



UNIVERSIDAD
DE LA REPUBLICA
URUGUAY



Modelado de la irradiancia solar sobre la superficie terrestre

Modelos físicos e híbridos utilizando información satelital sobre
la Pampa Húmeda

Agustín Laguarda Cirigliano

Programa de Posgrado en Ingeniería de la Energía
Facultad de Ingeniería
Universidad de la República

Montevideo – Uruguay
Enero de 2021



UNIVERSIDAD
DE LA REPUBLICA
URUGUAY



Modelado de la irradiancia solar sobre la superficie terrestre

Modelos físicos e híbridos utilizando información satelital sobre
la Pampa Húmeda

Agustín Laguarda Cirigliano

Tesis de Doctorado presentada al Programa de Posgrado en Ingeniería de la Energía, Facultad de Ingeniería de la Universidad de la República, como parte de los requisitos necesarios para la obtención del título de Doctor en Ingeniería de la Energía.

Director:

Dr. Prof. Gonzalo Abal Guerault

Codirector:

Dr. Prof. Rodrigo Alonso Suárez

Montevideo – Uruguay

Enero de 2021

Laguarda Cirigliano, Agustín

Modelado de la irradiancia solar sobre la superficie terrestre / Agustín Laguarda Cirigliano. - Montevideo: Universidad de la República, Facultad de Ingeniería, 2021.

XXVII, 239 p.: il.; 29, 7cm.

Director:

Gonzalo Abal Guerault

Codirector:

Rodrigo Alonso Suárez

Tesis de Doctorado – Universidad de la República, Programa en Ingeniería de la Energía, 2021.

Referencias bibliográficas: p. 169 – 185.

1. Energía solar, 2. Modelos satelitales, 3. Base MERRA-2, 4. Turbidez de Linke, 5. Modelos de cielo claro, 6. Modelos CIM, 7. Heliosat-4, 8. GOES-13.
I. Abal Guerault, Gonzalo, *et al.* II. Universidad de la República, Programa de Posgrado en Ingeniería de la Energía. III. Título.

INTEGRANTES DEL TRIBUNAL DE DEFENSA DE TESIS

Dr. Prof. Gabriel Usera (Revisor)

Dr. Prof. Raúl Righini (Revisor)

Dr. Prof. Italo Bove

Dra. Prof. Erna Frins

Dr. Prof. Fernando Martins

Montevideo – Uruguay

Enero de 2021

A Mercedes Orézzoli, siempre
presente.

Agradecimientos

Quiero agradecer a la Udelar por permitirme acceder a formación científica de calidad y permitirme explorar los pasillos de varias de sus facultades antes de encontrar mi rumbo en ella. También es de orden agradecer a la ANII y la CAP por los apoyos económicos, y al Instituto de Física de la Facultad de Ingeniería por permitirme invertir tiempo en la realización del posgrado. Agradezco a Gonzalo Abal y a Rodrigo Alonso-Suárez por aceptar dirigir este trabajo, pero especialmente por hacerme sentir como en casa dentro del Laboratorio de Energía Solar, cosa que no hubiera sido posible además sin el excelente ambiente generado por todos sus integrantes.

Con respecto al desarrollo específico de esta tesis me gustaría agradecer a Juan Carlos Ceballos, del Departamento de Satélites Ambientales (INPE/CPTEC), por recibirme por dos meses y enseñarme sobre el manejo de imágenes satelitales y el modelo de radiación solar GL. A Claire Thomas de Tranvalor (Mines/Paristech) por la provisión de datos HelioClim y consejo en temas relacionados con el sitio SoDA. A los grupos técnicos de CAMS, Giovanni y AERONET por poner a disposición los datos y responder a más de una consulta. Al grupo de GERSolar, en especial a Rosana Aristegui por los datos de la estación de la Universidad de Luján y a María José Denegri por su aporte con respecto a la clasificación climática de Córdoba. A Lidia Otero de CEILAP por sus respuestas a mis consultas sobre estaciones AERONET y a Sergio Arizcorreta por sus mediciones y mantenimiento de las medidas de ozono en la estación de INUMET en el Aeropuerto de Salto.

Gracias a compañeros del IFFI, sala β , compañeros de la ex-sala 8 y a Líber Dovat por proveer su “aura de soluciones” y conocer el lenguaje oculto de los dispositivos informáticos y así convencerlos de que vuelvan a funcionar. A Amelia Ferrari, cuya paz y tenacidad para enfrentarse al sistema burocrático universitario nunca tuvo límites. Gracias a mis compañeras de facultad Marcela Peláez, Florencia Cubría y Magdalena Bessonart, grandes amigas, sin las cuales quién sabe si hubiera culminado el grado.

Quiero agradecer sinceramente a mis padres y hermanos por su cariño y apoyo incondicional y a mi tío, Leonel Laguarda, por su apoyo e interés en el desarrollo de mi formación académica. Por último y por sobre todo, gracias Gabriela da Rosa, compañera de todas las horas, por la contención, motivación y tolerancia.



(*Astérix y los normandos*, Albert Uderzo y René Goscinny, 1967.)

*Essentially, all models are
wrong, but some are useful.*

Prof. George E. P. Box

RESUMEN

Conocer la irradiación solar que alcanza la superficie terrestre es necesario para el desarrollo, dimensionamiento y simulación de emprendimientos de aprovechamiento de la energía solar. Si bien en la actualidad el sector energético es el principal usuario de esta información, este conocimiento es también relevante para aplicaciones agropecuarias de producción vegetal e investigación médica. La forma moderna de estimar la irradiación solar sobre sitios específicos o grandes extensiones territoriales es a través de imágenes de satélite, que proveen información sobre la nubosidad. La cadencia de la información generada por satélites meteorológicos geoestacionarios es suficiente para modelar el recurso a escala horaria en la región e incluso, con la puesta en operación del GOES-R en 2018, a escala sub-horaria. En Uruguay, se utiliza desde 2014 un modelo fenomenológico para irradiación solar global horizontal localmente adaptado (JPTv2), con un desempeño muy bueno para la región (RMSD de 13% de la media, a nivel horario) (Alonso-Suárez, 2017). Este modelo ha permitido, por ejemplo, caracterizar la distribución de largo plazo del recurso solar en el territorio (Alonso-Suárez *et al.*, 2014, 2019) y vincular sus variaciones estacionales con otros efectos climáticos bien estudiados (Laguarda *et al.*, 2020a).

En esta tesis se implementan y evalúan modelos de irradiación solar por satélite de naturaleza física e híbrida (*Cloud index models* o CIM) buscando lograr un desempeño local igual o mejor que el de JPTv2 para GHI (irradiación global) y agregar nuevas capacidades, como la estimación por satélite de DNI (irradiación directa), para la región de la Pampa Húmeda (que incluye todo el territorio del Uruguay). La tesis consta de dos partes: i) Se considera la interacción de la radiación solar con la atmósfera sin nubes, para estimar la irradiación en condiciones de cielo claro. ii) Se incluye información satelital sobre nubosidad para construir, a partir de los modelos de cielo claro, modelos para estimar irradiación solar en condiciones arbitrarias de nubosidad.

