , propuesta por Klein [Kle77]. Para el mes dado, se elige el día (o sea, el valor de n) de modo que la irradiación diaria extraterrestre sobre P.H. para ese día particular, \hat{n} , sea la más próxima al valor medio mensual. Los valores de \hat{n} y δ para estos días típicos son útiles para tener estimativos rápidos de la máxima irradiancia extraterrestre diaria promedio sobre P.H. utilizando la ec. (1.26) y se dan en el Cuadro 1.2 (valores de la Ref. [DB06]).

Podemos integrar la ec. (1.25) sobre cualquier período de tiempo, entre dos ángulos horarios cualesquiera ω_1, ω_2 ($\omega_1 < \omega_2$), de modo que

$$\begin{aligned} I_{0h}(\omega_1, \omega_2) &= \int_{-t_1}^{t_2} G_{0,h} dt = G_s F_n \frac{12 \text{ h}}{\pi} \int_{\omega_1}^{\omega_2} \cos \theta_z d\omega \\ &= \frac{12}{\pi} I_{cs} F_n [(\sin \omega_2 - \sin \omega_1) \cos \delta \cos \phi + (\omega_2 - \omega_1) \sin \delta \sin \phi] \end{aligned} \quad (1.29)$$

para obtener la irradiación extraterrestre incidente sobre plano horizontal, $I_{0h}(\omega_1, \omega_2)$, en ese período de tiempo. La correspondiente irradiación extraterrestre en incidencia normal es simplemente

$$I_{0n}(\omega_1, \omega_2) = \frac{12}{\pi} I_{cs} F_n (\omega_2 - \omega_1). \quad (1.30)$$

Si aplicamos la ec. (1.29) al cálculo de la irradiación horaria extraterrestre sobre plano horizontal, se puede reducir a una forma más simple. En efecto,

²¹Fuente: La Diaria, suplemento de Energía, No. 32, 29.06.2010.

si integramos en la hora centrada en ω , los límites son $\omega_1 = \omega - \pi/24$ y $\omega_2 = \omega + \pi/24$ y la ec. (1.29) se reduce a

$$\boxed{I_{0h}(\omega) \simeq I_{cs} F_n (\cos \omega \cos \delta \cos \phi + \sin \delta \sin \phi)}, \quad (1.31)$$

donde hemos aproximado $\sin(\pi/24) \approx \pi/24$, lo cual introduce un error despreciable (de orden 10^{-3}). Si calculamos la irradiación horaria en incidencia normal, usando $\omega_2 - \omega_1 = \pi/12$ en la ec. (1.30) obtenemos $I_{0n} = I_{cs} F_n$, como era de esperar. Esta cantidad solo tiene una dependencia débil con la posición orbital de la Tierra y representa una cota superior para la irradiación horaria en superficie.

A continuación consideramos el efecto de la atmósfera sobre la radiación solar incidente. Estos efectos son espectralmente selectivos, por lo que deberemos considerar la distribución espectral de la energía solar que llega a la Tierra.

1.4. Efecto de la atmósfera

Hasta el momento, hemos considerado la irradiancia G_{0h} sobre un plano horizontal en el exterior de la atmósfera, y sus cantidades derivadas la irradiación horaria y diaria, sin discriminar en longitud de onda o frecuencia. Estas cantidades son integrales en todo el espectro relevante de longitudes de onda. Sin embargo, la energía del sol llega a nosotros en un amplio rango de longitudes de onda²² y los efectos de la atmósfera son espectralmente selectivos, por lo que es necesario considerar el problema de la interacción de la radiación con la atmósfera en términos de “ventanas”, regiones o bandas espectrales.

1.4.1. Distribución espectral de la radiación solar

La distribución espectral de la radiación solar incidente fuera de la atmósfera determina como es la interacción con la atmósfera y cuanta radiación llega al suelo. Conocer el espectro de la radiación incidente es por lo tanto de gran interés práctico. El Cuadro 1.4 muestra las bandas espectrales relevantes para la radiación solar y sus denominaciones usuales. Usaremos micras ($1 \mu\text{m}=10^{-6}\text{m}$) o nanómetros ($1 \text{nm}=10^{-9}\text{m}$) como unidad conveniente para la longitud de onda.

banda	sigla	longitud de onda (μm)
ultravioleta C	UVC	0.100-0.280
ultravioleta B	UVB	0.280-0.315
ultravioleta A	UVA	0.315-0.400
visible	VIS	0.390-0.770
infrarrojo cercano	NIR	0.770-25
infrarrojo lejano	FIR	25-1000

Cuadro 1.4: Bandas espectrales relevantes para la radiación solar. La radiación entre $0.2 \mu\text{m}$ y $1000 \mu\text{m}$ (infrarrojo lejano) se considera radiación térmica. Bandas según [WMO08].

La mayor parte del espectro solar se encuentra comprendido entre $0.3 \mu\text{m}$ y $3 \mu\text{m}$, como se ve en las Figs. 1.14 y 1.15. Esta es la ventana espectral de un piranómetro (instrumento usado para medir la irradiancia solar). La

²²Es usual referirse a las regiones del espectro electromagnético en términos de longitud de onda, pese a que sería más adecuado usar frecuencia. La longitud de onda y la velocidad de propagación cambian al pasar la radiación de un medio a otro con diferentes propiedades ópticas, en cambio la frecuencia permanece incambiada.

irradiancia espectral hemisférica, G^λ , se define de forma que $G^\lambda d\lambda$ es la irradiancia incidente sobre una superficie (desde cualquier dirección hemisférica) en el intervalo de longitud de onda $[\lambda, \lambda + d\lambda]$. La cantidad G^λ tiene unidades de irradiancia/longitud de onda y $G = \int_0^\infty G^\lambda d\lambda$ es la irradiancia total. Por ejemplo, como ya vimos, la Constante Solar es la irradiancia media que llega al exterior de la atmósfera en incidencia normal cuando la distancia Tierra-Sol es 1 UA. La medida de esta cantidad se realiza integrando contribuciones en varias ventanas espectrales, por lo que no es sencilla de medir, incluso con métodos satelitales modernos.

Espectros de Referencia

La caracterización espectral (o sea, especificar G^λ para las longitudes de onda relevantes) de la radiación solar incidente fuera de la atmósfera se conoce como un Espectro de Referencia. Si se considera la radiación extraterrestre, la integral del espectro es la Constante Solar²³.

Existen al menos dos Espectros de Referencia en uso corriente y ambos se corrigen a medida que mejora la calidad de los datos disponibles. Uno de ellos es generado por el WRC (World Radiation Center) y el otro por la ASTM (American Society for Testing and Materials) a partir de datos de la NASA. Ambos espectros son similares pero sus integrales llevan a valores diferentes de la constante solar. En la Fig. 1.14 se muestra el espectro de referencia E-490 de la ASTM. Observe que aproximadamente la mitad de energía esta en el UV y el visible, con $\lambda < 740$ nm y la otra mitad en el infrarrojo cercano (NIR). Observe que no hay radiación incidente en el FIR ($\lambda > 25\mu\text{m}$). Planillas electrónicas con los valores de irradiancia espectral para ambos estándares están disponibles en línea²⁴ y en la Ref. [DB06] se da en forma tabulada el estándar del WRC.

El Sol como cuerpo negro

El Sol se comporta prácticamente como un radiador ideal (Cuerpo Negro), de modo que su espectro de radiación es muy cercano al de la Ley de Planck para cierta temperatura efectiva. La potencia total emitida por un Cuerpo Negro esta dada por la Ley de Stefan-Boltzmann,

$$P_s = 4\pi R_s^2 \sigma T_s^4 \quad (1.32)$$

²³Como vimos, en este curso usamos $G_s = 1367$ W/m². Para evitar inconsistencias, un espectro de referencia debe ajustarse (usando un factor de escala) al valor de la Constante Solar que se está utilizando.

²⁴<http://rredc.nrel.gov/solar/spectra/am0>

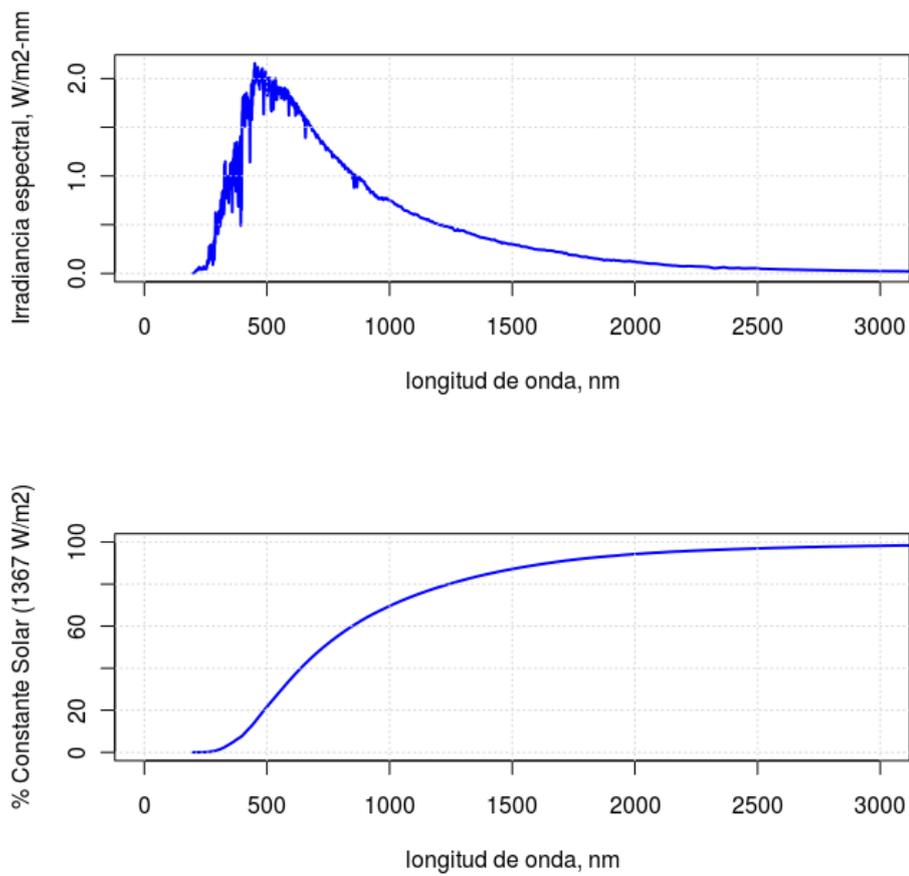


Figura 1.14: Porción del Espectro solar (extraterrestre) de Referencia para incidencia normal ASTM E-490. Se muestran longitudes de onda hasta 3000 nm. Panel superior: irradiancia espectral, G^λ . Panel inferior: Irradiancia acumulada, $F(\lambda) = \int_0^\lambda G^{\lambda'} d\lambda'$ en unidades de la constante solar.

donde R_s es el radio medio del Sol y T_s es la temperatura absoluta efectiva de las regiones superficiales del Sol. Una pequeña fracción de esta energía es interceptada por la Tierra a una distancia media del Sol d_{ts} , por lo tanto la potencia radiante es $P_s = 4\pi d_{ts}^2 G_s$. Para una Constante Solar $G_s = 1367 \text{ W/m}^2$, esto implica²⁵ una temperatura efectiva de cuerpo negro para la superficie del Sol de

$$T_s = \left(\frac{G_s d_{ts}^2}{\sigma R_s^2} \right)^{\frac{1}{4}} \simeq 5800 \text{ K.}$$

Esta temperatura, se considera una estimación razonable de la temperatura de la superficie solar, que es donde se irradia²⁶ la mayor parte de la energía del Sol.

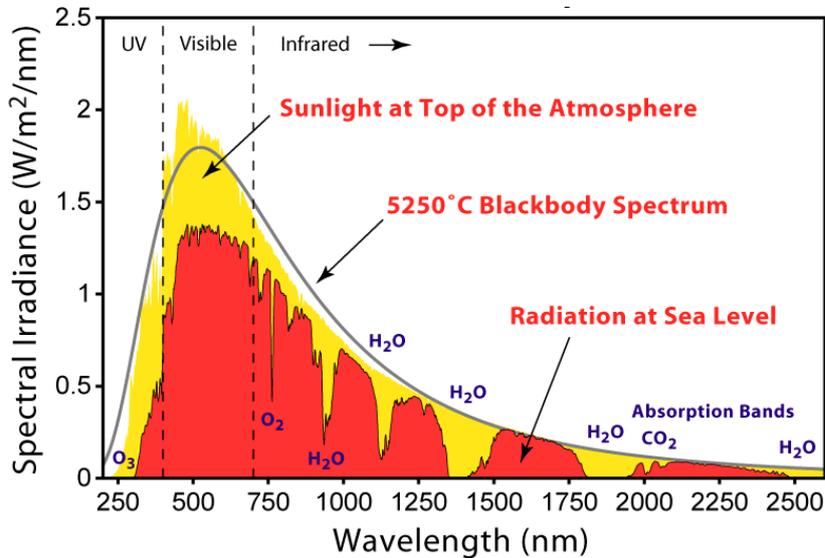


Figura 1.15: En amarillo, la irradiancia en el exterior de la atmósfera. En azul, el espectro de un cuerpo negro (radiador ideal) con una temperatura 5523 K. En rojo, la irradiancia que llega al suelo en un día claro, luego de la acción de la atmósfera. También se indican las bandas de absorción mas relevantes. Figura de <http://en.wikipedia.org/wiki/Sunlight>

La Fig. 1.15 muestra esquemáticamente (en amarillo) la irradiancia incidente fuera de la atmósfera y la compara con el espectro de un Cuerpo Negro a 5523 K. Ya mencionamos que debido a los procesos de absorción y

²⁵Usando $R_s = 6,960 \times 10^8 \text{ m}$, $d_{ts} = 1,4960 \times 10^{11} \text{ m}$ y $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$.

²⁶Pero no donde se produce, ya que la mayor parte de la energía solar es producida por fusión nuclear en el interior del Sol, a temperaturas de millones de Kelvin.

dispersión que tienen lugar en la atmósfera, solo una fracción (aún en ausencia de nubes, menor al 80 %) de la radiación total incidente llega al suelo. La atmósfera actúa selectivamente en cuanto a longitud de onda, como se muestra en la Fig. 1.15, donde destacan varias bandas de absorción de Ozono, vapor de agua y CO_2 . En esta figura, se indica esquemáticamente (en rojo) la irradiancia espectral en incidencia normal a nivel de superficie.

1.4.2. Procesos en la atmósfera

La atmósfera terrestre es una mezcla no homogénea de varios gases y aerosoles (partículas sólidas o gotículas líquidas en suspensión). La irradiancia solar incidente sufre dos tipos de procesos al atravesar la atmósfera:

- **absorción**, principalmente por moléculas de Ozono (O_3), Dióxido de Carbono, Oxígeno molecular (O_2) y agua. La absorción por O_3 tiene lugar en la alta atmósfera y ocurre en las longitudes de onda cortas, especialmente UVB y UVC. La absorción es prácticamente total por debajo de 300 nm. El vapor de agua y el CO_2 absorben en varias regiones del espectro infrarrojo, como se muestra esquemáticamente en la Fig. 1.15.
- **dispersión**, por moléculas del aire, por agua (vapor y gotas líquidas en suspensión) y por aerosoles. La cantidad de irradiancia dispersada depende del largo del camino recorrido en la atmósfera, de la densidad atmosférica y de la relación entre el tamaño de los centros dispersores y la longitud de onda λ de la radiación. Las moléculas individuales son pequeñas y solo dispersan radiación de longitudes de onda corta en un proceso conocido como dispersión de Rayleigh²⁷, en el cual la probabilidad de dispersión es proporcional a λ^{-4} , de modo que actúa preferentemente en longitudes de onda cortas y es poco importante en el infrarrojo, encima de 600 nm. Polvo y agregados de otras partículas, son centros dispersores de mayor tamaño y dispersan de forma más compleja.

Debido a estos procesos, parte de la radiación incidente es absorbida, parte reflejada al espacio y otra parte dispersada y re-emitida en la atmósfera²⁸. La Fig. 1.16 esquematiza los procesos que sufre la radiación solar al atravesar la atmósfera. Una parte de la radiación solar llega al suelo, la radiación

²⁷Como es sabido, el proceso responsable del color azul del cielo claro.

²⁸En el efecto invernadero, gases como el CO_2 o el Metano, absorben la radiación térmica emitida por la Tierra (en el infrarrojo) y luego la re-emiten, evitando que salga al espacio, modificando el balance energético y contribuyendo a recalentar el planeta.

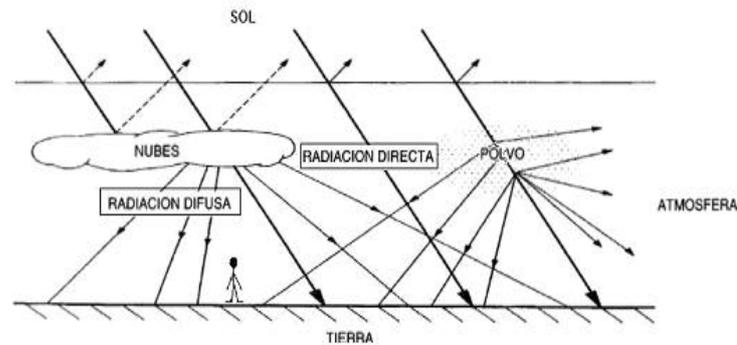


Figura 1.16: Representación esquemática de los procesos de reflexión y dispersión de la radiación incidente en la atmósfera. La componente difusa es no direccional, en tanto la radiación directa mantiene su carácter direccional.

difusa, proveniente de todas las direcciones de la bóveda celeste. La otra parte, radiación directa, que llega al observador en línea recta desde el sol²⁹. Nos referiremos³⁰ a radiación global, difusa o directa, según hablemos de ambas o una de estas componentes. Las medidas más usuales de irradiancia son de radiación global. Para calcular la irradiancia sobre un plano inclinado, es necesario tratar separadamente ambas componentes de la radiación global. Los métodos aproximados para separar ambas componentes son de interés y serán discutidos en la Sección 1.5.

La componente UV de la radiación solar merece un comentario aparte. Cuando la luz solar atraviesa la atmósfera, el Ozono, el vapor de agua, el Oxígeno y el Dióxido de Carbono absorben toda la radiación UVC y aproximadamente el 90 % de la radiación UVB, pero la atmósfera afecta menos a la radiación UVA. En consecuencia, la radiación UV que alcanza la superficie terrestre se compone en su mayor parte de UVA, con una pequeña parte de UVB. En el ser humano, una exposición prolongada a la radiación UV solar (en especial la componente UVB es un mutágeno) puede producir efectos negativos en la salud de la piel, los ojos y el sistema inmunitario. Un pequeño déficit de Ozono en la estratósfera o la altitud del punto de observación son factores que pueden aumentar la componente UVB de la radiación solar que llega al suelo.

²⁹Convencionalmente, se acepta que la radiación directa incluya una pequeña porción (radiación circumsolar) proveniente de direcciones adyacentes al ángulo sólido subtendido por el disco solar.

³⁰Usaremos el subíndice b para radiación directa (beam radiation) y d para la radiación difusa.

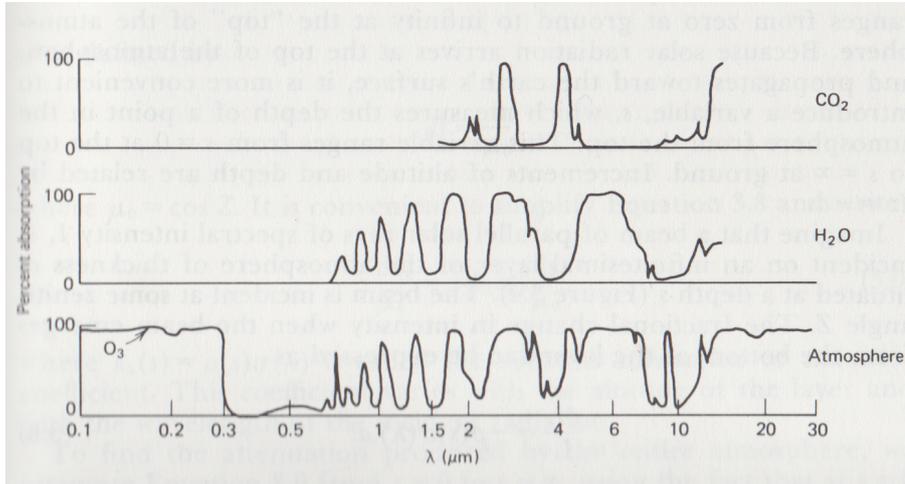


Figura 1.17: Bandas de absorción del agua y del Dióxido de Carbono, en porcentual. La curva inferior muestra las bandas de absorción de la atmósfera clara, en su conjunto. De la Ref. [Wei92]

1.4.3. Modelos de Cielo Claro

El efecto de los procesos de absorción y dispersión sobre la radiación solar puede ser modelado en forma aproximada en el caso de condiciones de cielo claro (CC), es decir sin nubes. La importancia de los modelos CC se debe a dos factores: (i) son la base de muchos modelos físicos de irradiancia que incluyen el efecto de la nubosidad estimada a partir de imágenes satelitales y (ii) un modelo de Cielo Claro bien ajustado puede predecir irradiancia de cielo claro con incerteza menor a 3% y es una herramienta excelente para realizar un control de calidad de series de medidas de irradiancia. En esta Sección discutimos algunos de los modelos de Cielo Claro más simples.