El desempeño de los modelos de cielo claro está limitado por la disponibilidad y la calidad de los datos sobre la composición de la atmósfera que utilizan como entrada. Ante la falta de medidas locales en la región de interés, se recurre a información sobre la composición de la atmósfera estimada por satélite y por técnicas de reanálisis. Se analiza la información sobre aerosoles, vapor de agua y ozono en la región que proveen estas bases, y se resuelve utilizar la base de reanálisis MERRA-2 (Gelaro *et al.*, 2017) por su buen desempeño y gran cobertura espacio-temporal (Laguarda y Abal, 2020). Además, se caracteriza localmente la turbidez de Linke (Laguarda y Abal, 2016), un parámetro de entrada para modelos de cielo claro con buen balance entre simplicidad

y precisión (Laguarda y Abal, 2017). Se implementan y evalúan a nivel horario cinco modelos de cielo claro para GHI y DNI utilizando diferentes fuentes para la información de entrada. Para GHI, un modelo simple como ESRA (Rigollier *et al.*, 2000), que utiliza solo turbidez Linke como entrada, alcanza una precisión comparable con la incertidumbre en las medidas: sesgos menores a 0.5 % y RMSD de 3 % de la media de las medidas. Para DNI el modelo REST2 (Gueymard, 2008) alimentado con información MERRA-2 alcanza un sesgo menor a 0.5 % y RMSD de 6 %. El desempeño de estos modelos los hace una base adecuada para modelos de irradiación solar en presencia de nubosidad.

En la segunda parte se presenta un modelo satelital semi-empírico tipo CIM para la estimación horaria de GHI y DNI a nivel de superficie. La propuesta combina los modelos más precisos de irradiación de cielo claro en la región, con un índice de nubosidad obtenido a partir de las imágenes del canal visible del satélite GOES-13 (Laguarda *et al.*, 2020b, 2018). El modelo propuesto es de naturaleza híbrida, en tanto combina un modelo físico con una parametrización empírica, y cuenta con solo dos parámetros ajustables localmente a medidas en tierra. Los parámetros ajustados muestran una gran homogeneidad espacial, lo que permite usar los modelos en todo el territorio sin gran pérdida de precisión. Para el caso de GHI a nivel horario se obtuvo un desvío promedio relativo menor a +1 % y un desvío cuadrático medio relativo (rRMSD) del orden de 12 % de la media de las medidas. Este modelo supera en desempeño en la región de interés a modelos comerciales (Laguarda *et al.*, 2020b), a modelos físicos sofisticados como Heliosat-4 (Qu *et al.*, 2017) e iguala al actualmente mejor modelo JPTv2 (puramente empírico y basado en 4 parámetros ajustables a datos de tierra). La sencillez, aplicabilidad y desempeño del modelo CIM híbrido lo hacen una excelente opción para estimar GHI en el territorio. Para la componente de DNI se obtienen sesgos medios menores a 0.2 % y rRMSD del orden de 20 % de la media de las medidas. Estos resultados colocan a la estrategia semi-empírica como la más conveniente para estimar DNI, en contraposición a las cadenas de modelos fenomenológicos utilizados actualmente (Alonso-Suárez *et al.*, 2019), basadas en la estimación de GHI y la posterior estimación de DNI utilizando parametrizaciones localmente ajustadas de separación directa-difusa (Abal *et al.*, 2017).

Palabras claves:

Energía solar, Modelos satelitales, Base MERRA-2, Turbidez de Linke, Modelos de cielo claro, Modelos CIM, Heliosat-4, GOES-13.

ABSTRACT

Knowledge of the ground level solar irradiation is necessary for solar energy projects' development, sizing and simulation. Although the energy sector is currently the main user of this information, it is also relevant for agricultural applications and medical research. The modern way to estimate solar irradiation on specific sites (or large territorial extensions) is by using satellite images, which provide the information about clouds. The rate of meteorological geostationary satellites' information is adequate to model the solar resource at hourly scale in the region and, with the new satellite GOES-R (since 2018), at a sub-hourly scale. In Uruguay, a locally adapted phenomenological model for global horizontal solar irradiation (JPTv2) has been used since 2014, as it provides a very good performance for the region (RMSD of 13% of the mean, at hourly level) (Alonso-Suárez, 2017). This model has allowed to characterize the long-term solar resource distribution in the territory (Alonso-Suárez *et al.*, 2014, 2019) and to relate its seasonal variations with other well-studied large-scale climatic phenomena (Laguarda *et al.*, 2020a).

In this thesis, physical and hybrid satellite solar irradiation based models (Cloud index models or CIM) are implemented and evaluated, aiming to achieve a local performance which at least matches that of JPTv2 and provide additional functionality, like the satellite-based estimation of the direct component (DNI). The region of interest is the Pampa Húmeda, which includes the entire territory of Uruguay. The thesis consists of two parts: i) The interaction of solar radiation with the cloudless atmosphere is considered, in order to estimate the irradiation in clear sky conditions. ii) Satellite information on cloud cover then is included to develop, based on the clear sky models and a satellite cloud index, models to estimate solar irradiation under arbitrary cloud conditions.

The performance of clear sky models is limited by the availability and quality of the atmospheric data used as input. In the absence of long-term local measurements in the region of interest, publicly available information on the composition of the atmosphere estimated by satellite and reanalysis techniques is evaluated. The information on aerosols, water vapor and ozone in the region from two databases is analyzed. The MERRA-2 reanalysis database (Gelaro *et al.*, 2017) is recommended for the region, due to its good performance and space-time coverage (Laguarda y Abal, 2020). In addition, the Linke turbidity factor (Laguarda y Abal, 2016) is locally characterized. This is an input parameter for clear sky models, which provides an alternative description of the average atmosphere with good balance between simplicity and precision (Laguarda y

Abal, 2017).

Five clear sky models for GHI and DNI are implemented and evaluated at the hourly level using different sources for the input information. For GHI, a simple model such as ESRA (Rigollier *et al.*, 2000), which only uses Linke turbidity as input, achieves a precision comparable with the measurements uncertainty: biases less than 0.5 % and RMSD of 3 % of the measurements average. For DNI, the REST2 (Gueymard, 2008) model fed with MERRA2 information reaches a bias of less than 0.5 % and RMSD of 6 %. These performances makes these models a suitable basis for solar irradiation modelling in the target region.