La irradiancia global en P.H. a nivel de superficie es la suma de las componentes directa y difusa,

$$G_h = G_{bh} + G_{dh} = G_{bn} \cos \theta_z + G_{dh}, \quad (1.33)$$

donde G_{bh} es la componente directa sobre P.H., G_{dh} la difusa sobre P.H. y G_{bn} es la irradiancia directa en incidencia normal. Trataremos primero el caso de la radiación directa, que es más simple.

Masa de aire

Cuando un haz direccional incide en la atmósfera en forma oblicua, el recorrido en la atmósfera será más largo que si la atraviesa verticalmente. La

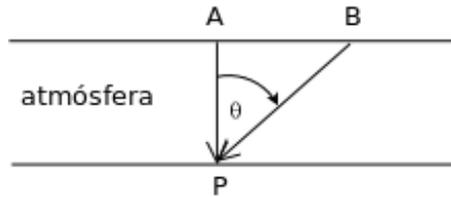


Figura 1.18: Geometría plana simplificada del concepto masa de aire. La definición (1.34) equivale a la razón de caminos $m = \frac{BP}{AP} = \frac{1}{\cos \theta_z}$.

razón entre el recorrido oblicuo y el recorrido vertical (el más corto posible) es $1/\cos \theta_z$, donde θ_z es el ángulo entre el recorrido oblicuo y la vertical, como se muestra en la Fig. 1.18. Es usual introducir el concepto de **masa de aire**, m , definido como

$$m = \frac{1}{\cos \theta_z}. \quad (1.34)$$

La masa de aire para una incidencia vertical ($\theta_z = 0$) es 1. Cuando $\theta_z = 60^\circ$, $m = 2$ y decimos que el haz direccional atravesó dos masas de aire. Un valor característico de masa de aire es $m = 1,5$ correspondiente a un ángulo de incidencia de $\theta_z \simeq 50^\circ$.

Esta definición simple funciona con capas planas, pero presenta una divergencia (no física) en $\theta_z = 90^\circ$. La ec. (1.34) no es adecuada para valores $\theta_z > 70^\circ$, ya que no tiene en cuenta la curvatura terrestre, ni la difracción que tiene lugar a bajas altitudes solares, por lo cual sobrestima m (y subestima la irradiancia). Se han propuesto diversas alternativas a la ec. (1.34), cuando la altitud solar es muy baja. Una de las más utilizadas es la aproximación fenomenológica de Kasten y Young [KY89]

$$m = \frac{\exp(-0,1184 h)}{\cos \theta_z + 0,5057(96,080 - \theta_z)^{1,634}} \quad (1.35)$$

donde h es la altura del observador en km y el ángulo θ_z esta expresado en grados. El concepto de masa de aire es esencial para describir la atenuación de la radiación solar directa al atravesar la atmósfera.

Transmitancia atmosférica para Cielo Claro

De acuerdo a la ley de Lambert–Beer, la atenuación de la radiación que atraviesa cualquier material semi-transparente y homogéneo es proporcional

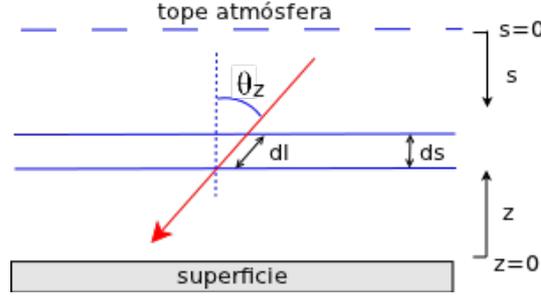


Figura 1.19: Esquema para ilustrar la geometría en el proceso de atenuación de la radiación directa en la atmósfera.

a su intensidad I_λ y a la densidad del material³¹. La geometría del proceso se muestra en la Fig. 1.19. La coordenada z indica la altura medida desde la superficie y crece de 0 a ∞ . Es conveniente utilizar una coordenada s que sea nula al tope de la atmósfera y crezca hacia abajo. Claramente, $dz = -ds$. Suponemos un haz de radiación directa monocromática G^λ que atraviesa una capa de atmósfera de espesor ds donde la densidad es $\rho(s)$. Debido a los procesos de dispersión y absorción el haz sufre una atenuación y al salir, la irradiancia es $G^\lambda + dG^\lambda < G^\lambda$. Si en esta capa se recorre una distancia $d\ell$ la atenuación es,

$$dG^\lambda = -G^\lambda \rho(s) \sigma(\lambda) d\ell = -G^\lambda \rho(s) \sigma(\lambda) m ds \quad (1.36)$$

donde $\sigma(\lambda)$ es una constante de proporcionalidad (con dimensión de m^2/kg) que depende de la longitud de onda de la radiación y se ha usado $d\ell = m ds$ y $m = 1/\cos\theta_z$ es la masa de aire. Podemos integrar esta ecuación para obtener la irradiancia espectral directa en incidencia normal, G_{bn}^λ , a nivel de suelo,

$$\int_{G_0^\lambda}^{G_{bn}^\lambda} \frac{dG^\lambda}{G^\lambda} = \ln \left(\frac{G_{bn}^\lambda}{G_0^\lambda} \right) = -m \int_{s=0}^{\infty} k_\lambda(s) ds \equiv -m \tau_\lambda$$

donde se ha definido el coeficiente de extinción atmosférica $k_\lambda(s) \equiv \rho(s)\sigma(\lambda)$, con unidades de longitud inversa y el espesor óptico espectral (adimensional),

$$\tau_\lambda \equiv \int_{s=0}^{\infty} k_\lambda(s) ds.$$

Este parámetro es una medida de la opacidad de la atmósfera a la longitud de onda considerada. En términos del espesor óptico espectral, la irradiancia

³¹La lógica es simple: la cantidad de interacciones potencialmente dispersivas depende de la densidad de fotones en el haz y de las moléculas en el medio.

espectral directa en incidencia normal a nivel de suelo es,

$$G_{bn}^\lambda = G_0^\lambda e^{-m\tau_\lambda} \quad (1.37)$$

y $T_\lambda \equiv G_{bn}^\lambda / G_0^\lambda = e^{-m\tau_\lambda}$ es la transmitancia espectral de la atmósfera ($T_\lambda < 1$). Este tipo de expresión será también de utilidad para analizar la transmisión de radiación a través de vidrios en colectores.

Finalmente, la irradiancia directa en incidencia normal, G_{bn} , es el resultado de integrar la correspondiente irradiancia espectral en todas las longitudes de onda,

$$G_{bn} = \int_0^\infty G_{bn}^\lambda d\lambda = F_n \int_0^\infty G_s^\lambda e^{-m\tau_\lambda} d\lambda \quad (1.38)$$

donde la irradiancia espectral extraterrestre es $G_0^\lambda = G_s^\lambda F_n$ y G_s^λ representa la porción de la constante solar en el intervalo de longitud de onda $[\lambda, \lambda + d\lambda]$, tomada del espectro solar extraterrestre estándar. El factor orbital F_n está dado por la ec. (1.6).

La integral en la ec. (1.38) es similar a un promedio ponderado de la transmitancia espectral $T_\lambda = e^{-m\tau_\lambda}$, usando el espectro solar extraterrestre, G_s^λ , como factor de ponderación. Evidentemente, para realizar la integral se requiere información detallada del espesor óptico espectral τ_λ . Usualmente, esta no está disponible, por lo que se define un espesor óptico promedio, τ , y la correspondiente transmitancia media T , a través de la relación,

$$T_c = e^{-m\tau} \equiv \frac{\int_0^\infty G_s^\lambda e^{-m\tau_\lambda} d\lambda}{\int_0^\infty G_s^\lambda d\lambda} = \frac{1}{G_s} \int_0^\infty G_s^\lambda e^{-m\tau_\lambda} d\lambda. \quad (1.39)$$

Por tanto, la ec. (1.38) se reduce a

$$G_{bn} = G_s F_n T_c = G_s F_n e^{-m\tau} \quad (1.40)$$

Debe tenerse presente que todas estas relaciones tienen carácter direccional, a través de su dependencia en la masa de aire. Finalmente, podemos expresar la irradiancia directa sobre plano horizontal en condiciones de cielo claro, como

$$\boxed{G_{bh,c} = G_s F_n \cos \theta_z e^{-m\tau}.} \quad (1.41)$$

El subíndice c indica que esta expresión solo es aplicable a un cielo claro. El único parámetro es el espesor óptico efectivo, τ , definido por la ec. (1.39). Debe tenerse en cuenta que para alturas solares inferiores a 20° , la masa de aire m debe ser calculada con la ec. (1.35) u otra parametrización similar.

Modelos de Cielo Claro

Un modelo que nos permite estimar la irradiancia global de superficie sobre P.H. cuando no hay nubes, es un modelo de Cielo Claro. En la discusión anterior, relativa a la transmitancia atmosférica promedio, hemos realizado gran parte del trabajo necesario para obtener $G_{h,c}$ para cielo claro. Nos falta una forma de estimar la componente difusa de la radiación global en condiciones CC,

$$G_{h,c} = G_{bh,c} + G_{dh,c}, \quad (1.42)$$

El problema de estimar la radiación difusa no es sencillo. Hablamos de procesos de dispersión múltiples en una atmósfera no homogénea, con dependencias direccionales y espectrales complicadas. Es posible realizar un tratamiento analítico simplificado de este problema utilizando el modelo de dos flujos, pero el resultado tiene varios parámetros ajustables y el tratamiento detallado [Wei92] es algo extenso para considerarlo aquí. En cambio consideraremos dos modelos bastante simplificados y compararemos los resultados.

Modelo de Threlkeld y Jordan

El modelo de Threlkeld y Jordan [TJ58], además de integrar el tratamiento que hemos visto hasta ahora, realiza la suposición básica de que en un día claro, la irradiancia difusa es proporcional a la directa: $G_{dh,c} = CG_{bn,c}$, donde C se determina a partir de medidas de tierra y es una constante con (supuestamente) poca dependencia local. Con esta suposición y la ec. (1.41) para irradiancia directa de Cielo Claro, la ec. (1.42) para la irradiancia global en superficie horizontal para Cielo Claro resulta

$$\boxed{G_{hc}^{TJ} = G_s F_n e^{-m\tau} (\cos \theta_z + C)}. \quad (1.43)$$

El factor $\cos \theta_z$, está dado por la ec. (1.10) y hay dos constantes empíricas (C y τ) que pueden ser determinadas para cada localidad a partir de medidas de irradiancia global en suelo para días claros.

En un intento por universalizar su modelo, Threlkeld y Jordan dan valores para los parámetros (Cuadro 1.5) C y τ calculados para el día 21 de cada mes, a nivel del mar para condiciones atmosféricas medias en EEUU. Utilizando estos parámetros es posible evaluar la ec. (1.43), para la latitud de Montevideo ($\phi \approx -35^\circ$). El resultado se muestra, para los solsticios de invierno y verano y para ambos equinoccios, en la Fig. 1.20. Si bien la dependencia de G_{hc} con el ángulo horario ω es razonable, los valores pico son algo elevados ya que alcanzan el 90% de la constante solar en verano. La parametrización (1.43) es probablemente buena, pero los parámetros C y τ deben ser ajustados localmente con datos de tierra.

mes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
τ	0.142	0.144	0.156	0.180	0.196	0.205	0.207	0.201	0.177	0.160	0.149	0.142
C	0.058	0.060	0.071	0.097	0.121	0.134	0.136	0.122	0.092	0.073	0.063	0.057

Cuadro 1.5: Parámetros para el modelo de Threlkeld y Jordan [TJ58], calculados para el día 21 de cada mes, a nivel del mar para condiciones atmosféricas medias para EEUU.

Modelo de Liu y Jordan para radiación difusa

En un trabajo pionero de Liu y Jordan de 1960 [LJ60] se propone usar una relación empírica que vincula la irradiancia difusa sobre plano horizontal, G_{dh} , con la transmitancia media atmosférica para cielo claro, $T_c = e^{-m\tau}$ y la irradiancia extraterrestre sobre plano horizontal, G_{0h} . La relación propuesta es lineal en la transmitancia,

$$G_{dh} = G_{0h}(a - bT_c), \quad (1.44)$$

donde $a = 0,271$ y $b = 0,294$. Para determinar los parámetros a y b Liu y Jordan usaron medidas de radiación directa y difusa para 3 ubicaciones³² y la ec. (1.44) puede ser usada como una forma rápida de estimar la irradiancia difusa en condiciones de CC si se conoce la transmitancia atmosférica.

Esta relación es también la base de un modelo de Cielo Claro, ya que usando (1.44) en la ec. (1.42) resulta en

$$G_{hc}^{LJ} = G_s F_n \cos \theta_z [a + (1 - b)e^{-m\tau}] \quad (1.45)$$

una relación con tres parámetros ajustables.

Modelo de Hottel

En este modelo [Hot76], la transmitancia directa atmosférica de Cielo Claro se parametriza en la forma

$$T_c \equiv \frac{G_{bn}}{G_0} = a_0 + a_1 e^{-m\tau}. \quad (1.46)$$

donde a_0 , a_1 y τ son parámetros dependientes de la estación, del tipo de clima y se incluye una dependencia no lineal en la altitud. Las expresiones de Hottel para estos parámetros son [DB06],

$$\begin{aligned} a_0 &= r_0 [0,4237 - 0,00821(6 - A)^2] \\ a_1 &= r_1 [0,5055 + 0,00595(6,5 - A)^2] \\ \tau &= r_\tau [0,2711 + 0,01858(2,5 - A)^2], \end{aligned} \quad (1.47)$$

³²Más adelante, se verán otros métodos para estimar la irradiancia difusa a partir de la irradiancia global.

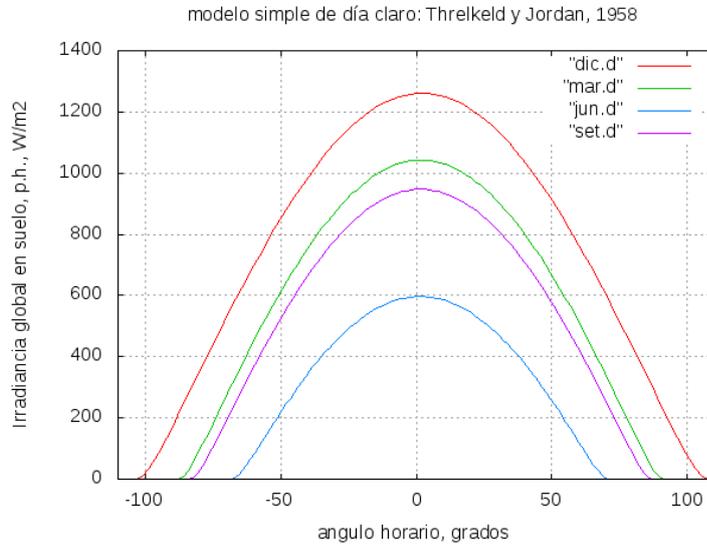


Figura 1.20: Irradiancia global en suelo evaluada a partir de la ec. (1.43), para latitud $\phi = -35^\circ$, usando los coeficientes indicados en el cuadro 1.5. Se muestran los solsticios de verano e invierno (21 dic y 21 de junio) así como los equinoccios de otoño (21 de marzo) y de primavera (21 de setiembre).

donde A es la altitud local en km. Los parámetros r_1 , r_2 y r_k son cercanos a 1 y representan pequeñas correcciones ($< 5\%$) para diferentes estaciones del año y latitudes, de acuerdo a lo indicado en el Cuadro 1.6.

A partir de la transmitancia directa, ec. (1.46), se obtiene la irradiancia directa en suelo incidente sobre superficie horizontal,

$$G_{bh}^{Ht} = G_s F_n \cos \theta_z (a_0 + a_1 e^{-m\tau}). \quad (1.48)$$

Para obtener la irradiancia global en suelo, se requiere estimar la componente difusa de la radiación incidente. Para este fin, Hottel propone usar directamente la expresión de Liu y Jordan, ec. (1.44) en términos de la transmitancia atmosférica de cielo claro.

clima	r_0	r_1	r_τ
tropical	0.95	0.98	1.02
latitud media (verano)	0.97	0.99	1.02
latitud media (invierno)	1.03	1.01	1.00
subártico (verano)	0.99	0.99	1.01

Cuadro 1.6: Parámetros para el modelo de Hottel citados en [DB06].

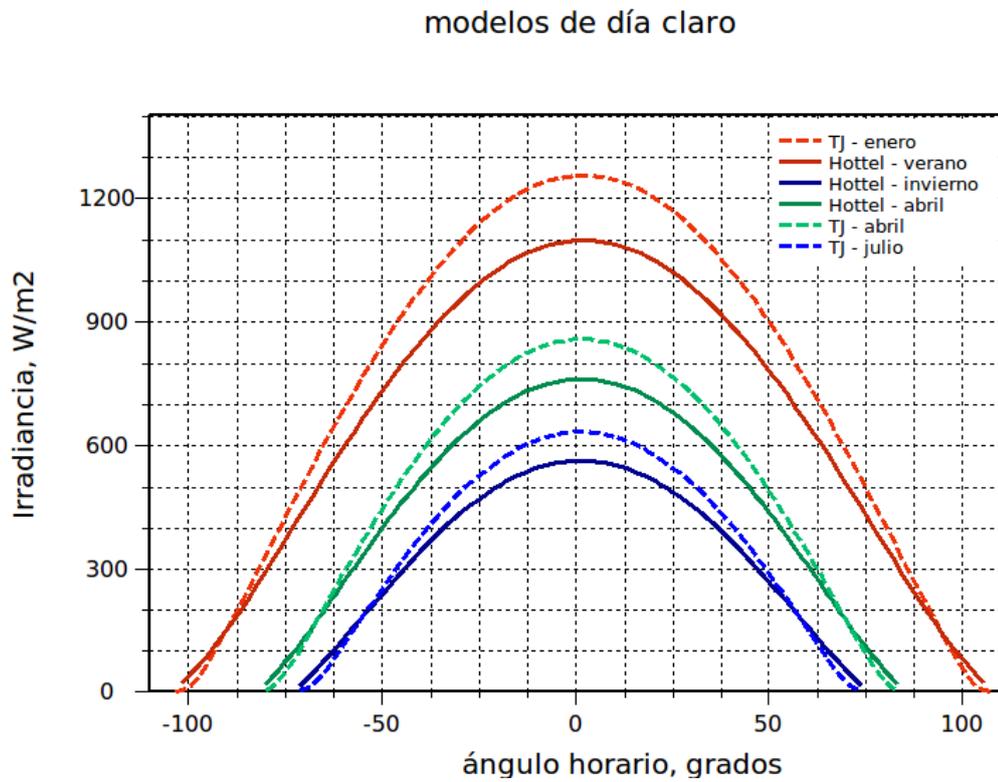


Figura 1.21: Comparación de dos modelos de día claro para Montevideo. Se muestran curvas para los meses de enero, abril y julio usando el día medio de cada mes para los cálculos de declinación solar.

clima	a_0	a_1	k	F_n
verano	0.3632	0.5388	0.3240	0.967
invierno	0.3856	0.5496	0.3176	1.033
equinoccios	0.3744	0.5442	0.3208	1.000

Cuadro 1.7: Parámetros del modelo de Hottel para las condiciones del Uruguay. Se han usado los valores de latitudes medias con $A \approx 0$, del Cuadro 1.6. La última columna muestra la distancia Tierra-Sol en U.A. mínima (verano, H.S.), máxima (invierno H.S.) y media.

Utilizando la ec. (1.46) para la transmitancia directa, obtenemos el estimativo de Hottel para la irradiancia global sobre P.H. en día claro,

$$G_{hc}^{Ht} = G_s F_n \cos \theta_z \left[a + (1 - b) (a_0 + a_1 e^{-m\tau}) \right], \quad (1.49)$$

Por lo tanto, este modelo termina siendo una variante de la ec. (1.43) con una parametrización más compleja. Involucra ... 5 parámetros principales y otros 3 secundarios.

Particularizamos esta expresión para el clima del Uruguay. Con $A \approx 0$, y tomando los valores indicados en el Cuadro 1.6 para latitud media obtenemos dos juegos de parámetros, mostrados en el Cuadro 1.7, válidos para verano e invierno, respectivamente. La última fila muestra los valores (promedios) adecuados para los meses de otoño y primavera.

Utilizando los parámetros del Cuadro 1.7 calculamos la irradiancia de día claro a partir del modelo de Hottel para la latitud $\Phi = -35^\circ$ de Montevideo y para los meses de enero, abril y julio. En la Fig. 1.21 se muestran estas curvas y se comparan con los estimativos del modelo TJ. El modelo TJ da estimativos de irradiancia máxima que son un 14% mayores que los del modelo de Hottel. Teniendo en cuenta que en un día claro real en Montevideo, la irradiancia global máxima sobre P.H. en verano no suele superar los 1100 W/m^2 , el modelo de Hottel parece algo más adecuado. Además, es un modelo más general que puede tener en cuenta variaciones de altitud y latitud, al menos a grandes rasgos. Por otro lado, el de TJ tiene solo dos parámetros y es mucho más sencillo de ajustar contra datos de tierra.

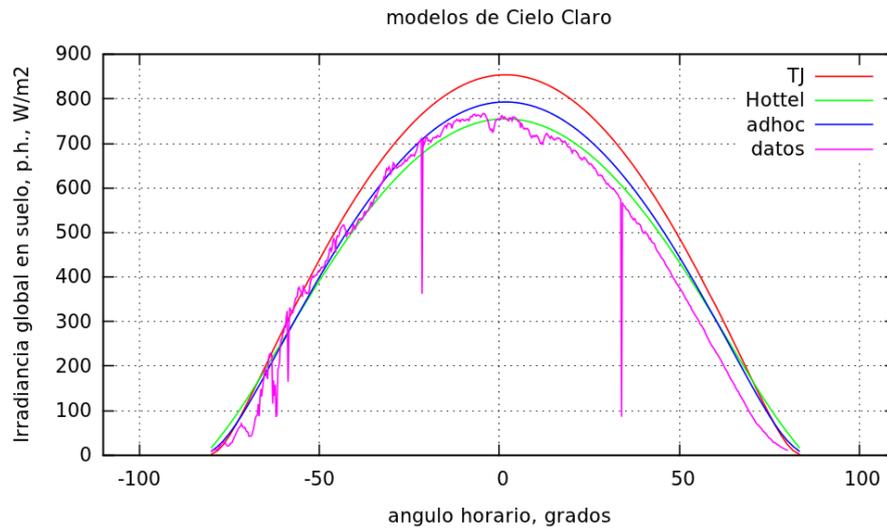


Figura 1.22: Comparación de tres modelos de día claro y datos de irradiación global para para Montevideo el día 10 de Abril de 2011. El modelo indicado como adhoc, es el Liu y Jordan, ec. (1.45).

1.5. Modelos empíricos para separar radiación directa y difusa

La parte de la radiación solar incidente que sufre procesos de dispersión antes de llegar al observador, es la radiación difusa. Ya mencionamos que seguir en detalle estos procesos que dependen de la longitud de onda, de la nubosidad, del ángulo de incidencia, del contenido de aerosoles y agua precipitable en la atmósfera, es muy complejo. Por otra parte, las medidas de radiación difusa no son comunes y las medidas de irradiación más frecuentes corresponden a irradiación global (suma de la directa y la difusa) sobre plano horizontal.

Es necesario separar ambas componentes de la radiación global porque, como veremos, los modelos usados para estimar la irradiación global sobre un plano inclinado de orientación arbitraria, tratan en forma diferente a las componentes directa y difusa de la radiación global sobre plano horizontal. Lo mismo puede decirse de la estimación de la irradiación directa en incidencia normal, para uso con concentradores solares. Además, puede haber otras razones para separar la radiación directa de la difusa, como las vinculadas al diseño solar pasivo en Arquitectura, por ejemplo.

En esta Sección expondremos algunos métodos estadísticos para la separa-

ción de las componentes directa y difusa de la irradiación solar horaria, diaria y mensual. Luego, equipados con estos métodos, discutimos otros métodos que permiten estimar la irradiación (directa o difusa) sobre una superficie de orientación e inclinación arbitraria.³³

1.5.1. Variables normalizadas

El primer paso es trabajar con variables normalizadas, lo cual permite extraer en parte la información determinista asociada a variaciones diarias, geográficas y estacionales.

Índice de claridad

La primer variable normalizada a considerar es el **índice de claridad instantáneo**,

$$k'_T = \frac{G_h}{G_{0h}} = \frac{G_h}{G_s F_n \cos \theta_z} = \frac{G_h m}{G_s F_n} \quad (1.50)$$

donde G_h es la irradiancia global sobre plano horizontal y G_{0h} es la irradiancia extraterrestre sobre plano horizontal. El índice de claridad instantáneo está definido para condiciones diurnas³⁴ ($\cos \theta_z > 0$) y es una variable adimensional que en el Uruguay varía entre cero para condiciones muy nubladas y aproximadamente 0,85 para condiciones muy claras.

También se define el **índice de claridad horario**,

$$k_T = \frac{I_h}{I_{0h}} \quad (1.51)$$

donde I_h es la irradiación horaria sobre plano horizontal y I_{0h} la cantidad extraterrestre correspondiente dada por la ec. (1.31). A escala diaria, definimos el **índice de claridad diario**,

$$K_T = \frac{H_h}{H_{0h}} \quad (1.52)$$

con H_h la irradiación diaria sobre plano horizontal y H_{0h} la correspondiente cantidad extraterrestre, dada por la ec. (1.26). Finalmente, también es de

³³No obstante, debe tenerse presente que la separación de la radiación global en las componentes directa y difusa presenta características fuertemente locales, que están siendo investigadas actualmente para el caso del Uruguay por el Grupo de Modelado y análisis de Radiación (GMARS) de la Facultad de Ingeniería.

³⁴La segunda forma, en términos de masa de aire, puede utilizarse con la ec. (1.35), para evaluar k'_T en instantes cercanos al amanecer o al atardecer, en los cuales $\cos \theta_z \approx 0$.

utilidad el **índice de claridad diario promedio** asociado a promedios mensuales de valores diarios

$$\bar{K}_T = \frac{\bar{H}_h}{\bar{H}_{0h}} \quad (1.53)$$

donde \bar{H}_h es el valor medio de irradiación diaria sobre plano horizontal en el mes y $\bar{H}_{0h} = \frac{1}{N_m} \sum_n H_{0h}$ el correspondiente valor medio extraterrestre³⁵. Esta cantidad normalizada ha sido utilizada, por ejemplo, en la elaboración del Mapa Solar del Uruguay [ADCG10, DTAC11].

Fracción difusa

La fracción difusa es simplemente la fracción de la radiación global incidente que llega en forma difusa. Puede definirse sobre cualquier superficie y en particular sobre plano horizontal.

Comenzamos definiendo la **fracción difusa instantánea** como

$$f'_d \equiv \frac{G_{dh}}{G_h} \quad (1.54)$$

donde $G_h = G_{bh} + G_{dh}$ es la irradiancia global horaria sobre plano horizontal, y G_{bh}, G_{dh} son las componentes directa y difusa respectivamente. Se define también la correspondiente **fracción difusa horaria**,

$$f_d \equiv \frac{I_{dh}}{I_h} \quad (1.55)$$

donde I_d es irradiación difusa horaria sobre plano horizontal y la **fracción difusa diaria**,

$$F_d \equiv \frac{H_{dh}}{H_h} \quad (1.56)$$

donde H_{dh} es irradiación difusa diaria sobre plano horizontal. Finalmente, también es de utilidad la **fracción difusa diaria promedio**³⁶ del mes m ,

$$\bar{F}_d \equiv \frac{\bar{H}_{dh}}{\bar{H}_h}. \quad (1.57)$$

Como ya mencionamos, pueden definirse fracciones difusas sobre una superficie inclinada en forma completamente análoga.

³⁵ N_m es el número de días del mes $m \in [1 \dots 12]$ y la suma abarca los días de ese mes.

³⁶Observe que pese al nombre, la fracción difusa promedio del mes, no coincide con la media de las fracciones difusas diarias de ese mes.

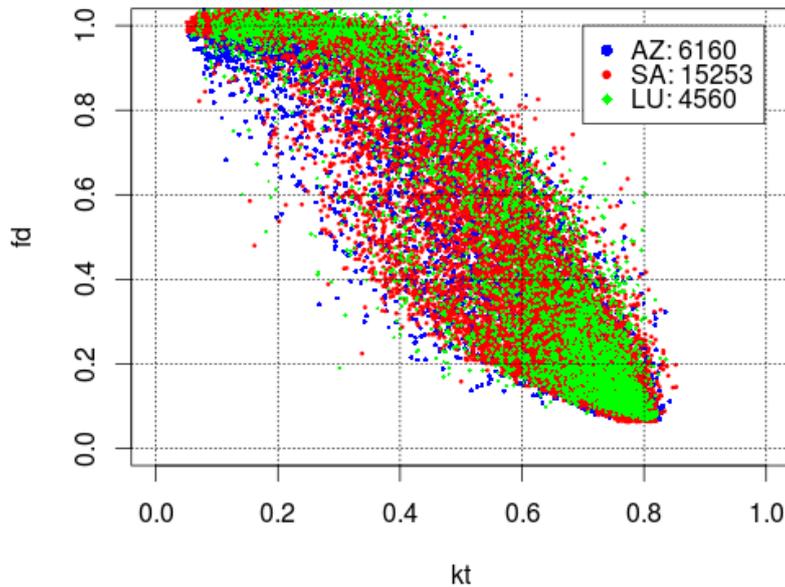


Figura 1.23: Datos de fracción difusa horaria vs. índice de claridad horario. Las medidas son tomadas en Uruguay (AZ = Facultad de Ingeniería en Montevideo, SA = DNM, Salto) y Argentina (LU, GerSolar, Univ. Nal. de Luján). En total, se muestran 25973 horas.

1.5.2. Modelos para fracción difusa horaria

La idea básica es usar medidas de fracción difusa como los mostrados en la Fig. 1.23 para obtener una dependencia característica de f_d con el índice de claridad horario y eventualmente otras variables relevantes como predictores de f_d . Sin embargo, la facilidad de uso decrece con el número de variables involucradas y los beneficios obtenidos al agregar muchas variables suelen ser marginales.

Estas correlaciones se obtienen a partir de un conjunto de datos de I_{dh} vs. I_h para diversas ubicaciones. Luego de un procedimiento de filtrado y consistencia que no describiremos aquí, se obtiene un conjunto de datos normalizados f_d vs k_T . Es importante destacar que, si bien en lo que sigue usamos el símbolo f_d para no recargar la notación, en realidad estimamos un *valor típico* de la fracción difusa a través de estas correlaciones. Una medida en un día concreto puede no ajustarse bien a las predicciones. Por ejemplo, un valor de $k_T = 0,5$ puede resultar de una hora con una nubosidad tenue (alto f_d) o de una hora clara, con algunos minutos de nubosidad oscura (bajo f_d), vea la Fig. 1.23.

En términos generales es difícil saber cual es la “precisión” de una corre-

lación dada, especialmente teneindo en cuenta que en los trabajos originales, muchas veces se comparan las mismas con los datos que se usaron para obtenerlas y no contra medidas independientes. Dado que la fracción difusa depende de las particularidades de un clima dado, no existe un modelo universal y es necesario tomar localmente largas series de medidas de irradiancia global y difusa y contrastar el desempeño de las diferentes correlaciones contra los datos reales. Debe tenerse presente que el error en que se incurra con la separación directa-difusa se trasladará a la estimación de irradianción solar en plano inclinado y - eventualmente - impactará en la incertidumbre de la producción energética anual de una planta fotovoltaica, por ejemplo. En lo que sigue, consideramos 8 modelos propuestos para estimar fracción difusa y los comparamos con los datos locales mostrados en la Fig. 1.23. Estos resultados son parte de trabajo en andamio en el Laboratorio de Energía Solar y un avance ha sido presentado en el Solar World Congress en 2013 [Con13].

▷ **Orgill and Hollands** [OH77]

$$(M1) \quad f_d = \begin{cases} 1,000 - 0,249 k_t & k_t < 0,35 \\ 1,557 - 1,840 k_t & 0,35 \leq k_t \leq 0,75 \\ 0,177 & k_t > 0,75. \end{cases}$$

▷ **Erbs, Klein and Duffie** [EKD82]

$$(M2) \quad f_d = \begin{cases} 1,0 - 0,09 k_t & k_t \leq 0,22 \\ 0,9511 - 0,1604 k_t + 4,388 k_t^2 & 0,22 < k_t \leq 0,80 \\ -16,638 k_t^3 + 12,336 k_t^4 & \\ 0,165 & k_t > 0,80. \end{cases}$$

▷ **Reindl, Beckman, Duffie** [RBD90]: versión con un predictor

$$(M3) \quad f_d = \begin{cases} 1,020 - 0,248 k_t & (f_d \leq 1,0) & 0 \leq k_t \leq 0,3 \\ 1,45 - 1,67 k_t & & 0,35 < k_t < 0,78 \\ 0,147 & & k_t \geq 0,78. \end{cases}$$

▷ **Reindl, Beckman, Duffie** [RBD90]: versión con dos predictores (M4)

$$f_d = \begin{cases} 1,020 - 0,254 k_t + 0,0123 \sin(\alpha_s) & (f_d \leq 1,0) & 0 \leq k_t \leq 0,3 \\ 1,400 - 1,749 k_t + 0,177 \sin(\alpha_s) & (f_d \leq 0,97, f_d \geq 0,1) & 0,3 < k_t < 0,78 \\ 0,486 k_t - 0,182 \sin(\alpha_s) & (f_d \geq 0,1) & k_t \geq 0,78. \end{cases}$$

donde α_s es la altura solar.

modelo	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6
G0	0.952	1.041	2.300	-4.702	-	-	-
G1	0.979	1.017	2.880	-5.589	-0.110	-	-
G2	0.944	1.538	2.808	-5.759	-0.125	2.276	0.013

Cuadro 1.8: Coeficientes para los modelos G0, G1, G2 basados en datos para el H.N.

▷ **Boland et al.** [BRB08, RBL10]: función logística con un predictor,

$$(M5) \quad f_d = \frac{1}{1 + \exp(-5,0033 + 8,6025 k_t)}$$

▷ **Ruiz-Arias et al.** [RAATPPV10]: función doble exponencial (Gompertz) con uno y dos predictores,

$$\begin{aligned} (G0) \quad f_d &= a_0 - a_1 \exp[-\exp(a_2 + a_3 k_t)] \\ (G1) \quad f_d &= a_0 - a_1 \exp[-\exp(a_2 + a_3 k_t + a_4 m)] \\ (G2) \quad f_d &= a_0 - a_1 \exp[-\exp(a_2 + a_3 k_t + a_4 m + a_5 k_t^2 + a_6 m^2)]. \end{aligned}$$

donde m es la masa de aire. Los coeficientes dados en [RAATPPV10] estimados a partir de datos de alta calidad para 20-30 años, en 21 sitios de EEUU y Europa, son

Para caracterizar que tan bien estas correlaciones representan los datos, usamos el desvío cuadrático medio (RMSD) y el error medio (MBE), definidos por

$$MBE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [\hat{f}_d(i) - f_d(i)], \quad RMSD = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [\hat{f}_d(i) - f_d(i)]^2} \quad (1.58)$$

donde \hat{f}_d es el estimativo y f_d la medida correspondiente. También usamos el índice KSI (Kolmogorov-Smirnoff), que mide la distancia entre las distribuciones del estimativo y la medida. A menor KSI, mayor concordancia. Estos indicadores pueden expresarse en términos relativos (%) al promedio de f_d medido.

Los resultados de la comparación de estos modelos contra datos locales se resumen en el Cuadro 1.9. Entre los modelos universales, los mejores son los asociados a la función doble exponencial. De estos, el modelo G2 con dos predictores es el mejor. para este modelo se han ajustado los parámetros a los datos locales, usando un procedimiento de muestreo repetitivo con diez bins.

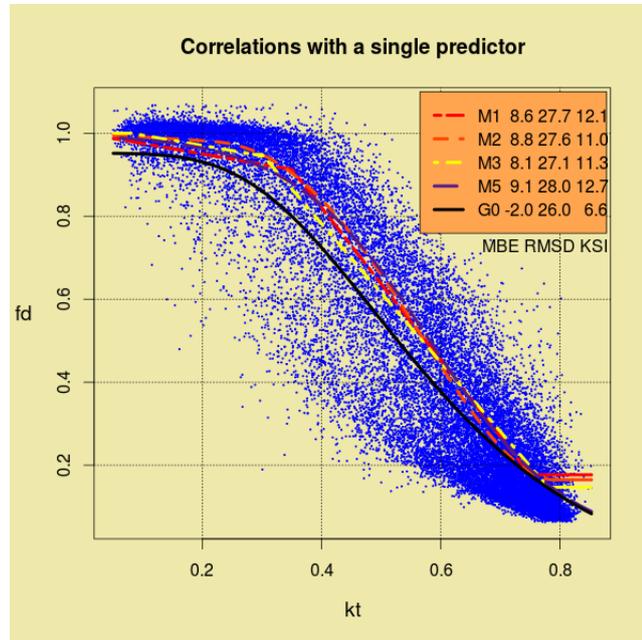


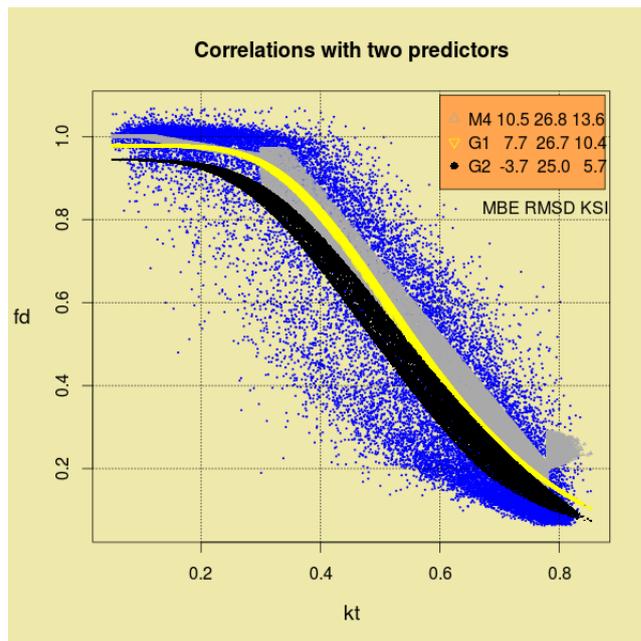
Figura 1.24: Comparación de modelos de fracción difusa horaria con un predictor (k_T) contra datos locales.

modelo	rMBE (%)	rRMSD (%)	KSI	OVER
M1	8.6	27.7	12.1	12.1
M2	8.8	27.6	11.0	11.0
M3	8.1	27.1	11.3	11.1
M4	9.1	28.0	12.7	12.7
M5	10.5	26.8	13.6	13.4
G0	-2.0	26.0	6.6	6.3
G1	7.7	26.7	10.4	10.3
G2	-3.7	25.0	5.7	5.6
G0L (local fit)	-0.4	25.5	2.4	1.9
G1L (local fit)	-0.2	23.5	2.6	1.6
G2L (local fit)	0.0	23.3	2.4	1.6

Cuadro 1.9: Estadísticas para los modelos de fracción difusa horaria considerados.

Model	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6
G0	0.996	1.101	2.481	-5.076	-	-	-
G1	0.992	1.097	3.107	-5.634	-0.133	-	-
G2	0.996	1.012	2.839	-3.182	-0.322	-3.066	0.024

Cuadro 1.10: Parametros para los modelos G0, G1 y G2 ajustados localmente.

Figura 1.25: Comparación de modelos de fracción difusa horaria con dos predictores (k_T, m) contra datos locales.

El resultado son los modelos G0L, G1L y G2L, con parámetros ajustados localmente, tal como se indica en el Cuadro 1.10.

El modelo G2L muestra el mejor desempeño contra los datos locales y esta es la correlación horaria recomendada por nuestro grupo para uso en el Uruguay³⁷

$$f_d = a_0 - a_1 \exp \left[- \exp \left(a_2 + a_3 k_t + a_4 m + a_5 k_t^2 + a_6 m^2 \right) \right] \quad (1.59)$$

con los coeficientes indicados en la última fila del Cuadro X. La incerteza de este estimativo de f_d es de 23 % aproximadamente, lo cual mejora significativamente con respecto al modelo “universal” de Erbs et al. recomendado en [DB06], que presenta un nivel de incerteza de 28 % aproximadamente.