In the second part, a semi-empirical CIM-type satellite model is presented for the hourly estimation of GHI and DNI at surface level. The proposal combines the most accurate clear sky irradiation models in the region, with a cloudiness index obtained from GOES-13 visible channel satellite images (Laguarda *et al.*, 2020b, 2018). The proposed hybrid model combines a physical model with an empirical parameterization, and has only two locally adjustable parameters (by using ground measurements). The obtained parameters are spatially homogeneous, which allows the models to be used in all the territory without a significant reduction of its accuracy. In the case of GHI at the hourly level, a relative average deviation of less than +1 % and a relative mean square deviation (rRMSD) of 12 % of the measurements average. This model outperforms commercial models (Laguarda *et al.*, 2020b) and sophisticated physical models such as Heliosat-4 (Qu *et al.*, 2017) in the region of interest, and equals the currently best model JPTv2 (purely empirical and based on 4 adjustable parameters). The simplicity, applicability and performance of the hybrid CIM model make it an excellent option to estimate GHI in the territory. For the DNI component, mean biases less than 0.2 % and rRMSD of the order of 20 % (of measurements average) are obtained. These results make the semi-empirical strategy as the most convenient to estimate DNI in the region, in comparison to the chains of phenomenological models that are currently used (Alonso-Suárez *et al.*, 2019), based on the estimation of GHI and the subsequent estimation of DNI by using locally adjusted parameterizations for direct-diffuse separation (Abal *et al.*, 2017).

Keywords:

Solar energy, Solar irradiance modeling, MERRA-2 database, Linke turbidity factor, Clear sky models, Cloud index models, Heliosat-4, Satellite imagery, GOES-13.

Prefacio

Desde fines de 2013 formo parte del Laboratorio de Energía Solar (LES), Universidad de la República. El LES centraliza la administración, mantenimiento y operación de una red de medida continua de irradiancia solar (RMCIS) en el país y desarrolla conocimiento sobre energía solar a través de varias líneas de investigación. Las principales son la caracterización climatológica del recurso solar global de banda ancha y el modelado de aplicaciones de energía solar térmica. Esto incluye el modelado del recurso solar utilizando imágenes satelitales, la medida y modelado de eficiencia de aplicaciones de energía solar térmica, y el estudio de la predictibilidad y variabilidad del recurso.

Mi trabajo dentro del grupo responde a la necesidad de avanzar en la caracterización y modelado de la radiación solar desde un enfoque que no sea puramente fenomenológico. Esto posibilita obtener más información de los procesos que experimenta la radiación en la atmósfera, logrando por ejemplo estimar las componentes global, directa y difusa en simultáneo. También permite profundizar en el estudio de la radiación solar en bandas espectrales relevantes para diferentes aplicaciones como radiación ultravioleta (de impacto en la salud humana y en el envejecimiento de materiales), radiación fotosintéticamente activa (relevante para la producción agropecuaria y hortifrutícola) o iluminancia (para diseños de iluminación natural). El trabajo aquí presentado se centra en el modelado de la radiación solar de banda ancha que llega a la superficie terrestre. El enfoque adoptado es de naturaleza híbrida, basado en consideraciones físicas y con algunos procesos parametrizados localmente para lograr precisión y operabilidad.

Durante el proceso se han realizado diversas contribuciones científicas, documentadas en una serie de artículos. A continuación se listan las publicaciones generadas específicamente en el marco de esta tesis en revistas o congresos arbitrados, con una breve descripción de mi contribución en cada una de ellas. El lector interesado podrá encontrar en <http://les.edu.uy/> información adicional sobre el grupo de investigación, la red de medida y productos para el usuario, así como una exhaustiva documentación de su producción científica.

Producción bibliográfica asociada a la tesis

Artículos en revistas arbitradas:

- ***Impacto de la incertidumbre de las variables atmosféricas de la base MERRA-2 en el modelado de la irradiancia solar en cielo despejado.*** A. Laguarda, G. Abal. Aceptado en la revista regional AVERMA en noviembre de 2020. Participación: Cálculos completos, análisis formal, diseño de metodología y escritura del documento.
- ***Solar irradiation regionalization in Uruguay: Understanding the interannual variability and its relation to El Niño climatic phenomena.*** A. Laguarda, R. Alonso Suárez, R. Terra. Renewable Energy, vol. 158, p.:444–452, 2020.. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2020.05.083>. Participación: Cálculos completos, análisis formal, diseño de metodología, redacción del manuscrito y respuesta a revisores.
- ***Performance of the site-adapted CAMS database and locally adjusted cloud index models for estimating global solar horizontal irradiation over the Pampa Húmeda region.*** A. Laguarda, G. Giacosa, R. Alonso-Suárez, G. Abal. Solar Energy, vol. 199, p.:295–307, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.solener.2020.02.005>. Participación: Cálculos completos, diseño de metodología y escritura del documento.
- ***Performance of empirical models for diffuse fraction in Uruguay.*** G. Abal, D. Aicardi, R. Alonso Suárez, A. Laguarda. Solar Energy, vol. 141, p.:166–181, 2017. ISSN:0038092X, <http://dx.doi.org/10.1016/j.solener.2016.11.030>. Participación: Cálculos relacionados con los modelos a nivel diario y mensual y corrección del documento.
- ***Índice de Turbidez de linke a partir de irradiación solar global en Uruguay.*** A.Laguarda, G.Abal. Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente (AVERMA), vol. 20, p.:11.35–11.46, 2016.ISSN: 03295184, <http://www.cricyt.edu.ar/asades/averma.php>. Participación: Cálculos completos y parte de la escritura del documento.

Artículos completos en congresos arbitrados:

- ***Modelo semi-empírico simple de irradiación solar global a partir de imágenes satelitales GOES.*** A. Laguarda, R. Alonso Suárez, G. Abal. Anais do VII Congresso Brasileiro de Energia Solar (CBENS), 2018, ISBN: 978-85-62179-0. Participación: Cálculos completos y escritura del documento.
- ***Clear-Sky Broadband Irradiance: First Model Assessment in Uruguay*** A. Laguarda, G. Abal. Proceedings of the ISES Solar World Congress 2017.

ISBN:978-3-981 465 9-7-6,p.:1360–1371, doi:10.18086/swc.2017.21.05. Participación: Cálculos completos y escritura del documento.

Artículos en preparación o en revisión:

- ***Simple clear-sky and all-sky three-component solar irradiation model based on GOES-East visible channel information.*** A.Laguarda, R. Alonso-Suárez, G.Abal. En preparación para enviar a Renewable Energy. Participación: Cálculos completos, diseño de metodología y escritura del documento.
- ***Daily performance of solar irradiation locally adapted satellite models over the Pampa Húmeda region.*** A.Laguarda, R. Alonso-Suárez, G.Abal. En preparación para enviar a revista internacional. Cálculos completos, diseño de metodología y escritura del documento.

Tabla de contenidos

1	Introducción	1
1.1	Región de estudio	3
1.2	Contexto y Antecedentes	4
1.3	Objetivos	7
1.4	Contribuciones científicas	8
1.5	Organización del documento	11
2	Modelado de la radiación solar incidente	13
2.1	Métricas de desempeño	13
2.2	Irradiancia solar extraterrestre	15
2.2.1	Irradiancia solar total	15
2.2.2	Variación orbital	16
2.2.3	Distribución espectral TOA	17
2.3	Interacción de la radiación con la atmósfera	18
2.3.1	Distribución espectral en superficie (sin nubosidad)	20
2.3.2	Composición de la atmósfera	21
2.3.3	Procesos de dispersión (<i>scattering</i>)	23
2.3.4	Procesos de absorción	27
2.3.5	Ley de Lambert-Beer-Bouger	28
2.4	Radiación solar en ausencia de nubosidad	30
2.4.1	Camino óptico relativo y masa de aire	30
2.4.2	Aerosoles y la ley de Angström	32
2.4.3	Transmitancia atmosférica de banda ancha	33
2.4.4	Turbidez de Linke	35
2.5	Modelos de cielo claro de banda ancha	38
2.5.1	ESRA	39
2.5.2	KIP	40
2.5.3	SOLIS simplificado (SOLs)	40
2.5.4	REST2	41
2.5.5	McClear	43
2.5.6	Validaciones de modelos de cielo claro	43

2.6	Modelos satelitales de todo cielo	46
2.6.1	Satélites meteorológicos	46
2.6.2	Radiación solar a partir de imágenes satelitales	48
2.6.3	Modelos Heliosat	50
2.6.4	SUNY	54
2.6.5	Modelos JPT	56
2.6.6	Desempeño de modelos satelitales	57
3	Base de información	61
3.1	Información sobre la atmósfera	62
3.1.1	Mediciones en superficie: Aeronet	62
3.1.2	Medida de la concentración de ozono	63
3.1.3	Estimativos Aqua y Terra (MODIS)	64
3.1.4	Estimativos Aura (OMI)	66
3.1.5	Datos de reanálisis	66
3.2	Información basada en el satélite GOES	68
3.2.1	Factor de reflectancia de fondo	70
3.3	Medidas en tierra de irradiancia solar	71
3.3.1	Instrumentos de medida	71
3.3.2	Estaciones de medida	73
3.3.3	Pre-procesamiento y control de calidad	76
4	Caracterización de la atmósfera local	81
4.1	Evaluación de bases de datos atmosféricas	81
4.1.1	Pre-procesamiento de datos de referencia	83
4.1.2	Validación MODIS	85
4.1.3	Validación de la base MERRA-2	91
4.1.4	Validación de la columna de ozono (OMI y MERRA-2)	96
4.2	Detección de muestras de cielo claro	96
4.2.1	Detección horaria	97
4.3	Caracterización de la turbidez local	100
4.3.1	Ciclos anuales de Turbidez de Linke	101
4.3.2	Distribución espacial de T_L	106
4.3.3	Otros métodos	108
5	Irradiación solar en cielo claro	111
5.1	Metodología de la validación	112
5.2	Validación de GHI en cielo claro	113
5.2.1	Atmósfera caracterizada por T_L	114
5.2.2	Atmósfera caracterizada por MERRA-2	115

5.2.3	Atmósfera caracterizada por CAMS	116
5.2.4	Resumen y discusión para GHI	116
5.3	Validación de DNI en cielo claro	120
5.3.1	Atmósfera caracterizada por T_L	120
5.3.2	Atmósfera caracterizada por MERRA-2	121
5.3.3	Atmósfera caracterizada por CAMS	122
5.3.4	Resumen y discusión para DNI	122
5.4	Sensibilidad de MISCC con incertidumbres de la base MERRA-2	125
5.4.1	Asignación de incertidumbre a variables MERRA-2	125
5.4.2	Análisis de sensibilidad	126
5.5	Valoraciones generales	129
6	Irradiación solar en toda condición de cielo	131
6.1	Modelo CIM para irradiación global	132
6.1.1	Índice de nubosidad	132
6.1.2	Factor de atenuación por nubosidad para GHI	135
6.1.3	Optimización del modelo CIM	136
6.1.4	Ajuste y validación de CIM para GHI	137
6.2	Heliosat-4: adaptación local y validación	142
6.2.1	Contexto del desempeño del modelo	142
6.2.2	Validación local de Heliosat-4	143
6.3	Estimación de DNI a partir de GHI	146
6.3.1	Modelos de separación directa-difusa	146
6.3.2	Validación de la estrategia fenomenológica para DNI	150
6.4	Modelo CIM para irradiación directa	151
6.4.1	Optimización del modelo CIM para modelado de DNI	152
6.4.2	Entrenamiento y validación de CIM para DNI	154
6.5	Validación a nivel diario de modelos CIM	156
6.6	Valoraciones sobre el desempeño local	159
7	Conclusiones y trabajo futuro	163
7.1	Modelado de la irradiancia solar en cielo claro	163
7.2	Modelos basados en imágenes de satélite	165
7.3	Perspectivas a futuro	166
7.3.1	Modelado espectral en cielo claro	166
7.3.2	Mejoras al método CIM	167
7.3.3	Implementación de otros modelos satelitales	168
	Referencias bibliográficas	169

Lista de figuras	187
Lista de tablas	191
Lista de siglas	196
Glosario	198
Anexos	199
Anexo A Información complementaria	201
A.1 Conceptos básicos	201
A.1.1 Ángulo sólido	201
A.1.2 Ángulo cenital solar	202
A.1.3 Variación estacional de la distancia Tierra-Sol: Aproximación de órbita elíptica	202
A.2 Cantidades radiométricas	203
A.3 Clasificación de nubes	205
Anexo B Balance radiante y ecuación general de transferencia radiativa.	207
B.1 Balance radiante del sistema Tierra-atmósfera	207
B.2 Transferencia radiante en la atmósfera	208
B.2.1 Ecuación de transferencia radiativa	209
B.2.2 Transferencia de radiación difusa y directa	212
Anexo C Modelos físicos	215
C.1 Modelado espectral	215
C.1.1 Algoritmo de inversión: AOD y w a partir de medidas espectrales	217
C.2 Modelos satelitales de banda ancha	218
C.2.1 Brasil-SR	218
C.2.2 Modelo GL	219
Anexo D Detalles de implementación de modelos de cielo claro	223
D.1 Implementación modelo ESRA	223
D.2 Implementación modelo KIP	224
D.3 Implementación modelo SOLIS simple	225
D.4 Implementación modelo REST-2	226
D.4.1 REST-2: irradiancia directa	226
D.4.2 REST-2: irradiancia difusa	229
Anexo E Resultados detallados	231

Capítulo 1

Introducción

Contar con información de calidad sobre el recurso solar de un territorio es una necesidad fundamental para el desarrollo cualquier emprendimiento basado en la captación de energía solar. La información requerida con respecto al recurso difiere en términos de precisión, rango espectral o resolución temporal en función de los objetivos específicos. Las variables más frecuentemente demandadas son la [GHI](#), la [DNI](#) o la [DHI](#)¹. Estas componentes de la radiación solar incidente surgen de su interacción con la atmósfera, como resultado de procesos de dispersión y absorción. A nivel práctico, el conocimiento simultáneo de [DNI](#) y [DHI](#) es útil para estimar el recurso en un plano inclinado arbitrario. La [DNI](#) es además la variable relevante para aplicaciones que utilizan concentración solar (CSP), tecnología aún no desplegada en Uruguay, ya que razones climáticas hacen que su rentabilidad con la tecnología actual sea marginal ([Ghazarian et al., 2019](#)).