1.5.3. Fracción difusa diaria

En el caso en que uno no cuente con datos horarios, puede ser necesario estimar la fracción difusa diaria, F_d , definida por la ec. (1.56). Típicamente, la misma se puede estimar como función del índice de claridad diario, K_T . El trabajo pionero para este tipo de correlación es el de Liu y Jordan de 1960 [LJ60], pero luego se han propuesto mejores correlaciones de tipo universal. En este apartado describimos algunas de ellas, cuyo desvío cuadrático medio contra datos en Uruguay es de aproximadamente de 30 %. Nuestro grupo trabaja en una correlación a nivel diario ajustada específicamente para el clima del Uruguay que permita reducir esta incerteza, pero aún no se cuenta con ella.

Correlación de Collares-Pereira y Rabl

La correlación propuesta por Collares-Pereira y Rabl [CPR79] es la siguiente,

$$F_d = \begin{cases} 0,99 & K_T \leq 0,17 \\ 1,188 - 2,272 K_T + 9,473 K_T^2 \\ -21,865 K_T^3 + 14,648 K_T^4 & 0,17 < K_T \leq 0,75 \\ -0,54 K_T + 0,632 & 0,75 < K_T < 0,80 \\ 0,20 & K_T \geq 0,80 \end{cases} \quad (1.60)$$

³⁷Este es trabajo en desarrollo en el Laboratorio de Energía Solar y aún restan desarrollar los modelos a escala diaria y media mensual.

En la figura Fig. 1.26 se muestra una representación gráfica de esta correlación. La misma se basa en datos diarios de irradiación directa medida con pirheliómetros para 5 estaciones en EEUU, con un total 3082 días.

Correlación de Erbs et al.

La correlación propuesta por Erbs et al. [EKD82] se basa en el mismo conjunto de datos que la correlación horaria. Presenta una dependencia estacional a través de la dependencia en el ángulo ω_s , dado por la ec. (1.11). Para $\omega_s \leq 81,4^\circ$ (1,4207 rads) la correlación es,

$$F_d = \begin{cases} 1,0 - 0,2727 K_T + 2,4495 K_T^2 \\ \quad - 11,9514 K_T^3 + 9,3879 K_T^4 & K_T < 0,715 \\ 0,143 & K_T \geq 0,715 \end{cases} \quad (1.61)$$

En tanto que para el verano, con $\omega_s > 81,4^\circ$,

$$F_d = \begin{cases} 1,0 + 0,2832 K_T - 2,5557 K_T^2 + 0,8448 K_T^3 & K_T < 0,722 \\ 0,175 & K_T \geq 0,722 \end{cases} \quad (1.62)$$

Como se ve en la Fig. 1.26, los valores de F_d para verano, ec. (1.62), son similares a los de la ec. (1.60) y para $K_T \gtrsim 0,4$ están algo por encima de los valores para el resto del año, ec. (1.61). Esto se asocia al hecho de que en verano hay menos humedad ambiente y más polvo en el aire. Los días claros en invierno tienden a ser más claros que en verano. Esta es la correlación recomendada en la Ref. [DB06]. La Fig. 1.26 compara estas correlaciones entre si.

correlación	variables	ϵ_{RMS} (%)
Collares-Pereira, ec. (1.60)	1	33
Erbs, Ecs. (1.61) y (1.62)	2	29

Cuadro 1.11: Comparación de desempeño de las correlaciones para fracción difusa diaria de Collares-Pereira [CPR79], de Erbs et al. [EKD82].

Hasta tanto no se disponga de una correlación para fracción difusa diaria ajustada localmente, se recomienda el uso de la correlación de Erbs et al., ec. (1.62) [EKD82], de acuerdo a lo sugerido en [DB06].

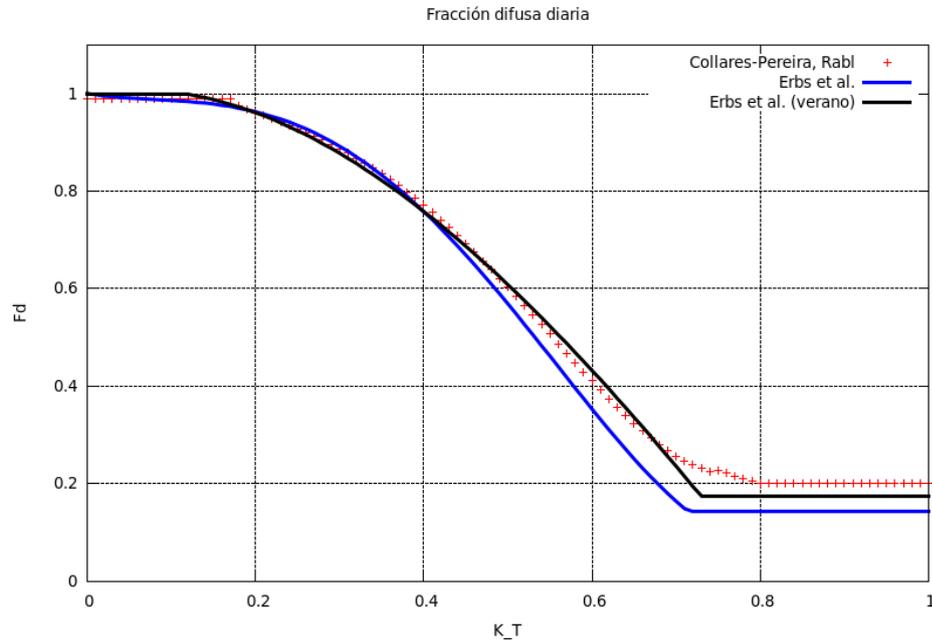


Figura 1.26: Correlaciones para fracción difusa diaria, F_d . Se comparan entre sí la de Liu-Jordan, la de Collares-Pereira y la de Erbs et al. (verano y resto del año).

1.5.4. Fracción difusa diaria promedio

Esta correlación vincula la fracción difusa diaria promedio en un mes dado, con el valor medio del índice de claridad en el mes. Aún no se cuenta con una correlación específica para el Uruguay. Se presentan algunas de las correlaciones universales más utilizadas.

Correlación de Collares-Pereira y Rabl

La correlación de Collares-Pereira y Rabl [CPR79] tiene una dependencia estacional representada a través del ángulo ω_s . La misma es

$$\bar{F}_d = 0,775 + 0,347 \left(\omega_s - \frac{\pi}{2} \right) - \left[0,505 + 0,261 \left(\omega_s - \frac{\pi}{2} \right) \right] \cos (2\bar{K}_T - 1,8) \quad (1.63)$$

donde el argumento del coseno está en radianes y ω_s está dado por la ec. (1.11). La Fig. 1.27 muestra una comparación entre esta correlación y los datos utilizados. La curva llena corresponde a $\omega_s = \pi/2$, en tanto las líneas a trazos corresponden a $\omega_s = \pi/2 \pm 0,2$, para verano e invierno respectivamente.

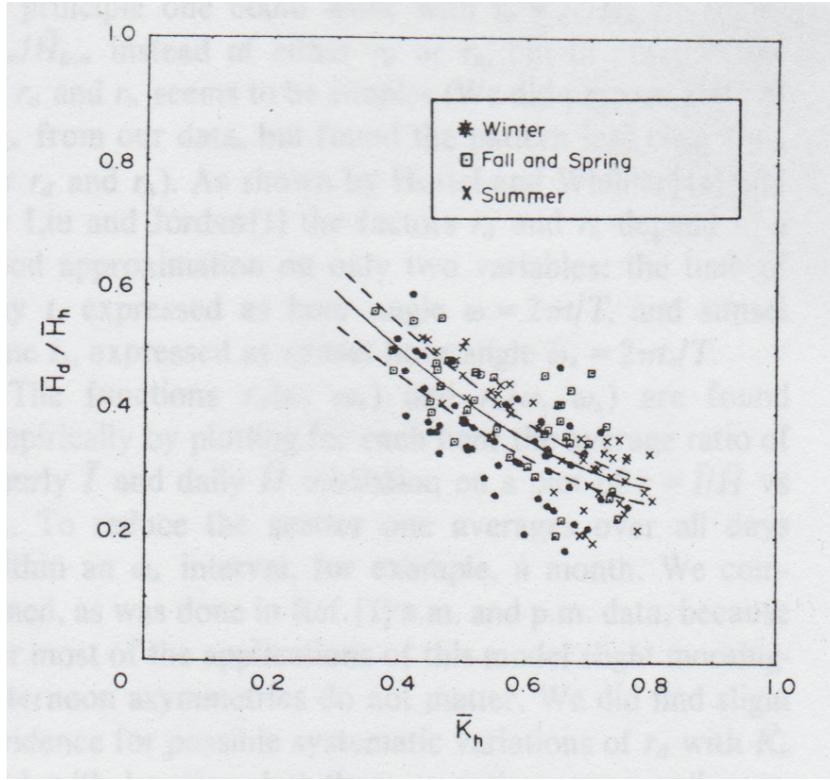


Figura 1.27: Correlación de Collares-Pereira para la fracción difusa diaria promedio vs. \bar{K}_T . Los datos se comparan con la ec. 1.63 para $\omega_s = \pi/2$ (línea llena) y para $\omega_s = \pi/2 \pm 0,20$. Figura de [CPR79].

Correlación de Erbs et al.

La misma tiene dependencia estacional a través del ángulo ω_s ,

$$\bar{F}_d = \begin{cases} 1,391 - 3,560 \bar{K}_T + 4,189 \bar{K}_T^2 - 2,137 \bar{K}_T^3 & \omega_s \leq 81,4^\circ \\ 1,311 - 3,022 \bar{K}_T + 3,427 \bar{K}_T^2 - 1,821 \bar{K}_T^3 & \omega_s > 81,4^\circ. \end{cases} \quad (1.64)$$

En la Fig. 1.28 se comparan estas correlaciones entre si y se observa que difieren significativamente. La correlación de Erbs et al. [EKD82] es la sugerida en la Ref. [DB06].

Uso de Heliofanía relativa como estimador

Un enfoque alternativo, debido a Iqbal [Iqb79] a los anteriores esta basado en una correlación lineal entre \bar{F}_d con la media mensual de la heliofanía relativa

$$\bar{F}_d = a - b(\bar{N}/\bar{N}_0) \quad (1.65)$$

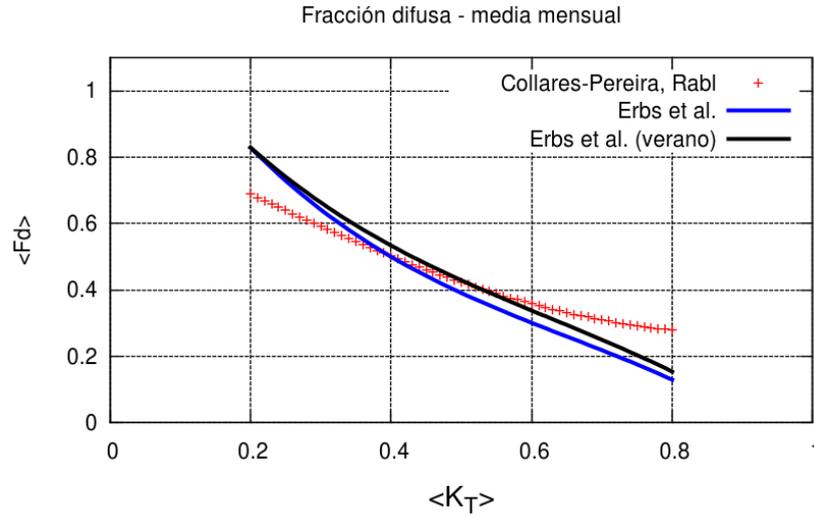


Figura 1.28: Correlaciones para la fracción difusa media mensual. Se muestran la de Collares-Pereira, ec. (1.63) para $\omega_s = \pi/2$ y las de Erbs et al., ec. (1.64).

donde $a = 0,791$, $b = 0,635$ y \bar{N} es el número medio de horas de sol para un mes dado, para la ubicación de interés. Como se indicó antes, el promedio del máximo de horas de sol diario para cada mes, \bar{N}_0 , se calcula en base a la ec. (1.12). Esta correlación se basa en datos de tres estaciones canadienses y tiene la ventaja de estar basada en datos de heliofanía para los cuales en muchos lugares (entre ellos en Uruguay) se cuenta con registros largos con buena distribución espacial. La ec. (1.65) debe ser usada con precaución, ya que los coeficientes deben tener una dependencia con las particularidades climáticas locales. Este procedimiento, con los coeficientes adecuados determinados localmente en base a medidas de irradiación difusa, es una buena alternativa para estimar promedios mensuales de la fracción difusa. Por las mismas razones que la ecuación de Angström no funciona con datos diarios tan bien como con datos medios mensuales, este método no es adecuado para estimar la fracción difusa diaria.

1.5.5. Fracción horaria

En ocasiones, interesa describir un comportamiento horario característico y se cuenta únicamente con datos de irradiación diaria promedio mensual. Es posible estimar la irradiación global horaria promedio sobre plano horizontal, $\bar{I}(\omega)$ para una hora dada (ω es el ángulo horario en el punto medio de esa hora), a partir de la irradiación global diaria promedio para ese día $\bar{H}(\omega_s)$.

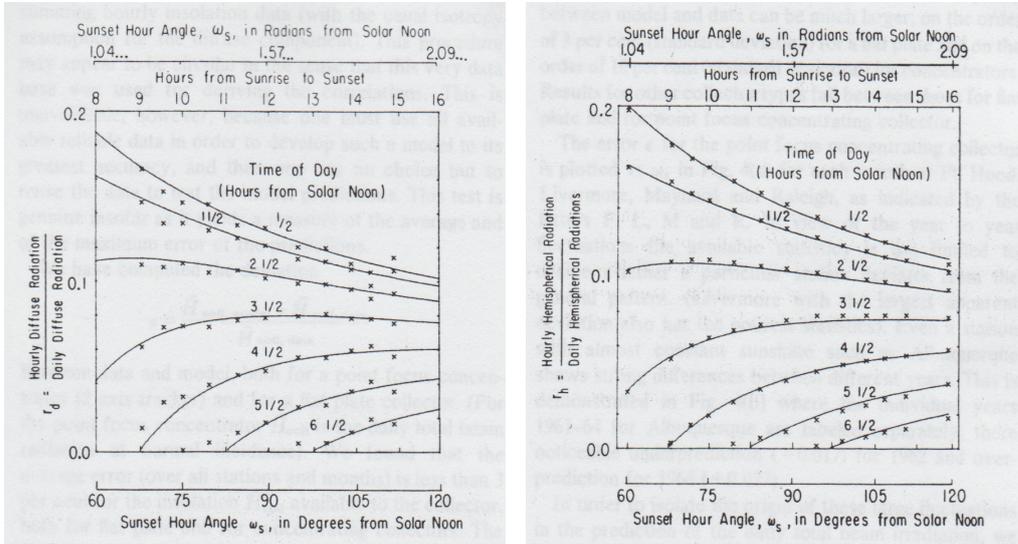


Figura 1.29: [Izq.] Fracción horaria promedio para la componente difusa en función del ángulo ω_s y las horas transcurridas desde el mediodía solar [CPR79]. [Der.] Idem para la Fracción horaria global sobre plano horizontal. Las curvas llenas corresponden a las eqs. (1.66) y (1.67). Figuras de [CPR79].

La dependencia en latitud y día del año queda englobada en la dependencia en ω_s . Se define la *fracción horaria global* como

$$r_h(\omega, \omega_s) \equiv \frac{\bar{I}_h}{\bar{H}_h}. \quad (1.66)$$

También es de interés conocer la *fracción horaria difusa*, definida por

$$r_{dh}(\omega, \omega_s) \equiv \frac{\bar{I}_{dh}}{\bar{H}_{dh}}. \quad (1.67)$$

donde $\bar{I}_d(\omega, \omega_s)$ es el valor medio de la irradiación difusa sobre plano horizontal, para la hora centrada en ω en un mes con valor típico ω_s . Similarmente, $\bar{H}_d(\omega_s)$ es el valor medio de la irradiación difusa diaria sobre plano horizontal en un mes con valor típico ω_s . A partir del trabajo de Liu-Jordan [LJ60] y de Collares-Pereira [CPR79] entre otros, se descubrió que, para una hora dada, ambas fracciones horarias varían en forma predecible en función del ángulo ω_s de salida y puesta de Sol. La Fig. 1.29 muestra esta variación.

Se podría trabajar también usando una “fracción horaria directa”, pero la fracción horaria difusa es más simple de parametrizar. De hecho, la estimación de la fracción difusa es más simple que la global, por lo que comenzaremos discutiendo este punto.

Fracción horaria difusa

Liu y Jordan observaron que, en promedio, el coeficiente medio de transmisión para radiación difusa que llega al suelo no es muy afectado por las condiciones de nubosidad. La idea es que la componente difusa ya ha sido dispersada, de modo que la presencia adicional de nubes, afecta poco la cantidad que llega al suelo en forma difusa. Esto se muestra en la Fig. 1.34, donde se analiza la variación del cociente \bar{H}_d/\bar{H}_0 con el índice medio de claridad, para datos de varias estaciones de EEUU usados en la Ref. [CPR79]. En base a información como esta se puede asumir (como hicieron Liu y Jordan en 1960) que la fracción horaria difusa a nivel de suelo es la misma que la fracción horaria a nivel extraterrestre,

$$r_{dh}(\omega, \omega_s) = \frac{\bar{I}_{dh}}{\bar{H}_{dh}} \simeq \frac{I_{0h}(\omega, \omega_s)}{H_{0h}(\omega_s)}. \quad (1.68)$$

Ya hemos calculado expresiones para las cantidades $I_{0,h}$ y $H_{0,h}$ en las ecs. (1.26) y (1.29). Usando estas expresiones y las aproximaciones $\sin(\omega + \epsilon) = \sin \omega + O(\epsilon^2)$ y $\cos(\omega + \epsilon) = \cos \omega + O(\epsilon)$, válidas para $\epsilon \ll 1$, se llega a una expresión analítica sencilla para la fracción horaria difusa,

$$r_{dh}(\omega, \omega_s) \simeq \frac{\pi}{24} \left[\frac{\cos \omega - \cos \omega_s}{\sin \omega_s - \omega_s \cos \omega_s} \right] \quad (1.69)$$

con ω_s en radianes. Es bueno tener en cuenta que el orden de las aproximaciones usadas para obtener esta expresión es $\epsilon = \pi/24 \simeq 0,13$. Para trabajo automatizado, se pueden evitar estas aproximaciones y utilizar las expresiones exactas para I_{0h} y H_{0h} para calcular r_{dh} .

No debemos olvidar que hay una simplificación de base en todo esto, que es la hipótesis de Liu y Jordan. Esto afecta sólo a la componente difusa de la irradiación horaria, que es minoritaria cuando llega al suelo mayor energía (en un día claro). Por lo cual, la ec. (1.69) es una aproximación razonable en la mayoría de los casos. Una comparación de esta expresión con los datos usados por Collares-Pereira y Rabl se muestra en la Fig. 1.29 [Izq.].

Fracción horaria global

En el caso de la Fracción horaria global es claro que no se cumple la hipótesis simplificadora de Liu y Jordan, ya que la componente directa es muy afectada por la nubosidad. No obstante, la fracción horaria extraterrestre debe incidir en alguna medida. Collares-Pereira y Rabl proponen tener

en cuenta la componente asociada a la fracción extraterrestre con la parametrización,

$$r_{gh} = \frac{\pi}{24} (a + b \cos \omega) \left[\frac{\cos \omega - \cos \omega_s}{\sin \omega_s - \omega_s \cos \omega_s} \right]. \quad (1.70)$$

En la Ref. [CPR79], trabajando en forma estacional, se ajustan los parámetros a los datos de 5 estaciones en EEUU con el resultado,

$$a = 0,0409 + 0,5016 \sin(\omega_s - 1,047) \quad (1.71)$$

$$b = 0,6609 - 0,4767 \sin(\omega_s - 1,047), \quad (1.72)$$

donde los ángulos están en radianes y $60^\circ \rightarrow 1,047$ rads. En la Fig. 1.29 [Der.] se compara esta expresión con los datos usados por Collares-Pereira y Rabl. El ajuste es razonablemente bueno, pero debe tenerse en cuenta que el uso de estos valores de a y b en otras ubicaciones y climas no garantiza resultados igualmente buenos. Idealmente, sería conveniente ajustar los coeficientes a y b para cada ubicación a partir de datos horarios con buena estadística.