La forma más precisa de obtener información sobre la radiación solar es realizando mediciones con equipos adecuados en la ubicación de interés. En las estaciones de medida continua se registra usualmente [GHI](#) y, menos frecuentemente, las componentes [DNI](#) o [DHI](#). Esto es debido a su mayor costo y necesidad de supervisión constante de los equipos de medida, que incluyen un sistema de seguimiento solar de precisión. La calidad y cantidad de la información sobre el recurso solar impacta directamente en el riesgo financiero de proyectos solares de mediana y gran escala ([Vignola et al., 2012](#); [Gueymard, 2014](#)). Para reducir este riesgo se requieren varios años de información de calidad controlada sobre la radiación solar en el sitio. En estudios de variabilidad locales ([Abal et al., 2019](#)) se establece que hacen falta al menos tres años de información diaria de [GHI](#) para obtener un promedio de irradiación anual con un nivel de confianza de 95%. En el caso de [DNI](#) este período asciende a 5 años. Por otro lado, algunas consultoras de riesgo exigen al menos un año de mediciones in-situ de irradiancia solar de buena calidad ([FitchRatings, 2020](#)).

¹Definidas en detalle en el [Apéndice A](#).

Lograr una gran cobertura espacial de mediciones de calidad controlada durante grandes períodos de tiempo presenta una gran dificultad práctica (operación y mantenimiento) y tendría un alto costo económico. Por ello es necesario recurrir a información satelital para estimar la radiación solar con baja incertidumbre en un emplazamiento arbitrario. Las imágenes de satélite permiten estimar la radiación sobre grandes extensiones territoriales con una resolución espacial imposible de alcanzar por redes de medición terrestre. Sin embargo, dado que una estación de medida de alta calidad ofrece la menor incertidumbre posible en un sitio dado, las mediciones en tierra y las capacidades satelitales son información complementaria y requerida mutuamente para conocer el recurso solar de un territorio.

La estrategia preferida para estimar la disponibilidad de radiación solar es la utilización de modelos basados en información de satélites meteorológicos geoestacionarios. La información que proveen, en conjunto con al menos un año de mediciones terrestres, es utilizable para este propósito desde hace más de dos décadas (Badescu, 2008, Cap. 18). La gran cobertura espacial (a escala continental) y cadencia sub-horaria (10–30 min) de las mediciones de los radiómetros satelitales permite captar la importante variabilidad del recurso solar a esa escala temporal. Las mediciones terrestres son utilizadas para ajustar y validar los modelos satelitales, reduciendo la incertidumbre de sus estimativos. Ya en la década de los 90 se estableció que, a escala horaria, incluso modelos satelitales simples son más precisos que la interpolación entre estaciones de medición terrestres cuando la distancia entre el punto de interés y la estación es mayor a 35 km (Perez *et al.*, 1997; Zelenka *et al.*, 1999). En la actualidad, con espectrorradiómetros satelitales y modelos más sofisticados, esta distancia es aún menor.

Los procedimientos para estimar radiación solar a partir de imágenes satelitales pueden clasificarse, desde el punto de vista conceptual, como estadísticos/empíricos (Noia *et al.*, 1993a) o modelos de base física (Noia *et al.*, 1993b). Los primeros utilizan parametrizaciones con coeficientes ajustables a partir de datos medidos. Frecuentemente logran un buen desempeño en regiones específicas para las cuales se cuenta con información de tierra representativa y de buena calidad. Sin embargo, este buen desempeño suele estar restringido a la región de ajuste y se requieren calibraciones periódicas para mantenerlo. Por otro lado, los modelos físicos son de carácter universal (es decir, sin parámetros ajustables) y requieren de una descripción detallada del estado de la atmósfera local. Frecuentemente se basan en cálculos de transferencia radiativa en las diferentes capas de la atmósfera, lo cual implica una gran demanda computacional. La precisión de sus estimativos está estrechamente ligada a la calidad y disponibilidad de los datos sobre el estado de la atmósfera utilizados como entrada, acotando su aplicabilidad a regiones donde esta información está disponible con baja incertidumbre. En la práctica, la mayoría de los modelos son de una tercer clase: semi-empíricos o híbridos, ya que tienen base física pero diversos procesos en la atmósfera son parametrizados de

forma empírica utilizando unos pocos coeficientes ajustables.

En este trabajo se estudia el modelado semi-empírico de la radiación solar que llega a la superficie, con especial foco en la región centro-oriental de Sudamérica, conocida como Pampa Húmeda, descrita a continuación.

1.1. Región de estudio

La Pampa Húmeda incluye a Uruguay en su totalidad, parte del centro-este de Argentina y del sur de Brasil. A nivel geográfico es relativamente homogénea, contiene principalmente praderas, montes serranos y ribereños, con temperatura templada (promedio anual 17.5°C) y sin elevaciones importantes ($< 550\text{ m}$). En verano el rango medio de temperatura es $18\text{--}28^{\circ}\text{C}$, mientras que en invierno es $6\text{--}14^{\circ}\text{C}$, donde los episodios de nieve son extremadamente inusuales. Según la clasificación climática actualizada de Köppen-Geiger (Peel *et al.*, 2007; Beck *et al.*, 2018), la región es Cfa (templado, sin estación de seca y con veranos calurosos), a menos de una pequeña región ubicada en Rocha, dominada por la influencia del Océano Atlántico, clasificada como Cfb (templado, sin estación de seca y veranos cálidos). Los detalles se encuentran en la Figura 1.1.

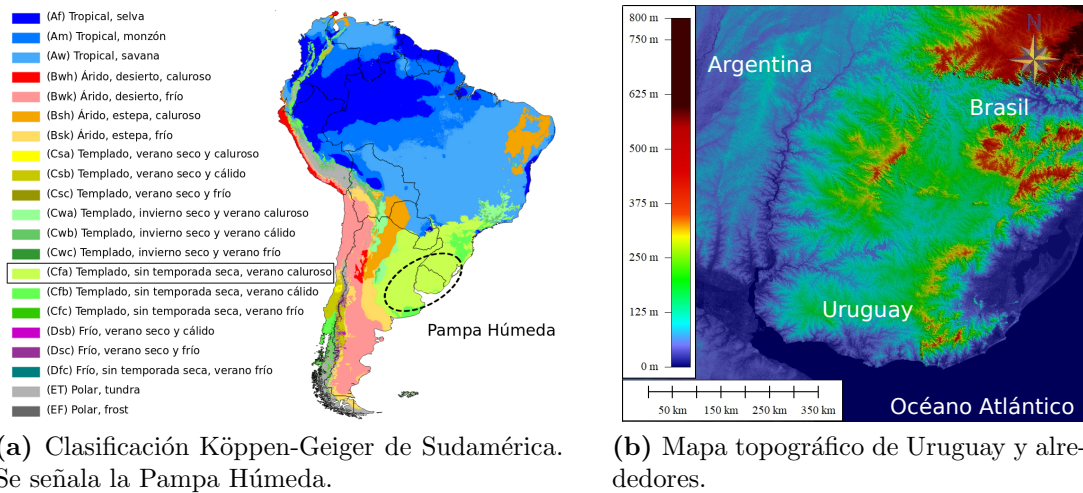


Figura 1.1: Región de interés de este trabajo. Se muestra la Pampa Húmeda en Sudamérica (clasificación Köppen-Geiger Cfa) y su topografía.