1.6. Irradiancia sobre un plano inclinado

Un conocimiento cuantitativo de la irradiancia incidente sobre un plano inclinado de orientación arbitraria es importante para el diseño de dispositivos colectores de energía solar, para arquitectos al diseñar casas o edificios y para Ing. Agrónomos que desean estimar la irradiación sobre laderas de cerros. Las medidas de irradiación solar más frecuentes corresponden a irradiación global horaria o diaria sobre un plano horizontal. Ya hemos visto algunos métodos para estimar la fracción difusa de esta radiación.

En esta Sección discutiremos algunos métodos para estimar la irradiación global sobre un plano inclinado a partir de la irradiación global sobre plano horizontal. Las componentes directa y difusa se tratan en forma diferenciada y el problema de transformar la componente difusa no es sencillo debido a su anisotropía.

1.6.1. Movimiento aparente del Sol visto desde una superficie inclinada

La descripción de una superficie plana de orientación e inclinación arbitrarias (nos referiremos a la superficie colectora o colector) se hace con dos ángulos: el azimut $\gamma \in [-\pi, \pi]$ y la inclinación $\beta \in [0, \pi/2]$. El azimut es el ángulo que forma la proyección de la normal al colector sobre el plano horizontal local con el meridiano (línea N-S) del observador. La inclinación β se

mide sobre un plano vertical local. Estos ángulos se indican en la Fig. 1.8. Así como en el caso del azimut solar, γ_s , en estas notas usaremos un azimut referido al Norte ($\gamma = 0$ si la superficie se orienta al Norte) y $\gamma < 0$ si se orienta al Noreste. Este ángulo es suplementario del azimut γ' usado por textos adaptados al Hemisferio Norte³⁸. El ángulo de incidencia que forma la radiación solar directa (línea Tierra-Sol) con la normal al colector es θ , vea la Fig. 1.8. Este ángulo se relaciona con los ángulos solares y la latitud a través de dos expresiones bien conocidas [DB06] que no demostraremos aquí,

$$\cos \theta = [\sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega] \cos \beta + [(\sin \delta \cos \phi - \cos \delta \sin \phi \cos \omega) \cos \gamma + \cos \delta \sin \omega \sin \gamma] \sin \beta \quad (1.73)$$

Un caso de particular interés, es el ángulo de incidencia sobre una ventana vertical con $\beta = \pi/2$, donde

$$\cos \theta = (\sin \delta \cos \phi - \cos \delta \sin \phi \cos \omega) \cos \gamma + \cos \delta \sin \omega \sin \gamma.$$

La ec. (1.73) es algo complicada debido a su generalidad. La orientación óptima de una superficie colectora es hacia el ecuador, $\gamma = 0$ (H.S.) o $\gamma = \pi$ (H.N.). En este caso, la ec. (1.73) se reduce a

$$\cos \theta = [\sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega] \cos \beta + s [\sin \delta \cos \phi - \cos \delta \sin \phi \cos \omega] \sin \beta. \quad (1.74)$$

con $s = 1$ para el H.S. y $s = -1$ para el H.N. Como es de esperar, si $\beta = 0$ (superficie horizontal) la normal a la superficie coincide con la vertical local y $\theta = \theta_z$. En este caso, la ec. (1.73) pierde su dependencia en γ y se reduce a la ec. (1.10).

Latitud equivalente

Para superficies orientadas al ecuador, existe una forma sencilla de obtener la ec. (1.74) para un plano inclinado, partiendo de la ec. (1.10) para un plano horizontal. Como se muestra en la Fig. 1.30, el ángulo de incidencia θ de la radiación directa sobre una superficie inclinada un ángulo β en una latitud Sur³⁹ ($\phi < 0$), es el mismo que el ángulo cenital θ_z sobre una superficie horizontal colocada a una latitud $\phi + \beta$. De modo que, usando la ec. (1.10) con $\cos \theta_z \rightarrow \cos \theta$ y con $\phi \rightarrow \phi + \beta$, se tiene (para el H.S.)

$$\cos \theta = \cos(\phi + \beta) \cos \delta \cos \omega + \sin(\phi + \beta) \sin \delta$$

³⁸El ángulo γ' es nulo si la superficie se orienta al Sur, y positivo si se orienta al Suroeste. Se cumple $\gamma + \gamma' = \pm\pi$, $\sin \gamma' = \sin \gamma$ y $\cos \gamma' = -\cos \gamma$.

³⁹Para el H.N. $\phi > 0$ y la latitud equivalente es $\phi - \beta$.

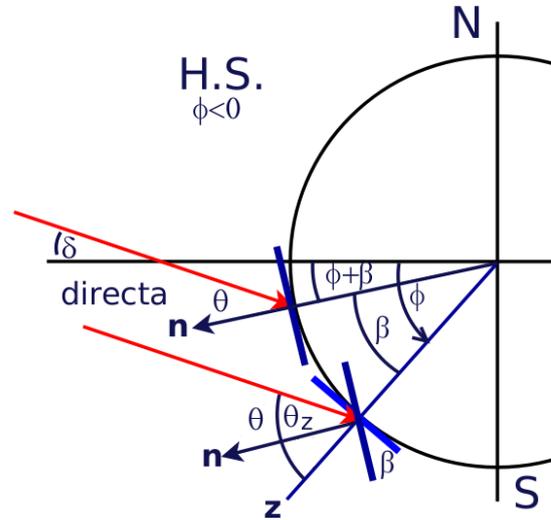


Figura 1.30: En términos de dirección de radiación directa incidente, una superficie con inclinación β orientada al Norte en latitud $\phi < 0$ es equivalente a otra horizontal ubicada en una latitud $\phi + \beta$ más próxima al ecuador.

para el H.N. se reemplaza $\phi + \beta \rightarrow \phi - \beta$. Utilizando el reemplazo

$$\boxed{\phi \rightarrow \phi + s\beta} \quad (1.75)$$

con $s = 1$ para el H.S. ($s = -1$ para el H.N.) se incluyen ambos casos y resulta

$$\boxed{\cos \theta = \cos(\phi + s\beta) \cos \delta \cos \omega + \sin(\phi + s\beta) \sin \delta} \quad (1.76)$$

una expresión que es idéntica con la ec. (1.74).

Este razonamiento se aplica a todas las superficies planas orientadas al ecuador ($\gamma = 0$ o $\gamma = \pi$). Por lo tanto, todas las expresiones desarrolladas para el cálculo de la irradiación y la irradiancia extraterrestre sobre superficies horizontales se pueden generalizar para *superficies inclinadas orientadas al ecuador* usando la regla (1.75).

1.6.2. Irradiación sobre plano inclinado

En esta Sección presentamos diferentes métodos para estimar la irradiación solar sobre un plano inclinado, partiendo de la base de que se conoce la irradiancia (o irradiación) global sobre plano horizontal y que ya se han separado en sus componentes difusa y directa⁴⁰. Obtendremos expresiones

⁴⁰Ya sea porque se cuenta con medidas de una o ambas componentes o porque se han usado métodos similares a los descritos en secciones anteriores.

para la irradiancia incidente en superficies orientadas al ecuador ($\gamma = 0$ o $\gamma = \pi$). Para superficies con orientación arbitraria se aplican idénticos procedimientos, reemplazando el uso de la ec. (1.74) para $\cos \theta$ por la más general, ec. (1.73) que introduce la dependencia con el ángulo azimutal γ .

Comenzamos por considerar el caso instantáneo y separamos la irradiancia incidente sobre el colector (orientado al ecuador) como

$$G_i = G_{bi} + G_{di} + G_{ri} \quad (1.77)$$

donde G_i es la irradiancia global incidente sobre el plano con inclinación β ; G_{bi} es la componente directa sobre ese plano, G_{di} la difusa y G_{ri} es la irradiancia difusa reflejada por superficies vecinas, incluyendo el suelo. En la Fig. 1.31 se indican en forma esquemática estas componentes.

Una vez que se conocen estas componentes, se puede calcular la razón entre irradiancia global horaria sobre superficie inclinada y sobre plano horizontal,

$$r_i(\beta) \equiv \frac{G_i}{G_h}. \quad (1.78)$$

Esta cantidad se denomina *razón inclinada* y puede definirse también a escala horaria, diaria o de promedios mensuales de irradiación diaria. En este último caso, se puede encontrar en forma tabulada para varias inclinaciones y ubicaciones. Por ejemplo, existen tablas de esta cantidad para varias inclinaciones y localidades del Uruguay en [AD13]. Con esta información, se puede convertir cualquier valor de irradiación global sobre plano horizontal a plano inclinado rápidamente. En lo que sigue discutimos algunos modelos utilizados para realizar esta conversión.

Componente directa, G_{bi}

Comenzamos por la componente más simple de calcular: la irradiación directa G_{bi} ya que, como veremos, esta componente se puede transformar geoméricamente del plano horizontal al plano inclinado. Se define la **razón directa**, r_b , entre la irradiancia directa sobre la superficie inclinada y la irradiancia directa sobre plano horizontal,

$$r_b \equiv \frac{G_{bi}}{G_{bh}} = \frac{\cancel{G_{bn}} \cos \theta}{\cancel{G_{bn}} \cos \theta_z} = \frac{\cos \theta}{\cos \theta_z}. \quad (1.79)$$

La misma se reduce a un factor geométrico vinculado a los ángulos de incidencia. Para calcular este factor para una superficie de orientación arbitraria,

se debe usar la ec. (1.73) y la ec. (1.10). Como ya mencionamos, describiremos explícitamente el caso de más interés, de una superficie orientada al ecuador. En este caso, puede calcularse la razón r_b usando la ec. (1.75),

$$r_b = \frac{\cos \theta}{\cos \theta_z} = \frac{\cos(\phi + s\beta) \cos \delta \cos \omega + \sin(\phi + s\beta) \sin \delta}{\cos \phi \cos \delta \cos \omega + \sin \phi \sin \delta}, \quad (1.80)$$

donde, como es usual, $s = 1$ para el H.S. y $s = -1$ para el H.N. Observe que, por definición, $R_b(\beta = 0) = 1$. Para otras superficies, se obtiene en forma análoga una relación similar en base a la ec. (1.73). Esta expresión es instantánea, para tiempo solar ω .

Sin embargo, dado que el valor medio de este ángulo en la hora centrada en ω es simplemente $\cos \omega$,

$$\overline{\cos \omega} = \frac{12}{\pi} \int_{\omega-\pi/24}^{\omega+\pi/24} \cos \omega' d\omega' = \cos \omega$$

la misma razón directa r_b se aplica a la irradiación horaria incidente en la hora centrada en ω . Esto es, la ec. (1.80) puede utilizarse también a nivel horario,

$$r_b \equiv \frac{I_{bi}}{I_{bh}} = \frac{\cos(\phi + s\beta) \cos \delta \cos \omega + \sin(\phi + s\beta) \sin \delta}{\cos \phi \cos \delta \cos \omega + \sin \phi \sin \delta} \quad (1.81)$$

siempre que ω indique el punto medio de la hora. Dado que el caso horario reviste el mayor interés práctico, pasamos a formular las expresiones en éstos términos, pero con la salvedad de que son válidas también para la irradiancia solar.

En forma similar a la ec. (1.77) para irradiancia, la irradiación horaria sobre un plano inclinado, I_i , se integra con tres flujos principales de irradiación

$$I_i = I_{bi} + I_{di} + I_{ri} \quad (1.82)$$

que corresponden al de incidencia directa I_{bi} , al la componente difusa I_{di} y a la reflejada por superficies cercanas, I_{ri} . Cada componente es calculada en forma diferenciada.

El problema de estimar la irradiación directa horaria sobre una superficie inclinada a partir de irradiación horaria directa sobre plano horizontal, queda resuelto en forma geométrica por la ec. (1.81) para $r_b(\beta)$, ya que

$$I_{bi} = r_b(\beta) I_{bh}. \quad (1.83)$$

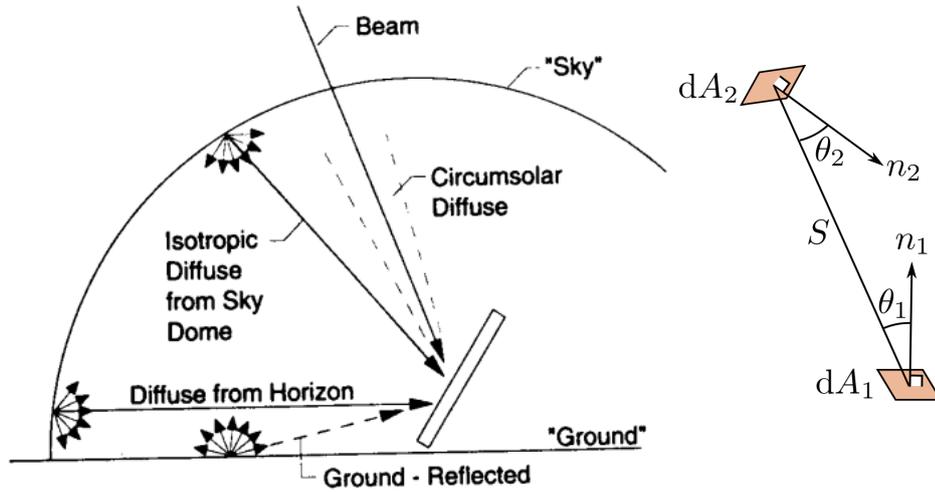


Figura 1.31: [Izq.] Componentes de radiación difusa sobre una superficie colectora [DB06]. [Der.] Factor de forma entre dos superficies diferenciales. La distancia entre las superficies se indica por S .

Razón directa diaria, R_b

En forma análoga, se define la **razón directa diaria**, R_b , como el cociente entre la irradiación directa diaria sobre plano inclinado orientado al ecuador y sobre plano horizontal [Iqb83],

$$R_b = \frac{H_{bi}}{H_{bh}} \simeq \frac{H_{0i}}{H_{0h}}. \quad (1.84)$$

El segundo término constituye la hipótesis de Liu-Jordan [LJ60] donde se asume que la razón directa diaria es la misma en superficie que fuera de la atmósfera. La suposición es razonable, ya que en ambos casos se trata de irradiación directa acumulada (fuera de la atmósfera no hay radiación difusa) y simplifica mucho el tratamiento, ya que contamos con la Ec. (1.26) para irradiación diaria extraterrestre sobre plano horizontal.

Para el caso de superficies orientadas al ecuador, el de mayor interés para la producción de energía, podemos usar el concepto de latitud equivalente ($\phi \rightarrow \phi + s\beta$) y obtener una expresión simple para R_b ,

$$R_b = \frac{H_{0i}}{H_{0h}} = \frac{H_{0h}(\phi + s\beta)}{H_{0h}(\phi)} = \frac{\omega'_s \sin \delta \sin(\phi + s\beta) + \cos \delta \cos(\phi + s\beta) \sin \omega'_s}{\omega'_s \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin \omega'_s} \quad (1.85)$$

donde $s = 1, \phi < 0$ para el H.S. y $s = -1, \phi > 0$ para el H.N. El ángulo ω'_s es el ángulo horario de puesta de Sol (en radianes) para una superficie

inclinada orientada al ecuador. Este ángulo nunca puede ser mayor que su correspondiente para plano horizontal, ω_s , dado por la Ec. (1.11), por lo que la expresión para ω'_s es

$$\omega'_s = \min \left\{ \begin{array}{l} \text{arc cos} [-\tan \phi \tan \delta] \\ \text{arc cos} [-\tan(\phi + s\beta) \tan \delta] \end{array} \right. . \quad (1.86)$$

Los valores de R_b para cada día del año, para latitudes $\phi = -30^\circ$ y $\phi = -35^\circ$ e inclinaciones $\beta = \phi$ y $\beta = \phi \pm 15^\circ$ se tabulan en la Ref. [AD13] para superficies orientadas al Norte. Los valores pueden usarse con poco error para $|\gamma| < 15^\circ$. La Figura 1.32 muestra la variación de R_b con el día del año para varias inclinaciones y latitudes.

En forma similar, la *razón directa diaria promedio* para cada mes se define por

$$\bar{R}_b = \frac{\bar{H}_{bi}}{\bar{H}_{bh}}. \quad (1.87)$$

La manera más simple de estimar esta razón directa es utilizar la Ec. (1.85) con la declinación δ^* del *día típico de cada mes* (ver Tabla 1.2). En otras palabras, se puede estimar \bar{R}_b para cada mes del año, calculando la razón directa R_b para los días típicos de cada mes. Alternativamente, con un poco más de trabajo puede calcularse \bar{R}_b para cada día del mes y luego calcular directamente los valores medios \bar{H}_{bi} y \bar{H}_{bh} , a partir de las irradiaciones diarias correspondientes.

A continuación pasamos a discutir el caso de las componentes de radiación difusa, para las cuales el problema es algo más complicado.

Reflexión

La irradiancia proveniente de la reflexión por superficies cercanas (supuestas como reflectores difusos ideales) puede expresarse en términos de las reflectancias ρ_j de las mismas

$$I_{ri} = \sum_j I_{jn} \rho_j \frac{A_j}{A_c} F_{j-c} = \sum_j I_{jn} \rho_j F_{c-j}$$

donde para la superficie j , I_{jn} es la irradiación en incidencia normal, A_j el área de j y F_{j-c} es el *factor de vista*⁴¹ con que la superficie j ve al colector. Hemos usado la *relación de reciprocidad* entre factores de vista, $A_c F_{c-j} = A_j F_{j-c}$ para expresar esta relación en términos del área del colector exclusivamente.

⁴¹El factor de vista (o de forma) F_{1-2} con que una superficie 1 ve a una superficie 2, se define como la fracción de la energía que deja la superficie que llega a la superficie 2.

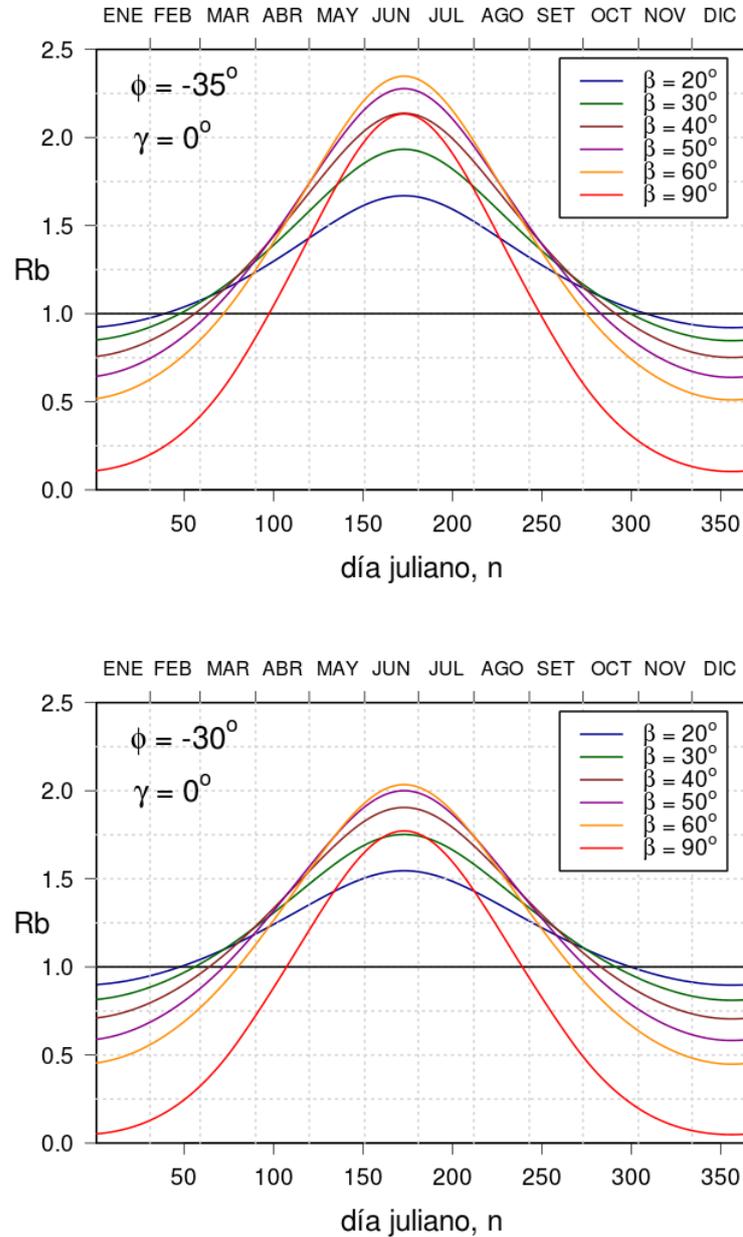


Figura 1.32: Razón directa diaria para una superficie orientada al Norte ($\gamma = 0$) calculada a partir de la Ec. (1.84) para cada día del año, varias inclinaciones y latitudes $\phi = -35^\circ$ (panel superior) y $\phi = -30^\circ$ (panel inferior). La línea horizontal corresponde a una superficie horizontal ($\beta = 0^\circ$). Entrando por el eje superior se puede estimar el valor de \bar{R}_b para cada mes del año.

Para simplificar, supondremos que la única superficie relevante es el suelo, supuesto un plano horizontal y reflector difuso con coeficiente de reflexión ρ_g . En ese caso, la irradiancia reflejada sobre el colector, estará dada por,

$$I_{ri} = I_h \rho_g F_{c-g}.$$

donde F_{c-g} es el factor de vista con que el colector ve al suelo. Si no hay superficies cercanas reflejando cantidades importantes de radiación⁴², el colector solo ve dos superficies, el suelo y la bóveda celeste y se cumple

$$F_{c-g} + F_{c-sky} = 1.$$

El factor F_{c-sky} , con que el colector ve el cielo, se calcula fácilmente como $F_{c-sky} = (1 + \cos \beta)/2$. En efecto, la fracción de cielo vista por el colector se puede calcular como

$$F_{c-sky} = \frac{2\pi - \Omega_\beta}{2\pi} = 1 - \frac{\Omega_\beta}{2\pi}$$

donde Ω_β es el ángulo sólido subtendido por el semiángulo β por detrás de la superficie colectora, tal como se muestra en la Fig. 1.33. Esto es, en coordenadas esféricas (θ, φ) ,

$$\Omega_\beta = \int_{\theta < \beta} d\Omega = \int_0^\pi d\varphi \int_0^\beta \sin \theta d\theta = \pi(1 - \cos \beta)$$

por lo que

$$F_{c-sky} = 1 - \frac{\Omega_\beta}{2\pi} = \frac{1 + \cos \beta}{2}$$

y

$$F_{c-g} = 1 - F_{c-sky} = \frac{1 - \cos \beta}{2}.$$

Evidentemente, para un plano horizontal ($\beta = 0$) y resulta $F_{c-g} = 0$ y $F_{c-sky} = 1$. De los términos que separamos en la ec. (1.82), hemos resuelto los correspondientes a la irradiación directa y a la irradiación difusa reflejada del suelo (suponiendo que la irradiación reflejada por otras superficies cercanas es despreciable),

$$I_i = r_b(\beta) I_{bh} + I_{di} + I_h \rho_g \left(\frac{1 - \cos \beta}{2} \right)$$

y nos resta todavía tratar la irradiación difusa sobre superficie inclinada, I_{di} .

⁴²En la práctica esto puede no ser cierto: por ejemplo, puede haber edificios blancos cercanos aportando radiación reflejada en cantidades relevantes y la simplificación no aplica.

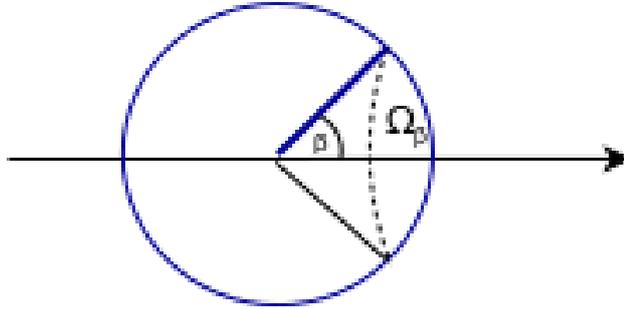


Figura 1.33: Ángulo sólido Ω_β . La línea azul gruesa representa el colector.

Radiación difusa

El problema para tratar esta componente es que la radiación difusa no es en general isotrópica. Su distribución espacial dependerá de las condiciones del cielo y del tipo de atmósfera que tengamos. La Fig. 1.34 es un esquema que muestra esquemáticamente el resultado de una medida de irradiancia espectral directa en una recorrida angular por el cielo en un día claro por el meridiano del sol, usando un radiómetro con un filtro selectivo de longitud de onda con ventana en el UV ($\lambda = 365 \text{ nm}$). La figura compara una situación con cielo limpio y otra con smog o aerosoles en suspensión. La posición del Sol se ve por el aumento de irradiancia en torno a ese punto. Existe una región en torno al disco solar, en el cual la radiación solar llega con pequeños desvíos con respecto a la directa: esta es la *radiación circumsolar*, I_{di}^{cs} . Por otro lado, cerca del horizonte el cielo suele aparecer más brillante en días claros, como consecuencia de la irradiación reflejada del suelo⁴³. Esta contribución a la radiación difusa se denomina “brillo de horizonte”, I_{di}^{hz} . La porción restante es radiación difusa isotrópica, I_{di}^{iso} y es la parte dominante. Especialmente en las condiciones de cielo limpio, se observa la no uniformidad de la distribución espacial de la irradiancia difusa.

Separamos las tres componentes de irradiación difusa y las ordenamos por orden de relevancia,

$$I_{di} = I_{di}^{iso} + I_{di}^{cs} + I_{di}^{hz}. \quad (1.88)$$

La radiación de horizonte no es importante a menos que estemos en presencia de grandes superficies de alto albedo (condiciones nevadas, desiertos, etc), por lo que puede ser ignorada en las condiciones del Uruguay, $I_{di}^{hz} \approx 0$.

⁴³Este último efecto es más importante en áreas nevadas, donde $\rho_g \approx 0,70$ y no lo tendremos en cuenta aquí.

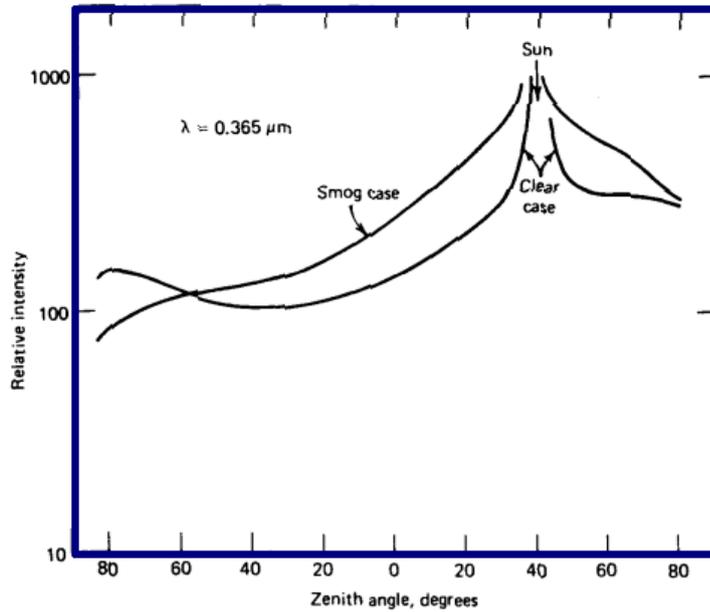


Figura 1.34: Inhomogeneidad de la radiación difusa. El esquema muestra el resultado de realizar un escaneo del cielo con un pirheliómetro y filtro de longitud de onda, en un día claro en Los Angeles, con y sin smog. Figura de [DB06].

1.6.3. Modelo isotrópico

En el modelo isotrópico, propuesto por Liu y Jordan [LJ63], toda la irradiación difusa incidente sobre superficie inclinada orientada al ecuador es considerada isotrópica y los términos correspondientes a las componentes circumsolar y del horizonte en la ec. (1.88) se consideran despreciables.

Bajo esta hipótesis, la radiación difusa isotrópica que llega al colector es una fracción, dada por el factor de forma colector-cielo, de la difusa que llega a plano horizontal, I_{dh} , por lo tanto⁴⁴

$$I_{di} = I_{di}^{iso} = F_{c-sky} I_{dh} = \left(\frac{1 + \cos \beta}{2} \right) I_{dh}. \quad (1.89)$$

Por tanto, en la aproximación isotrópica, la irradiación horaria en plano inclinado se expresa,

$$I_i^{iso}(\beta) = r_b(\beta) I_{bh} + I_{dh} \left(\frac{1 + \cos \beta}{2} \right) + I_h \rho_g \left(\frac{1 - \cos \beta}{2} \right) \quad (1.90)$$

⁴⁴Debe recordarse que $A_c F_{c-sky} = A_{sky} F_{sky-c}$, por lo que la energía que llega al colector es $A_{sky} F_{sky-c} I_{dh} = A_c F_{c-sky} I_{dh}$.

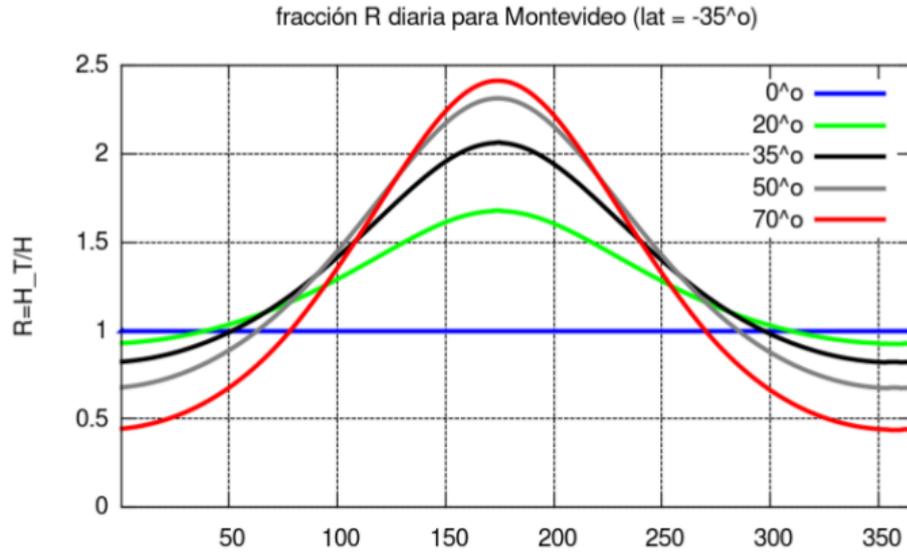


Figura 1.35: Variación de la fracción diaria R con el día del año y la inclinación β . R_b se calculó a partir de la ec. (1.93) (modelo isotrópico) con $K_T = 0,50$, $\rho_g = 0,20$ y se usó la correlación diaria de Erbs et al. para estimar valores típicos para la fracción difusa diaria.

en términos de la irradiación global, directa y difusa sobre plano horizontal. Usando alguno de los métodos presentados para separar las componentes directa y difusa en plano horizontal, la dependencia se reduce a la irradiación global en plano horizontal.

En este modelo, la razón inclinada horaria, $r^{iso} = I_i^{iso}/I_h$, queda dada por

$$r^{iso}(\beta) = r_b(\beta) (1 - f_d) + f_d \left(\frac{1 + \cos \beta}{2} \right) + \rho_g \left(\frac{1 - \cos \beta}{2} \right), \quad (1.91)$$

donde se ha usado $f_d = I_{dh}/I_h$. Esta relación es una versión adimensionada de la ec. (1.90).

Razón inclinada diaria

En forma análoga, la irradiación diaria sobre un plano inclinado bajo el modelo isotrópico es la suma de tres componentes, $H_i = H_{bi} + H_{di} + H_{ri}$, dadas por

$$H_i^{iso} = R_b H_{bh} + H_{dh} \left(\frac{1 + \cos \beta}{2} \right) + H_h \rho_g \left(\frac{1 - \cos \beta}{2} \right). \quad (1.92)$$

donde la razón directa diaria esta dada por la ec. (1.85). La reflectividad del suelo puede estimarse a partir de la información contenida en la Tabla 1.12.

Superficie	ρ_g
nieve fresca	0,75
arena blanca	0,70
paredes claras (pintura clara, reboque o bloques claros, etc)	0,60
paredes oscuras (ladrillo o pintura oscura)	0,27
pedregullo	0,20
bitumen, asfalto	0,13
pasto verde	0,26
pasto seco	0,20
hojas secas	0,30
cemento armado antiguo	0,22
pintura negra	0,10
plantíos, cultivos maduros	0,26
caminos de tierra	0,04
suelo arcilloso	0,14
superficies de agua (ángulo de incidencia grande)	0,07

Cuadro 1.12: Reflectividad típica ρ_g de diversos materiales como reflectores difusos.

La misma información puede expresarse en forma adimensionada en términos de la fracción inclinada diaria, $R_i = H_i/H_h$, como

$$R_i^{iso} = R_b(1 - F_d) + F_d \left(\frac{1 + \cos \beta}{2} \right) + \rho_g \left(\frac{1 - \cos \beta}{2} \right), \quad (1.93)$$

donde se ha usado la fracción difusa diaria sobre plano horizontal, $F_d = H_{dh}/H_h$. En la Fig. 1.35 mostramos como varía la fracción inclinada diaria R para Montevideo, en términos del día del año y la inclinación. Una inclinación alta maximiza la fracción R en invierno (cuando el sol esta bajo) y una superficie horizontal la maximiza en verano, cuando el sol esta alto. Como muestra la figura, en los meses invernales la irradiación diaria sobre un plano inclinado puede ser más del doble que sobre el plano horizontal. Una inclinación igual a la latud, $\beta = |\phi|$, representa un buen compromiso para mantener estable el nivel de irradiación a lo largo del año. El mismo tipo de información se observa en la Fig. 1.36, donde se muestra la irradiación diaria sobre un plano inclinado, bajo las mismas suposiciones.

El modelo isotrópico es conservador, ya que subestima la irradiancia sobre plano inclinado al no tiene en cuenta las contribuciones circumsolar y de brillo de horizonte. La irradiación circumsolar puede representar un aporte importante, por lo que es conveniente avanzar hacia un modelo que la tenga en cuenta en forma sencilla.

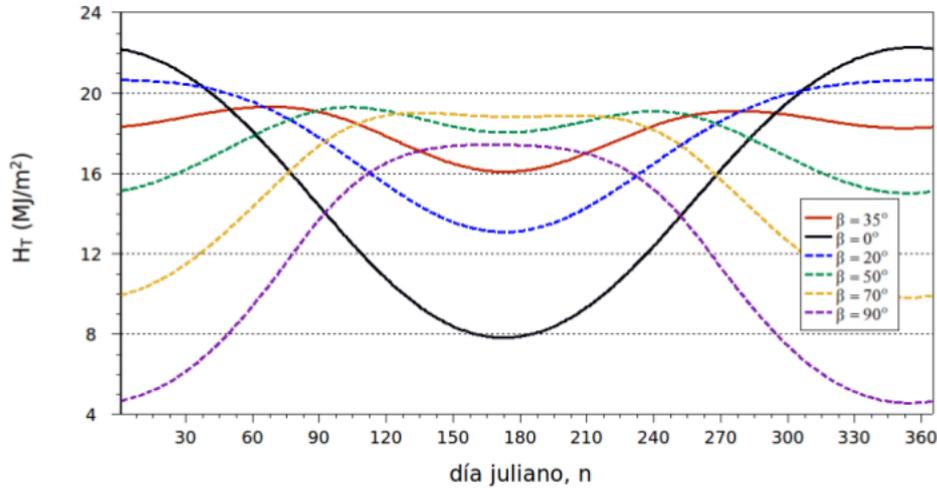


Figura 1.36: Variación de irradiación diaria H_i (en MJ/m^2) con el día del año y la inclinación β a partir de la ec. (1.91) (modelo isotrópico), suponiendo $K_T = 0,50$, $\rho_g = 0,20$ y la correlación diaria de Erbs et al. para estimar valores típicos para la fracción difusa diaria.

1.6.4. Modelo de Hay y Davies (HD)

Existen varios modelos que tienen en cuenta la anisotropía de la radiación difusa para el cálculo de irradiación sobre plano inclinado. Uno de los más sencillos es el de Hay y Davies, quienes proponen la idea de un *índice de anisotropía* que permite estimar que fracción de la radiación difusa es circumsolar y tratarla como si fuese directa. El resultado es un modelo simple de usar, y que produce valores algo superiores (y más cercanos a las medidas) que el modelo isotrópico.

De las componentes de irradiación difusa de la ec. (1.88), la isotrópica se calcula como hemos mostrado hasta ahora y se desprecia la contribución de horizonte $I_{dh}^{hz} \approx 0$. Para la contribución circumsolar, se toma la transmitancia atmosférica⁴⁵ como un *indicador de anisotropía*,

$$T_b = \frac{I_{bn}}{I_{0n}} = \frac{I_{bh}}{I_{0h}} = (1 - f_d) k_T. \quad (1.94)$$

La segunda igualdad, sobre plano horizontal, sigue ya que $I_b = I_{b,n} \cos \theta_z$ y $I_0 = I_{0,n} \cos \theta_z$ y el factor geométrico se cancela. El último término se desprende de las definiciones $f_d = I_d/I$ y $k_T = I/I_0$.

El modelo de Hay y Davies propone usar la transmitancia directa, $T_b \in [0, 1]$, como indicativo de la fracción de irradiación difusa horizontal, I_{dh} , que

⁴⁵Definida como el cociente de la irradiación directa normal en suelo y la irradiación normal extraterrestre.

es circumsolar y esta parte es tratada como si fuese directa. Para una hora nublada, $f_d \approx 1$ y $T_b \approx 0$, por lo que no hay contribución circumsolar. Por el contrario, en una hora muy clara, con $f_d \approx 0,15$ y $k_T \approx 0,85$, la transmitancia T_b puede llegar a $T_b \approx 0,73$ y la mayor parte de la contribución difusa ser de tipo circumsolar.

De modo que $T_b I_{dh}$ es la fracción de difusa circumsolar y a esta se le aplica el mismo factor $R_b(\beta)$ para llevarla a plano inclinado,

$$I_{id}^{cs} = T_b R_b(\beta) I_{dh} \quad (1.95)$$

Por coherencia, la porción isotrópica restante se reduce en un factor $(1 - T_b)$ por lo que

$$I_{di}^{iso} = (1 - T_b) I_{dh} \left(\frac{1 + \cos \beta}{2} \right) \quad (1.96)$$

Este es el factor dominante a menos que el día sea muy claro.

En suma, el modelo Hay y Davies estima la irradiancia sobre planos inclinados (orientados al ecuador) con

$$I_i^{HD} = r_b(\beta) (I_{bh} + T_b I_{dh}) + I_{dh} (1 - T_b) \left(\frac{1 + \cos \beta}{2} \right) + I_h \rho_g \left(\frac{1 - \cos \beta}{2} \right), \quad (1.97)$$

donde la transmitancia T_b se calcula a partir de la ec. (1.94) en términos de k_t el índice de claridad horario. En términos adimensionados, de fracción inclinada horaria, esta relación se puede expresar como

$$r_i^{HD} = \frac{I_i}{I_h} = (1 - \tilde{f}_d) r_b(\beta) + \tilde{f}_d \left(\frac{1 + \cos \beta}{2} \right) + \rho_g \left(\frac{1 - \cos \beta}{2} \right) \quad (1.98)$$

en términos de una fracción difusa corregida

$$\tilde{f}_d \equiv f_d (1 - T_b) = f_d (1 - k_t + f_d k_t). \quad (1.99)$$

De este modo, para implementar el modelo HD basta con calcular \tilde{f}_d , la fracción difusa corregida y es posible usar las mismas expresiones que para el modelo isotrópico.

Razón inclinada diaria

Para calcular la razón inclinada diaria, se procede del mismo modo definiendo una *transmitancia efectiva diaria* como

$$T_b = \frac{H_{bh}}{H_{b0}} = (1 - F_d) K_T \quad (1.100)$$

y el mismo razonamiento que antes lleva a

$$H_i^{HD} = R_b(\beta)(H_{bh} + T_b H_{dh}) + H_{dh}(1 - T_b) \left(\frac{1 + \cos \beta}{2} \right) + H_h \rho_g \left(\frac{1 - \cos \beta}{2} \right), \quad (1.101)$$

o, en términos adimensionados, la razón inclinada diaria en el modelo HD es

$$R_i^{HD} = \frac{H_i}{H_h} = (1 - \tilde{F}_d) R_b(\beta) + \tilde{F}_d \left(\frac{1 + \cos \beta}{2} \right) + \rho_g \left(\frac{1 - \cos \beta}{2} \right) \quad (1.102)$$

en términos de la *fracción difusa efectiva diaria*

$$\tilde{F}_d = F_d(1 - T_b) = F_d(1 - K_T + F_d K_T). \quad (1.103)$$

Estas expresiones diarias pueden ser evaluadas para los días típicos de cada mes, para tener un estimativo rápido del comportamiento típico del mes. Para un cálculo más cuidadoso, deben realizarse los cálculos diarios para todo el mes, y luego promediarlos.