El recurso solar en la región presenta una variabilidad temporal intermedia en comparación con otros climas, tanto a corto como a mediano-largo plazo. En Grossi Gallegos y Righini (2011) se cuantificó su variabilidad interanual como el desvío estándar de los acumulados anuales de radiación global usando series de 25 años de medidas en la Pampa Húmeda argentina. Se determinó un desvío de 3.4% (con respecto a la media de largo plazo). Asumiendo que los totales anuales siguen una distribución normal, esto significa que la variación interanual con un nivel de confianza P95 es de 6.8%. En Alonso-Suárez (2017) se realizó un cálculo similar usando 18 años de estimativos sate-

litales de irradiación global horaria del modelo fenomenológico JPTv2 en 18 puntos en el territorio uruguayo. Allí se observaron variaciones interanuales a P95 de 6.0% para la radiación global y 12.4% para la radiación directa. Estos valores, representativos de toda la región, corresponden a una variabilidad intermedia del recurso a mediano-largo plazo, similar a sitios de misma clasificación climática en EUA (Gueymard y Wilcox, 2011). En el corto plazo, el recurso local también muestra una variabilidad de rango medio (Alonso-Suárez *et al.*, 2018; Alonso-Suárez *et al.*, 2020; Marchesoni y Alonso-Suárez, 2020).

La variabilidad observada del recurso solar, tanto a nivel interanual como de corto plazo, da cuenta de una región con presencia predominante de nubosidad parcial (típicamente, más del 50% de las horas diurnas tienen esta característica), lo cual presenta un desafío en el estudio de la radiación solar en superficie.

1.2. Contexto y Antecedentes

Esta investigación se enmarca dentro de los esfuerzos sistemáticos realizados desde el Laboratorio de Energía Solar (LES) para caracterizar el recurso solar en la región. En un proceso iniciado en 2008, en Uruguay se han venido integrando fuentes renovables (solar, eólica, biomasa) a la matriz energética. Este proceso ha requerido la generación de conocimiento local sobre estos recursos, en particular sobre el recurso solar.

El Mapa Solar del Uruguay Versión-1 (MSU-v1) fue elaborado por investigadores de la Facultad de Ingeniería, Udelar, entre 2008 y 2009 (Abal *et al.*, 2010, 2011), basado en mediciones terrestres de irradiación solar diaria en tres sitios y heliofanía¹ sobre todo el territorio. El método utilizado (Angström, 1924; Prescott, 1940) relaciona medidas de horas de sol con la irradiación solar diaria sobre plano horizontal. La heliofanía es una variable históricamente medida en estaciones meteorológicas de todo el país (con décadas de registro, a diferencia de la radiación solar) lo que ha permitido construir el MSU-v1 aplicando técnicas de interpolación espacial. El MSU-v1 permitió observar por primera vez la distribución promedio de la irradiación solar diaria sobre el territorio² y significó el primer avance significativo en la caracterización del recurso solar en Uruguay. Sin embargo, tiene varias limitaciones importantes: i) solo provee información de promedios mensuales o anuales y con alta incertidumbre (estimada por los autores en el 15% de la media mensual), ii) solo mapea la irradiación solar global en plano horizontal, omitiendo estimativos de otras componentes como la irradiación directa en incidencia normal o la irradiación global en plano inclinado, que son requeridas para aplicaciones en el área de la ingeniería, iii) dado que se elaboró por interpolación de 12 puntos distribuidos en el territorio, su resolución espacial es del orden de 150 km, mostrando la distribución espacial del recurso con poco grado de detalle.

¹Horas y fracción diarias con DNI > 120 W/m², conocido como horas de sol.

²Mapas disponibles en <http://les.edu.uy/productos/mapa-solar-del-uruguay-1/>.

La elaboración del [MSU-v1](#) dejó en claro la necesidad de contar con mediciones de calidad de radiación solar distribuidas en el territorio. En 2009, en el marco de un acuerdo con la Dirección Nacional de Energía, Ministerio de Industria, Energía y Minería (MIEM/DNE), desde los institutos de Ing. Eléctrica (IIE) y de Mecánica de Fluidos e Ing. Ambiental (IMFIA) de la Facultad de Ingeniería, Udelar, se inició un programa sistemático de medidas de irradiancia solar global sobre plano horizontal en el país. Se comenzó a medir de forma continua en tres estaciones de medida ubicadas en estaciones experimentales del [Instituto Nacional de Investigación Agropecuaria \(INIA\)](#) en Salto, Treinta y Tres y Canelones. La administración de estos sitios de medida pasó en 2010 a manos del Grupo de Modelado y Análisis de la Radiación Solar (GMARS) del Instituto de Física (IF), expandiéndose y consolidándose luego como la [Red de Medida Continua de Irradiancia Solar \(RMCIS\)](#)¹. Luego, en paralelo al surgimiento del [LES](#) (2013–2015), se inició un proceso de ampliación y mejoramiento de las capacidades de esta red, que a la fecha cuenta con estaciones de mayor capacidad de medida, mayor robustez ante fallos, envío automatizado de datos, entre otras mejoras ([Abal et al., 2015](#)). En la actualidad se encuentran desplegadas en todo territorio 8 estaciones², supervisadas periódicamente. Las estaciones corresponden a la segunda generación de la red y dan continuidad a la primer generación operativa entre 2010 y 2014. Las estaciones actuales fueron diseñadas buscando un funcionamiento con bajos requerimientos operativos y de mantenimiento, con alta calidad de mediciones de [GHI](#) en base a equipamiento adecuado y un pos-procesamiento simple de los datos, con autonomía en cuanto a potencia y comunicaciones, continuidad temporal de las series de medidas y operación continua a largo plazo. Los radiómetros desplegados en las estaciones son calibrados por el [LES](#) en forma bi-anual contra una referencia con trazabilidad al patrón primario mundial³.

El desarrollo de la [RMCIS](#) se complementa con la construcción de la infraestructura de recepción, almacenamiento y pre-procesamiento de las imágenes satelitales. Desde 2010 se consolidan en el grupo una serie de capacidades satelitales, siempre en continua expansión y mantenimiento, que a la fecha permiten recepcionar y procesar en tiempo real información del satélite geostacionario GOES, brindada por la [National Oceanic and Atmospheric Administration, EUA \(NOAA\)](#) y mantener el único archivo completo de imágenes de la banda visible GOES-East que existe en Uruguay. La base de imágenes del [LES](#) contiene a diciembre de 2020 aproximadamente 40 TB (más de 1 millón de imágenes) de información generada por el satélite GOES-East para la región en el

¹<http://les.edu.uy/rmcis/>.