El modelo Hay y Davies es casi igual de simple que el isotrópico, y produce estimativos algo mayores (y más cercanos a las medidas) para I_i . Es un buen compromiso entre simplicidad y precisión. Si las condiciones lo ameritan, (por ejemplo, cálculo de irradiación en aberturas verticales o altos albedos de superficie) se puede modificar este modelo en forma sencilla para incluir el aporte de brillo de horizonte, vea por ejemplo la Ref. [DB06].

1.6.5. Orientación óptima de un plano de captación

Las expresiones y métodos vistos hasta aquí permiten estimar la irradiancia media incidente sobre una superficie inclinada para cada mes del año. Las exigencias de diseño pueden incluir demandas estacionales; por ejemplo en una aplicación de calefacción solar uno quiere maximizar la salida de energía en invierno. En una aplicación de calentamiento de agua para una casa que se usa en verano, uno quiere maximizar la salida en verano. En otras aplicaciones, se prioriza una disponibilidad lo más pareja posible durante todo el año. Suponiendo que orientamos la superficie al Norte, $\gamma = 0$, podemos ajustar β para la aplicación de interés.

Para ilustrar los efectos de la inclinación de una superficie en cuanto a la energía incidente, se puede estimar la irradiación promedio del mes en un plano inclinado, $\bar{H}_i(\beta)$, a partir de la ec. (1.92) o (1.101), evaluándolas para el día típico de cada mes del año para diferentes inclinaciones. Para ello fijamos la latitud, $\phi = -35^\circ$ y adoptamos un valor típico de $\bar{K}_T \approx 0,50$ para todo

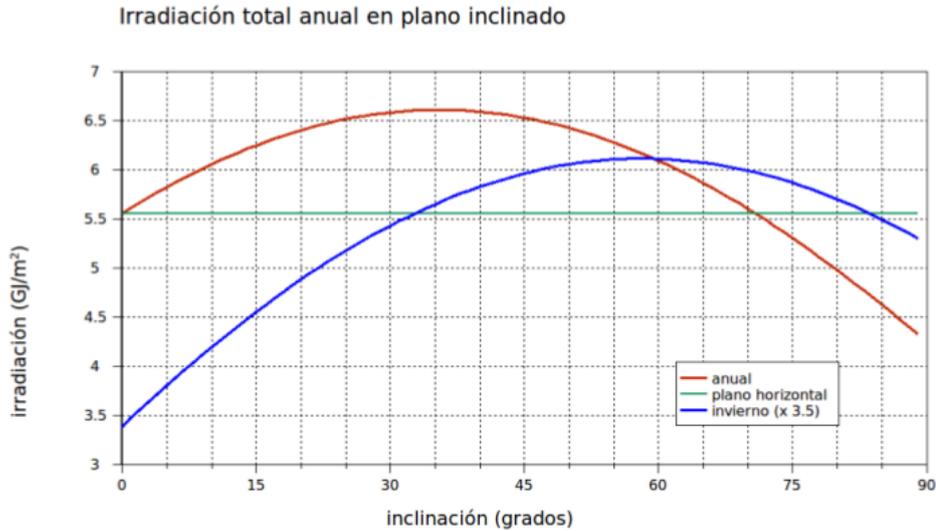


Figura 1.37: Variación de irradiación total anual (curva roja, en GJ/m^2) con la inclinación β . La curva correspondiente al total de invierno se multiplicó por un factor 3.5. También se muestra el total anual para plano horizontal, como referencia. Se ha usado el modelo isotrópico, suponiendo $K_T = 0,50$, $\rho_g = 0,20$ y la correlación diaria de Erbs et al. para estimar valores típicos para la fracción difusa diaria.

el año⁴⁶. Asumimos además una reflectividad del suelo moderada, $\rho = 0,20$. Las Figs. 1.38 y 1.39 muestran este tipo de información para el hemisferio norte (H.N.) y $\phi = 45^\circ$, $\bar{K}_T = 0,50$ y superficie orientada al Sur. Pueden leerse para el H.S. simplemente cambiando los meses del año y usando $|\phi|$ como latitud.

En suma, una superficie orientada aproximadamente hacia el ecuador maximiza la captación de energía y esto no depende críticamente del azimut. Para valores de $\gamma \in [-15^\circ, 15^\circ]$ se pueden usar las expresiones derivadas para $\gamma \approx 0^\circ$ con poco error. Para estas superficies, orientadas al ecuador, se establecen las pautas [DB06]

- Para máxima captación en verano, la inclinación debe ser 10° o 15° menor que la latitud, $|\phi|$. Para Montevideo, sería $\beta \simeq 20^\circ$ o 25° .
- Para máxima captación en invierno, la inclinación debe ser 10° o 15° mayor que la latitud, $|\phi|$. Para Montevideo, sería $\beta \simeq 45^\circ$ o 50° .
- Para una captación más pareja en el año, $\beta \approx \phi$. La inclinación no es crítica: desvíos de hasta 15° causan variaciones anuales menores a 5%.

⁴⁶El cálculo podría ser mejor usando un valor de \bar{K}_T específico para cada mes.

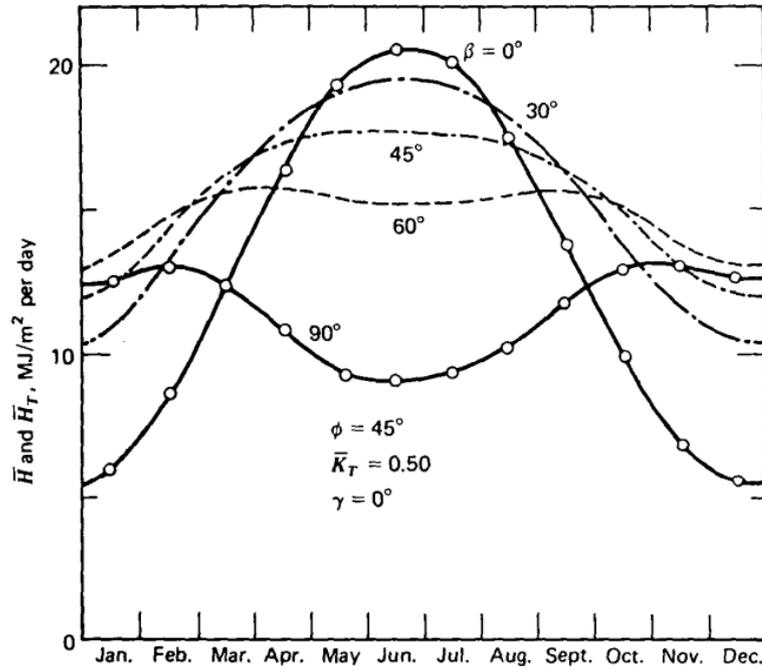


Figura 1.38: Efecto de la inclinación en energía incidente mensual. Detalles en el texto. De la Ref. [DB06].

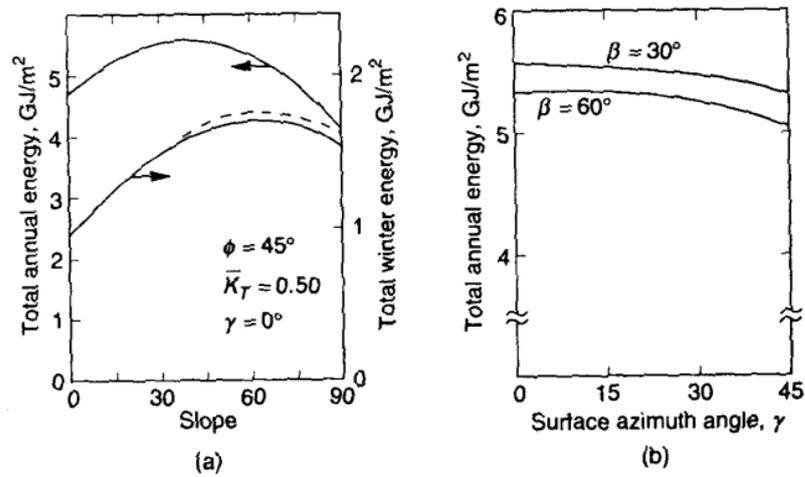


Figura 1.39: Efecto de la inclinación en energía incidente anual. Detalles en el texto. De la Ref. [DB06].

La Fig. 1.39(a) muestra el total anual de energía en función de la inclinación para una ubicación en latitud $\phi = 45^\circ$. En general, en Uruguay donde hay una gran variabilidad entre la energía solar incidente en invierno y en verano, para maximizar la captación de energía total anual, es necesario maximizar la captación en verano. En el caso de la figura, una inclinación $\beta = \phi - 10^\circ = 35^\circ$ maximiza la energía anualizada incidente sobre un plano inclinado.

1.7. Medidas de radiación solar

Desde una perspectiva histórica, las medidas de radiación solar incidente han recibido relativamente poca atención por parte de los servicios meteorológicos. Esta situación ha cambiado en las últimas décadas, en las cuales se han realizado a nivel mundial esfuerzos sistemáticos tendientes a caracterizar el recurso solar. La medida con registros más abundantes, tanto en cuanto a distribución geográfica como temporal, es la de heliofanía u horas de sol diarias sobre el umbral de 120 W/m^2 . Esta magnitud puede considerarse una medida indirecta de irradiación solar, en tanto esta correlacionada con la radiación global media y es posible estimar esta última en base a datos de heliofanía, usando los métodos descritos en la Sección ???. Presentamos aquí una breve reseña de los instrumentos mas comunes usados para medir (directa o indirectamente) radiación a nivel del suelo.

1.7.1. Irradiancia solar

La radiación global sobre una superficie horizontal es aquella proveniente de un sector angular de $2\pi \text{ sr}$ (stereoradianes), es decir, de toda la bóveda celeste, sin obstáculos, ni superficies reflectoras cercanas. La radiación global incluye las componentes directa y difusa e integra longitudes de onda entre $0,3\mu$ y 3μ aproximadamente, es decir desde el UVA, pasando por todo el espectro visible hasta el comienzo del NIR.

Piranómetros

El instrumento más usado para medir radiación global es el Piránometro, en el cual el elemento sensible se basa en el efecto termo-eléctrico (efecto Seebeck) de juntas bi-metálicas. Un aparato sencillo, como el Eppley Black & White, utiliza como termo-pila un conjunto de superficies blancas y negras que, al ser expuestas a la radiación solar, alcanzan diferentes temperaturas de equilibrio y generan una pequeña fem proporcional a su diferencia de temperatura. La salida se calibra para en forma proporcional a la irradiación en W/m^2 y los mejores equipos alcanzan una sensibilidad del orden de $10 \mu\text{-volt/watt/m}^2$ con un error relativo del orden de 1% para ángulos de incidencia θ_z menores a 70° . La respuesta espectral de estos aparatos es bastante uniforme en el rango de 300 a 2800 nm, que incluye la mayor parte del espectro solar incidente.

Algunas de las características deseables en un buen piranómetro son:

- respuesta espectral uniforme en todo el espectro solar.



Figura 1.40: Izquierda: Piránometro Eppley Black & White, mod. 8.48. Centro: Piránometro Kipp & Zonen CMP-21. Derecha: Pirheliómetro CHP-1 de Kipp & Zonen. Este aparato se monta en un mecanismo seguidor (pasivo o activo) para realizar medidas continuas de radiación directa.

- sensibilidad estable frente a variaciones de temperatura. Los aparatos de calidad incluyen una medida de la temperatura interna que permite corregir a posteriori.
- encapsulado robusto, capaz de resistir largos períodos de tiempo a la interperie.

Los niveles de calidad de piranómetros (y pirheliómetros) se han estandarizado en la normativa ISO 9060, adoptada por la Organización Meteorológica Mundial (WMO) y existe una referencia radiométrica mundial contra la cual se calibran los estándares secundarios. De acuerdo a la norma ISO 9060, los instrumentos de medida de irradiancia para uso científico o productivo se clasifican como Estándar Secundario, Clase I o Clase II según su nivel de incertidumbre, entre otros parámetros (vea la tabla de la Fig. 1.41).

Un Piranómetro utilizable como Estándar Secundario debe tener una incerteza menor a 3% para medidas horarias y menor a 2% para medidas diarias. Un instrumento de Clase I mide irradiancia diaria con una incertidumbre menor a 8% para medidas horarias y al 5% en medidas diarias. Finalmente, en un instrumento de Clase II, la incertidumbre puede ser del orden de hasta 20% para medidas horarias y de hasta 10% para totales diarios.

Es importante tener en cuenta que en la práctica estos intervalos de error aumentan debido a diversos factores. Entre ellos, errores de calibración (importantes si el aparato no se re-calibra periódicamente contra un estándar secundario), errores debidos a mal mantenimiento (cúpulas sucias de polvo o con condensación de agua), mala ubicación (obstáculos con sombra, inclinación que puede afectar los patrones de convección natural internos y por lo tanto la constante del aparato). A esto hay que sumar posibles errores en el

Specification List			
Specification	Class		
	Secondary Standard	First Class	Second Class
Response time – 95% response	< 15 s	< 30 s	< 60 s
Zero offset Response to 200 Wm ⁻² net thermal radiation (ventilated) Response to 5 K h ⁻¹ change in ambient temperature	+ 7 Wm ⁻² ± 2 Wm ⁻²	+ 15 Wm ⁻² ± 4 Wm ⁻²	+ 30 Wm ⁻² ± 8 Wm ⁻²
Resolution – smallest detectable change	± 1 Wm ⁻²	± 5 Wm ⁻²	± 10 Wm ⁻²
Stability – percentage change in responsivity per year	± 0.8%	± 1.6%	± 2%
Nonlinearity – percentage deviation from the responsivity at 500 W/m ² due to change in irradiance within 100 Wm ⁻² to 1000 Wm ⁻²	± 0.2%	± 0.5%	± 2%
Directional response for beam radiation (the range of errors caused by assuming that the normal incidence responsivity is valid for all directions when measuring, from any direction, a beam radiation whose normal incidence irradiance is 1000 Wm ⁻²)	± 10 Wm ⁻²	± 20 Wm ⁻²	± 30 Wm ⁻²
Spectral selectivity – percentage deviation of the product of the spectral absorptance and the spectral transmittance from the corresponding mean within 0.3 μm and 3.0 μm	± 2%	± 5%	± 10%
Temperature response – total percentage deviation due to change in ambient temperature within an interval of 50 K	2%	4%	8%
Tilt response – percentage deviation from the responsivity at 0 degrees tilt (horizontal) due to change in tilt from 0 degrees to 90 degrees at 1000 W/m ² irradiance	± 0.5%	± 2%	± 5%

* The highest category for pyranometers is the secondary standard, because the most accurate determination of GHI has been suggested to be the sum of the DNI as measured by an absolute cavity radiometer and the DHI as measured by a secondary standard pyranometer shaded from the DNI by a disk.

Figura 1.41: Clasificación de piranómetros según la norma ISO9060. Tabla de [SRM⁺10].

registro, la electrónica de integración y acumulación y la transmisión entre otros. En suma, usando aparatos de campo, es difícil se obtener una serie larga de medidas de irradiación diaria con errores rms inferiores a 10 %.

En Uruguay, el GMARS (Grupo de Modelado y Análisis de la Radiación Solar) cuenta desde 2010 con un piránometro CMP-22 de Kipp & Zonen, similar al mostrado en la Fig. 1.40 (centro). Este equipo es un piránometro de muy alta calidad con compensación y registro de temperatura integrado y es capaz de medir irradiancia diaria con incerteza menor al 1 %. Este equipo es el único Estándar Secundario en el Uruguay y se utiliza para calibrar periódicamente todos los equipos de campo.

Pirheliómetro

El pirheliómetro es el instrumento usado para medir la componente directa de la radiación. Usualmente se usa un elemento de detección de termopila construido con varios pares conectados eléctricamente en serie, como en el Piranómetro. La diferencia fundamental con el piranómetro es que el sensor esta ubicado en el fondo de un tubo colimador que se alinea (manual o automáticamente) con el Sol, de modo que solo la irradiación proveniente directamente del sol (y de un pequeño entorno, la llamada radiación circumsolar) alcanza el sensor. La geometría del pirheliómetro permite enfocar el disco solar y la pequeña región circumsolar, de aproximadamente 1° de semiángulo. Esta pequeña región es necesaria para evitar que pequeños errores de enfoque o seguimiento lleven a valores erróneos de radiación directa. La radiación difusa que ingresa de esta región es muy pequeña.

El modelo CPH-1 mostrado en la Fig. 1.40 (derecha) tiene un error (reportado por el fabricante) de 2 % para medidas horarias y de 1 % para medidas diarias⁴⁷, es útil por tanto como un Estándar Secundario para Pirheliómetros. En líneas generales, la medida automática de radiación directa usando un Pirheliómetro no es sencilla y se requiere o bien un mecanismo de seguimiento activo de calidad o bien una constante vigilancia para evitar errores de alineación.

Otra forma de determinar la irradiancia directa es por diferencia a partir de una mediada de irradiación global y otra de irradiación difusa. Los métodos tradicionales para medir la irradiación difusa usan o bien una banda metálica ajustada sobre el piránometro que bloquea la irradiancia directa durante el día o bien pequeñas esferas metálicas solidarias a un mecanismo de seguimiento que cumplen la misma función. En el caso de la banda de sombra, debe ajustarse cada pocos días para atender los cambios en la

⁴⁷Es común que el error disminuya al aumentar el intervalo de integración debido a una cancelación parcial de errores.



Figura 1.42: Piranómetro SPN-1 de Delta-T devices. Permite medir simultáneamente la irradiancia global y la difusa sin partes móviles ni ajustes periódicos, salvo por la recalibración bi-anual.

declinación solar y la medida debe corregirse *a-posteriori* usando un factor geométrico, para compensar la fracción de cielo (radiación difusa) bloqueada por la banda metálica. Evidentemente, ni la medida de irradiancia directa, ni la de irradiancia difusa son medidas sencillas de realizar, especialmente por largos períodos de tiempo.

En la estación de referencia ubicada en la Facultad de Ingeniería, existe un instrumento capaz de medir radiación difusa en forma continua sin partes móviles, ni mantenimiento. El SPN-1, de Delta-T permite medir irradiancia global y difusa por separado en forma automática, evitando las dificultades mencionadas. Este instrumento, que se muestra en la Fig. 1.42, utiliza un array de 7 sensores de termopila y una rejilla especial de modo que -en todo momento- al menos uno de ellos recibe irradiancia directa y al menos uno de ellos esta en la sombra. A partir de esta información, un procesador interno utiliza un algoritmo sencillo para calcular la irradiancia global y la difusa por separado. Estos dispositivos “inteligentes” evitan el uso de un segundo piranómetro provisto de anillos de sombra o de un pirheliómetro con dispositivo de seguimiento solar para separar las componentes de radiación. El sensor SPN-1 de [Delta-T devices](#) es un aparato de campo (más cercano a Segunda que a primera clase), con incertidumbre para irradiancia (global o difusa) de 8% y de 5% para integrales diarios. Tiene un calentador para evitar temperaturas inferiores a cero y puede ser una solución robusta para estimar irradiancia difusa.

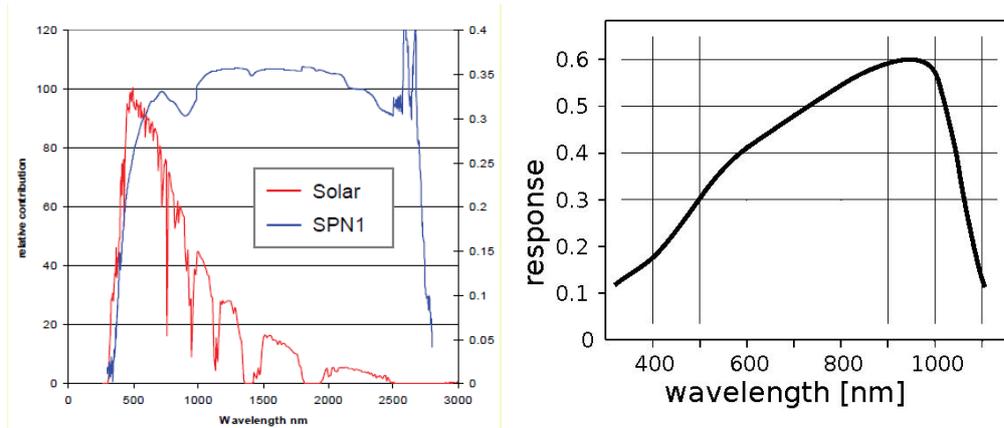


Figura 1.43: Respuesta espectral del piranómetro SPN-1, basado en termopilas, comparada con la respuesta espectral típica de un fotodiodo de Silicio. La curva roja corresponde al espectro solar incidente en suelo.

Sensores fotovoltaicos

En muchos casos se utilizan fotoceldas de Silicio o sensores fotovoltaicos para estimar la radiación global, ya que el precio de estos instrumentos es un orden de magnitud menor que el de un Piranómetro Clase I. Debe tenerse cuidado, ya que sensores basados en fotodiodos de silicio pueden tener una respuesta espectral no uniforme y dependiente de la temperatura ambiente. Un ejemplo típico es el sensor de radiación usado en las estaciones meteorológicas automáticas Davis Vantage-PRO. El sensor es una fotocelda de Silicio, con una respuesta espectral no uniforme en el rango de interés de la irradiancia solar. Por ejemplo, el fabricante mencionado indica un rango de respuesta espectral entre 300 nm y 1100 nm. La Fig. 1.43 muestra la respuesta espectral de una fotocelda de Silicio que es no uniforme en este rango y presenta dependencia con la temperatura. De todas maneras, los sensores fotovoltaicos son una alternativa, dado su bajo costo y su relativa robustez.

1.7.2. Medidas de heliofanía o insolación

Las medidas de horas de sol son las más comunes a nivel de los servicios meteorológicos. Existen heliógrafos operando desde hace décadas en muchas estaciones. En Uruguay, la Dirección Nacional de Meteorología (DNM) y el Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA) realizan este tipo de medidas rutinariamente en sus estaciones.



Figura 1.44: Izquierda: Heliógrafo de Campbell-Stokes instalado. Derecha: Registrador moderno de horas de insolación basado en fotodiodos, de Kipp & Zonen.

Los heliógrafos más comunes son los de Campbell-Stokes, cuyo concepto proviene de fines del siglo XIX. El instrumento es simple y robusto (vea la Fig. 1.44). Consiste en una esfera de vidrio pulido montada de modo que la luz del sol se enfoca sobre una banda de papel a lo largo del día. Si la intensidad sobrepasa cierto valor umbral (convencionalmente 120 W/m^2), lo quema y deja un trazo visible sobre el papel. Al final del día se realiza una medida de la longitud total del trazo sobre la banda y se traduce en tiempo total radiación global sobre el umbral. Una gran ventaja de estos aparatos, además de su robustez y simplicidad, es el hecho de que no requieren energía eléctrica para funcionar. El problema asociado es que se requiere intervención humana diaria para cambiar y leer la banda de papel y para mantener la esfera limpia.

La medida con heliógrafo puede estar afectada por diversos errores humanos que pueden ir desde una incorrecta orientación, hasta errores de apreciación en el largo del trazo quemado. Mas importante, el tipo de papel y variaciones en la humedad ambiente hacen que el umbral de quemado de la banda de papel no sea constante.

Una alternativa moderna al heliógrafo es el sensor de insolación basado en fotodiodos, como el mostrado en la Fig. 1.44 (derecha). Estos sensores de bajo costo, basados en fotodiodos, tienen una salida digital que indica en tiempo real si la irradiancia esta sobre el umbral convencional de 120 w/m^2 . El fabricante indica un error menor a 10 % en las horas de sol mensuales sobre este umbral. Permiten automatizar la lectura de datos y no requieren mantenimiento diario.

1.7.3. Datos históricos disponibles en Uruguay

En términos generales, la cantidad de datos de irradiación global disponibles en Uruguay fué escasa hasta 2010 y su distribución geográfica inadecuada, ya que los datos históricos están concentrados en el Sur del país en tanto el recurso solar es más abundante en el Norte. Además, la calidad de los datos disponibles resulta ser muy variable. A continuación se detallan las cuatro series de irradiación existentes en el Uruguay hasta 2010, incluyendo la información disponible⁴⁸ sobre los antecedentes y metadatos asociados.

Una serie de irradiación diaria de buena calidad y públicamente disponible es la **Serie ZUELA**. Se compone de datos de irradiación global diaria para el período 1969-1979 medidos en la estación meteorológica de “La Estanzuela” (Colonia) del Centro de Investigaciones Agrícolas Alberto Boerger (CIAAB) (precursor del actual INIA), dependiente del Ministerio de Ganadería, Agricultura y Pesca (MGAP). Se utilizó un piranómetro Kipp & Zonen, se registró sobre banda de papel y se planimetró para obtener los registros de irradiación diaria. Este trabajo fue realizado por el Dr. Walter Corsi con gran dedicación, lo que explica la calidad de la serie, que esta disponible completa en la [página web de la Mesa Solar](#). Esta serie se utilizó para el Mapa Solar del Uruguay (v1) [ADCG10].

En la Facultad de Arquitectura de UdelaR (Montevideo), con la colaboración del Instituto de Física de la Facultad de Ingeniería se registraron datos de irradiación horaria durante el período 1980-1984. Se utilizó un piranómetro Eppley modelo BW con registro sobre banda de papel. Los datos fueron luego planimetrados y digitalizados. El mantenimiento del equipo estuvo a cargo del Instituto de la Construcción de Edificios de la Facultad de Arquitectura (Arq. Rivero) y el procesamiento de los datos (incluyendo la digitalización de los mismos) fue realizado en el Instituto de Física de la Facultad de Ingeniería. Esta serie es pública y está disponible completa en la página web del Instituto de Física de la Facultad de Ingeniería <http://www.fing.edu.uy/solar>, así como también en la de la Mesa Solar, <http://www.mesasolar.org>. La serie no fué utilizada para el Mapa Solar del Uruguay por presentar una tendencia sistemática decreciente, típica de la degradación del instrumento de medida. Otras medidas de irradiación global horaria incluyen las obtenidas en el Despacho de Cargas de UTE (Melilla, Montevideo) con un sensor fotovoltaico Davis con registro digital por datalogger entre 2005 - 2010. Esta serie es propiedad de UTE y fue cedida a la Facultad de Ingeniería exclusivamente para la realización del MSU [ADCG10].

En la Tabla 1.13 se indican los detalles de cuatro series históricas nacio-

⁴⁸Utilizamos aquí la nomenclatura y los metadatos aportados por el Ing. J. Duomarco y disponibles en la [página de la Mesa Solar](#).

nombre	localidad	LAT	LON	período	años	instrumento	institución
ZUELA	Colonia	-34.6	-58.3	10/1969 – 11/1977	8	Kipp & Zonnen ^{1,3}	INIA
ARCHI	Montevideo	-34.9	-56.2	01/1980 – 12/1984	5	Eppley Black& White ^{1,3,4,5}	UdelaR
MELILLA- α	Montevideo	-34.8	-56.3	10/2005 – 09/2009	4	Sensor fotovoltaico Davis ^{2,4}	UTE
POTRERILLO- α	Rocha	-34.0	-53.6	01/2007 – 07/2009	2.5	Fotodiodo ES2 ^{2,4}	Probides

Notas:

- (1) registro original en banda de papel, luego digitalizada.
- (2) registro electrónico automático.
- (3) disponible públicamente en <http://mesasolar.org>
- (4) serie con registros horarios
- (5) incluye medidas de componente directa

Cuadro 1.13: Series de históricas de irradiación global.

nales consideradas para el MSUv1, de las cuales dos fueron utilizadas.

1.7.4. Red de medidas de radiación solar

En la actualidad existen dos esfuerzos sistemáticos por tomar medidas de irradiancia global en varios puntos del país. Uno de ellos, es la red de medidas de radiación gestionada desde el Laboratorio de Energía Solar de la Facultad de Ingeniería de UdelaR. Esta red se inició en 2010 con apoyo de la Dirección Nacional de Energía (MIEM/DNE). Actualmente, sigue en operación y se mejora y expande con apoyos parciales de diversas agencias (ANII, PEDECIBA, CSIC). Otra red es la montada y gestionada por la Gerencia de Generación de UTE (SGE, Sistema de Generación Eólico) con fines de generar información sobre el recurso eólico en el Uruguay. Esta red y comprende medidas continuas de diversas variables meteorológicas (especialmente velocidad y dirección de viento) en varios puntos del país. En muchos de ellos, se mide también irradiancia global usando sensores fotovoltaicos Licor. Existe una coordinación básica entre ambas redes, para cubrir de mejor forma todo el territorio nacional.

Actualmente, se concluye la obra en Salto Grande del Laboratorio de Energía Solar de UDELAR (LES), desde donde se pasará a centralizar la administración de la red de medidas de FING/UDELAR. En el LES se contará con facilidades para la calibración de piranómetros y se realizará el control de calidad de los datos recabados antes de ponerlos a disposición pública. En 2014 la red de medidas se ha equipado con nuevas estaciones, con medidas redundantes de GHI (irradiancia global sobre plano horizontal), medidas de plano inclinado en varios puntos y medidas de la componente difusa. En el LES, se ubicará una estación de referencia con medidas independientes de irradiancia directa, difusa y global. Además, se realizarán medidas continuas de irradiancia ultravioleta (UV-A, UV-B, UV-E) y se publicará la información de índice UV medido.

Toda esta información se utiliza en el LES para evaluar y mejorar los

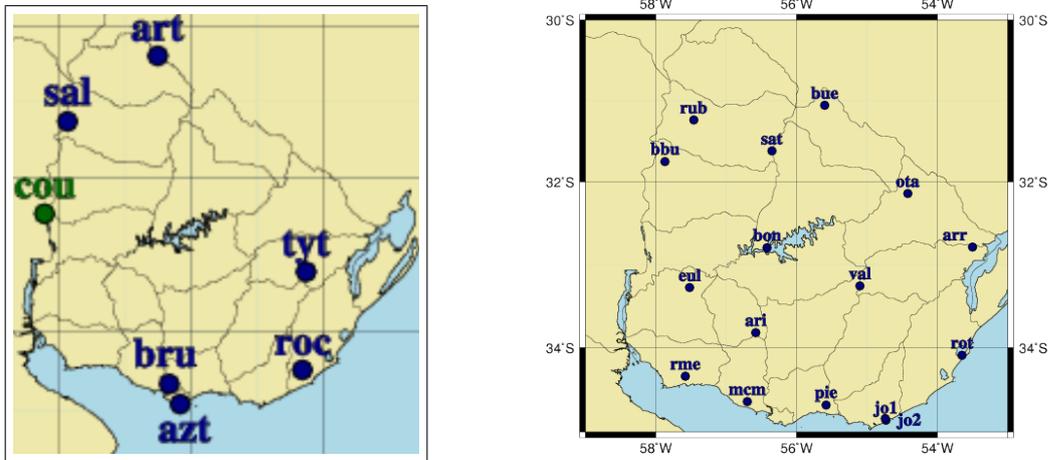


Figura 1.45: Izq: Ubicaciones (puntos azules) de las seis estaciones de la red de medidas continuas de radiación solar de UDELAR. El punto verde, corresponde a una estación Argentina. Der: Ubicación de las estaciones de la red de medidas de UTE con radiómetros para radiación solar.

modelos descritos en estas notas. La red de medidas de irradiación cuenta hoy con seis puntos de medida de irradiancia global en todo el territorio, usando piranómetros de campo Kipp & Zonen CMP6 o CMP11, vea el detalle en el Cuadro 1.14. Por otro lado, la red UTE de medidas de irradiación cuenta hoy con 12 puntos de medida distribuidos en el territorio, usando sensores fotovoltaicos Licor. La Fig. 1.45 muestra la distribución de ambas redes de medida. Los datos de la red mantenida por el LES/UDELAR están disponibles para fines de investigación o de trabajos académicos. En caso de requerirse datos para fines comerciales, se aplican costos.

Ubicación	Cod.	LON	LAT	equipo
Treinta y Tres/INIA	TT	-54.25	-33.23	KZ-CMP6
Salto/INIA	SA	-57.88	-31.27	KZ-CMP6
Las Brujas/INIA	LB	-56.30	-34.67	KZ-CMP6
Artigas/DNM	AR	-56.51	-30.40	KZ-CMP11
Rocha/DNM	RO	-54.31	-34.49	KZ-CM6
FING	FI	-56.17	-34.92	KZ-CMP22

Cuadro 1.14: Detalles de los puntos de la Red de UdelaR.

Glosario

Por una lista más completa de términos y nomenclatura vinculada a la Energía Solar, ver la terminología recomendada en www.ursolar.org/fes > Información > Normativas

- **ángulo cenital**, θ_z : Formado por la línea Tierra-Sol con la vertical en el punto del observador.
- **ángulo horario**, ω : ángulo entre el meridiano del observador y el meridiano que contiene al Sol. Se mide sobre el plano del ecuador. Varía a una tasa constante de 15 grados/hora y define el tiempo solar. Por convención se toma $\omega = 0$ a mediodía solar, $\omega < 0$ en la mañana y $\omega > 0$ en la tarde.
- **azimut solar**: ángulo formado por la proyección de la línea Tierra-Sol sobre el plano horizontal local y una línea Norte-Sur por el punto del observador..
- **declinación solar**, δ : Ángulo formado por la línea Tierra-Sol con el plano ecuatorial. Es nulo en los equinoccios, negativo en el verano (hemisferio Sur) y positivo en el invierno.
- **Heliofanía**: sinónimo de horas de sol. Estimación de la irradiancia diaria incidente sobre el suelo or encima del umbral (convencional) de 120 W/m^2 .
- **Heliografo**: instrumento usado para medir la heliofanía.
- **Irradiancia**, G : potencia incidente por unidad de superficie (W/m^2) sobre un plano dado. Es la integral de la irradiancia espectral, $G = \int_0^\infty G_\lambda d\lambda$ y tiene unidades de flujo de energía. También se obtiene integrando en frecuencia, $G = \int_0^\infty G_\nu d\nu$.
- **Constante Solar**, G_s : irradiancia solar media incidente sobre una superficie normal a la dirección de propagación, ubicada en el exterior de la atmósfera y a una distancia media tierra-sol Se adopta el valor convencional $G_s = 1367 \text{ w/m}^2$ en la Ref. [DB06]..
- **Irradiación**, H, I : energía incidente por unidad de área (J/m^2) sobre un plano dado. Es la irradiancia acumulada en el tiempo, $I_T = \int_{t_1}^{t_1+T} G dt$, durante un intervalo de tiempo T . Usamos H para irradiación diaria, I para otros períodos de tiempo. Antiguamente se denominaba *Insolación* a la irradiación diaria (ahora en desuso). .

- **Irradiancia espectral, G_λ :** se define de modo que $G_\lambda d\lambda$ es la irradiancia sobre un plano dado en un intervalo diferencial de longitud de onda entre $\lambda, \lambda + d\lambda$. Las unidades de G_λ son $\text{W}/\text{m}^2 \text{ nm}$, midiendo longitud de onda en nanómetros. Análogamente, se puede definir una radiancia espectral en frecuencia, G_ν , como la irradiancia sobre un plano dado en el intervalo de frecuencias $\nu, \nu + d\nu$ y en este caso sus unidades son $\text{W}/\text{m}^2 \text{ Hz}$.
- **Radiación difusa:** componente de la radiación solar que llega al suelo luego de ser dispersada, al menos una vez, en la atmósfera.
- **Radiación directa:** componente de la radiación solar que llega al suelo procedente de un pequeño ángulo sólido (pero que subtende un ángulo mayor a 0.5°) centrado en el disco solar.
- **Radiación global:** radiación solar que llega al suelo, suma de las componentes directa y difusa.
- **Radiación circumsolar:** componente de la radiación solar dispersada por la atmósfera que llega al suelo procedente de un pequeño intervalo de ángulos sólidos en torno al disco solar.
- **Piranómetro:** instrumento basado en una termopila, usado para medir irradiación global.
- **Pirheliómetro:** instrumento basado en una termopila, usado para medir irradiación directa y parte de la circumsolar. Usualmente se utiliza con un mecanismo de seguimiento automático y el instrumento tiene un ángulo de apertura mayor que el subtendido por el disco solar, de hasta 5° , para dar tolerancia a pequeños desvíos en el seguimiento.
- **Tiempo solar aparente:** El día solar aparente es el tiempo en el que el Sol completa un ciclo diario, visto por un observador en la Tierra. El día solar aparente no tiene una duración constante, sino que depende de la posición de la Tierra en su órbita, y solo en ocasiones coincide con un período de 24 horas estándar.
día solar aparente corresponde al tiempo en el que el Sol completa un ciclo diario, visto por un observador en la Tierra.
- **Unidad Astronómica, U.A.:** unidad de distancia, equivalente a la distancia media tierra-sol, $1 \text{ UA} = 1,495 \times 10^{11} \text{ m}$.

Bibliografía

- [AD13] G. Abal and V. DuraÑona. Manual Técnico de Energía Solar Térmica, Vol I: Fundamentos. Technical report, Facultad de Ingeniería, UDELAR, 2013. Disponible en <http://les.edu.uy>.
- [ADCG10] G. Abal, M. D'Angelo, J. Cataldo, and A. Gutierrez. Mapa Solar del Uruguay. In *Analys of the IVth Latin-American Conference on Solar Energy (IV ISES-CLA)*, Cusco, Perú, 1–5 November 2010.
- [BRB08] J Boland, B Ridley, and B Brown. Models of diffuse solar radiation. *Renewable Energy*, 33:575–584, 2008.
- [Con13] Solar World Congress, editor. *Diffuse fraction models in Southern latitudes*, Cancun, Méjico, Noviembre 2013. ISES/ANES.
- [Coo69] P.I. Cooper. The absortion of solar radiation in solar stills. *Solar Energy*, 12:3, 1969.
- [CPR79] M. Collares-Pereira and A. Rabl. The average distribution of solar radiation – correlations between diffuse and hemispherical and between daily and hourly insolation values. *Solar Energy*, 22:235, 1979.
- [DB06] J.A. Duffie and W.A. Beckman. *Solar Engineering of Thermal Processes*. Wiley and Sons, Hoboken, New Jersey, third edition, 2006.
- [DTAC11] M. D'Angelo, P. Toscano, G. Abal, and J.C. Ceballos. Spatial distribution of daily mean global solar irradiation in uruguay. In *Annals of the Solar World Congress (SWC 2011)*, Kassel, Germany, 28 August–4 November 2011.

- [EKD82] D.G. Erbs, S.A. Klein, and J.A. Duffie. Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly, daily and monthly-average global radiation. *Solar Energy*, 28:293, 1982.
- [Hot76] H.C. Hottel. A simple model for estimating the transmittance of direct solar radiation through the clear atmospheres. *Solar Energy*, 18:129, 1976.
- [Iqb79] M. Iqbal. Correlation of average diffuse and beam radiation with hours of bright sunshine. *Solar Energy*, 23:169–173, 1979.
- [Iqb83] M. Iqbal. *An Introduction to Solar Radiation*. Academic Press, Toronto, 1983.
- [Kle77] S.A. Klein. Calculation of monthly average insolation on tilted surfaces. *Solar Energy*, 19:325, 1977.
- [KY89] F. Kasten and A. Young. Revised optical air mass tables and approximation formula. *Applied Optics*, 28:4735, 1989.
- [LJ60] B.Y.H. Liu and R.C. Jordan. The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation. *Solar Energy*, 4:1, 1960.
- [LJ63] B.Y.H. Liu and R.C. Jordan. The long-term average performance of flat-plate energy collectors. *Solar Energy*, 7:53, 1963.
- [OH77] J.F. Orgill and G.T. Hollands. Correlation equation for hourly diffuse radiation on a horizontal surface. *Solar Energy*, 19:357–399, 1977.
- [RAATPPV10] J.A. Ruiz-Arias, H. Alsamamra, J. Tovar-Pescador, and D. Pozo-Vázquez. Proposal of a regressive model for the hourly diffuse solar radiation under all sky conditions. *Energy Conversion and Management*, 51:881–893, 2010.
- [RBD90] D.T. Reindl, W.A. Beckman, and J.A. Duffie. Diffuse fraction correlations. *Solar Energy*, 45:1–7, 1990.
- [RBL10] B. Ridley, J. Boland, and P. Lauret. Modelling diffuse solar fraction with multiple predictors. *Renewable Energy*, 35:478–483, 2010.

-
- [Spe71] J.W. Spencer. Fourier series representation of the position of the sun. *Search*, 2:172, 1971, <http://mail-archive.com/sundial@uni-koeln.de/msg01050.html>.
- [SRM⁺10] T. Stoffel, D. Renné, D. Myers, S. Wilcox, M. Sengupta, R. George, and C. Turchi. Best practices handbook for the collection and use of solar resource data. Technical Report NREL/TP-550-47465, National Renewable Energy Laboratory (NREL), September 2010.
- [TJ58] J.L. Threlkeld and R.C. Jordan. *Trans. ASHRAE*, 64:45, 1958.
- [Wei92] S. Weider. *An introduction to Solar Energy for Scientists and Engineers*. Krieger, Malabar, Florida, reprint edition, 1992.
- [WMO08] WMO. *Guide to meteorological instruments and methods of observation*. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, seventh edition, 2008.