²Todas ellas registran [GHI](#) y algunas [DHI](#), entre otras variables, mientras que solo se registra [DNI](#) en la sede principal del [LES](#) en Salto.

³El [LES](#) desarrolló la capacidad de calibrar radiómetros bajo normativa internacional vigente y ofrece este servicio a terceros desde 2015 como forma de asegurar la calidad y la consistencia de las medidas de radiación solar en el territorio.

período comprendido desde enero de 2000 hasta esa fecha. En la actualidad este sistema de recepción y procesamiento se utiliza para brindar servicios operativos de predicción a corto plazo (horizontes de predicción menores a 6 horas) y radiación ocurrida sobre los parques fotovoltaicos en Uruguay, utilizando para ello modelos satelitales desarrollados en esta tesis¹.

La consolidación del LES como grupo de investigación, junto con su creciente infraestructura, permitió la implementación del primer modelo satelital ajustado específicamente para Uruguay para estimar GHI, el modelo empírico JPTv2. Este deriva del modelo de Tarpley (Justus *et al.*, 1986) y se optimizó en un proceso de varios años (Alonso-Suárez *et al.*, 2012, 2014) hasta lograr un desempeño medio a nivel horario de 13 % en rRMSD (desvío cuadrático medio como porcentaje de la media de las medidas) sobre Uruguay y regiones vecinas. Esto hace que esta implementación del modelo sea más precisa para la región que estimativos de modelos comerciales (Alonso-Suárez, 2017) y ha sustentado la elaboración del Mapa Solar del Uruguay Versión-2 (MSU-v2)² y el Año Meteorológico Típico del Uruguay para aplicaciones de Energía Solar (AMTU)³ (Alonso-Suárez *et al.*, 2014, 2019), entre otros productos.

JPTv2 es una excelente herramienta para estimar GHI a nivel horario en el territorio. Representa un hito al ser el primer modelo satelital de radiación solar en Uruguay y quizás uno de los primeros productos locales que utiliza en forma automática imágenes satelitales con cadencia horaria. Sin embargo, JPTv2 presenta algunas limitaciones importantes:

- Por su estructura y naturaleza empírica, en un 2–3 % de las horas diurnas genera valores negativos de irradiación, que son topeados a cero en su versión operativa por ser físicamente inconsistentes.
- Para alcanzar alta precisión requiere ajustes a datos de tierra de buena calidad, y los coeficientes obtenidos no pueden ser usados en otras regiones, incluso cercanas.
- Solo provee información sobre GHI. Por lo que es necesario utilizar métodos fenomenológicos adicionales⁴ para la estimación de DNI y DHI, cuyo uso resulta en incertidumbres mayores.

En este trabajo se opta por abordar el problema desde un enfoque híbrido. La estrategia planteada consta de dos etapas: i) estimar la radiación (global y directa) que habría en ausencia de nubes (cielo claro) a partir de modelos de base física usando información sobre la atmósfera local, ii) a partir de ellos construir empíricamente un modelo basado en imágenes satelitales para estimar radiación en condiciones arbitrarias

¹Asesoría técnica del LES a través del convenio de la Fundación Julio Ricaldoni (FJR) con la Administración del Mercado Eléctrico (ADME).

²Disponible en <http://les.edu.uy/productos/mapa-solar-del-uruguay-2/>.

³Disponible en <http://les.edu.uy/productos/amtues-2/>.

⁴Conocidos como *modelos de separación de componentes directa-difusa* o simplemente *modelos de fracción difusa* como se verá más adelante.

de nubosidad. La estimación de la [radiación solar en superficie \(RSS\)](#) en cielo claro es importante porque además es útil como base para algoritmos de control de calidad automatizados de medidas en tierra, procedimientos de relevamiento de la degradación de módulos fotovoltaicos ([Jordan *et al.*, 2018](#)), entre otros. Por otro lado, la nubosidad representa el mayor obstáculo para determinar la [RSS](#). Las nubes son componentes altamente variables de la atmósfera e interactúan de forma compleja con la radiación, lo que nos sugiere un tratamiento empírico basado en información satelital para estimar su efecto sobre la [RSS](#).

1.3. Objetivos

El trabajo tiene dos objetivos centrales relacionados entre sí:

- Contar con un modelo capaz de estimar [GHI](#) y [DNI](#) en condiciones de cielo claro a nivel horario o sub-horario con baja incertidumbre, usando información accesible sobre el estado de la atmósfera local.
- Lograr un modelo satelital simple capaz de estimar, para toda condición de de cielo, [GHI](#) y [DNI](#) a nivel horario o sub-horario con baja incertidumbre en toda la región de interés, usando para ello información accesible sobre el estado de la atmósfera local e imágenes satelitales.

Para lograr el primer objetivo se implementan [modelos de irradiancia solar en condiciones de cielo claro \(MISCC\)](#) de diferente complejidad. La precisión de este tipo de modelos está estrechamente relacionada con la calidad de la información que utilizan para describir el estado de la atmósfera local ([Zhong y Kleissl, 2015](#); [Polo *et al.*, 2019](#)). Por esta razón se realiza un estudio detallado de las diferentes fuentes de información disponibles sobre variables atmosféricas relevantes, como contenido de aerosoles¹, vapor de agua y ozono. Como alternativa se busca caracterizar la turbidez media de la atmósfera local a través del factor de turbidez de Linke, parámetro que engloba esencialmente los efectos producidos por aerosoles y vapor de agua. Luego, se busca determinar el impacto de la incertidumbre de estas variables atmosféricas en la precisión del modelado de la radiación solar en cielo claro.

Para lograr el segundo objetivo se utilizan los [MISCC](#) destacados a los que se incorpora el efecto de la nubosidad a través de una relación empírica basada en información satelital. El modelo desarrollado para [GHI](#), debería tener un desempeño al menos tan bueno como el del modelo fenomenológico JPTv2, que se utiliza actualmente en el [LES](#) para la región. En el caso de la [DNI](#), representaría el primer modelo satelital desarrollado y validado localmente para esta componente.

¹Partículas sólidas o micro-gotas líquidas en suspensión en las capas bajas de la atmósfera.

1.4. Contribuciones científicas

A continuación se presenta un breve resumen conceptual de la tesis, donde se destacan sus principales contribuciones al área del modelado del recurso solar. En la [Figura 1.2](#)

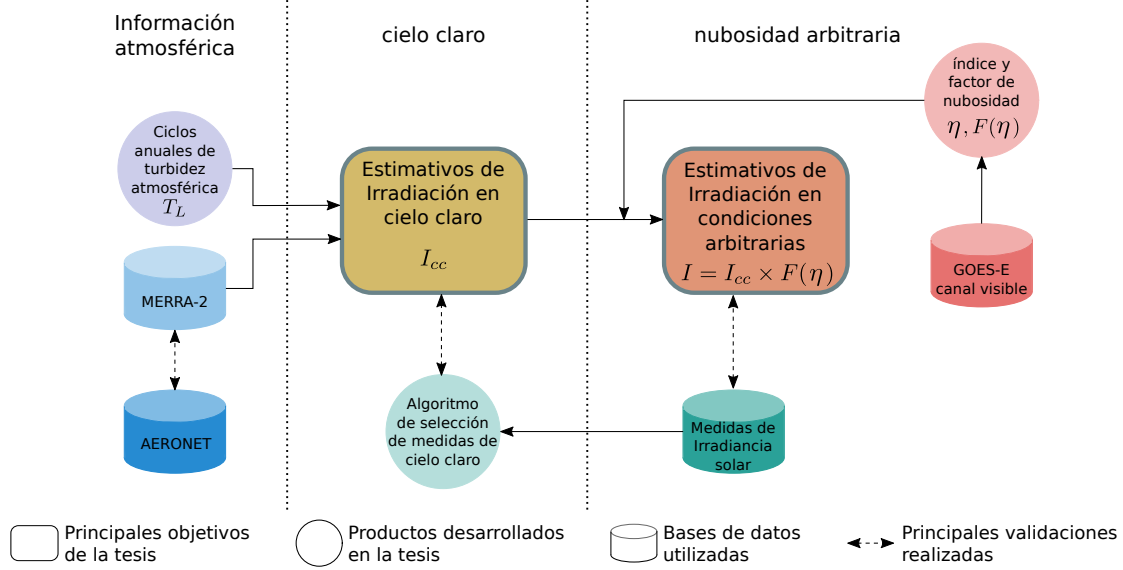


Figura 1.2: Descripción global del trabajo en forma esquemática y sus contribuciones.

En la [Figura 1.2](#) se muestra su estructura resumida, resaltando los aspectos principales. En ella se observan tres etapas. En la primera se evalúan las bases de información atmosférica disponibles en la región sobre aerosoles, vapor de agua y ozono contra datos en tierra de *Aerosol Robotic Network* (AERONET) (Laguarda y Abal, 2020) y se obtiene el comportamiento estacional de la turbidez de Linke para la región a partir de medidas horarias de GHI (Laguarda y Abal, 2016). Utilizar ciclos anuales de turbidez muestra ser útil como información de entrada de algunos MISCC (Laguarda y Abal, 2017).

En la segunda etapa se implementan modelos de radiación solar en cielo claro de diferente complejidad, y que usan diferente información atmosférica de entrada, y se evalúan contra datos en tierra seleccionados por un algoritmo de detección de cielo claro. La sensibilidad de los modelos con la información atmosférica de entrada es estudiada (Laguarda y Abal, 2020).

En la tercer etapa se ajusta un modelo satelital de irradiancia solar en toda condición de cielo basado en la estrategia originalmente propuesta por Cano *et al.* (1986), luego adoptada por ejemplo por Rigollier *et al.* (2004); Perez *et al.* (2002). Se considera a la irradiancia observada como una porción de la que habría en condiciones de cielo claro (estimada con un MISCC). Esta atenuación, generada por la presencia de nubes, es modelada utilizando información del canal visible del satélite geostacionario GOES-East. Asumir el modelado en cielo claro y la atenuación por nubosidad como instancias independientes tiene un costo en términos de desempeño que se ha cuantificado entre 2 y 5% de la media (a escala minutil) (Oumbe *et al.*, 2014; Xie *et al.*,

2016). Cada imagen satelital cuantifica la nubosidad a través de un índice de nubosidad adimensionado η . La atenuación de la radiación que hay en condiciones arbitrarias de nubosidad (con respecto a cielo claro) es parametrizada empíricamente como función de η (ver la Figura 1.2). Los modelos de este tipo son denominados genéricamente *Cloud Index Model* (CIM). En el caso de GHI se logra un modelo con excelentes resultados (Laguarda *et al.*, 2018, 2020b). El modelado de la componente DNI presenta dificultades particulares y se estudia por separado. El modelo CIM desarrollado para esta componente alcanza un desempeño superior a otras estrategias, haciendo innecesario el uso de parametrizaciones fenomenológicas utilizadas en la actualidad para estimar DNI a partir de GHI (Abal *et al.*, 2017). El modelo CIM de DNI se presenta además como el primer modelo satelital ajustado para la región para radiación directa y es la forma más precisa para estimarla.

A continuación se detallan las principales contribuciones de este trabajo:

- a) Se valida en la región la información disponible sobre variables atmosféricas relevantes para el modelado de la RSS de cielo despejado, como densidad y tipo de aerosoles, vapor de agua precipitable y columna de ozono (Laguarda y Abal, 2020). Se evalúa la base de reanálisis *Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, version-2* (MERRA-2) y la información basada en estimativos de los instrumentos *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) a bordo de los satélites Aqua y Terra y *Ozone Monitoring Instrument* (OMI), a bordo de Aura, proyectos gestionados por la *National Aeronautics and Space Administration, EUA* (NASA).
- b) Se caracteriza la estacionalidad local de la turbidez atmosférica en la región a través de ciclos anuales de la turbidez de Linke. Para este fin, se implementó y validó un método basado en mediciones de irradiancia solar en tierra bajo condiciones de cielo despejado (Laguarda y Abal, 2016). La información obtenida sirve como punto de partida para la estimación de irradiación solar global horaria en ausencia de nubes con precisión adecuada. Esto da una referencia de desempeño para modelos de cielo claro más sofisticados, en tanto esta turbidez caracteriza un comportamiento promedio de largo plazo y no las variaciones año a año o incluso día a día de la atmósfera de cielo despejado (que si están reflejadas en las bases de datos anteriormente mencionadas).
- c) Se realiza un análisis de la sensibilidad de MISCC de GHI y DNI seleccionados, en función de las propiedades de aerosoles, y las densidades de vapor de agua y ozono provistas por la base MERRA-2 (Laguarda y Abal, 2020).
- d) Se implementan MISCC alimentados con diferente información de entrada de forma de encontrar el más adecuado teniendo en cuenta la información atmosférica disponible para la región. Se muestra que para estimar GHI alcanza con modelos

relativamente simples basados en ciclos anuales de turbidez media para alcanzar la precisión de los instrumentos de medida (Laguarda y Abal, 2017). En el caso de radiación directa, es necesario utilizar modelos basados en información atmosférica de mayor resolución temporal, debido a la mayor variabilidad típica de DNI. Para validar las diferentes versiones de los modelos se comparan sus estimativos con mediciones tomadas en superficie seleccionadas por algoritmos de selección de datos de irradiación de cielo despejado.

- e) Se desarrolla, implementa y ajusta un modelo tipo CIM, basado en un índice de nubosidad obtenido de información satelital GOES-East, para estimar GHI a nivel horario en toda condición de cielo (Laguarda *et al.*, 2018, 2020b). El modelo muestra un desempeño global similar al modelo fenomenológico JPTv2, con la ventaja de no producir valores diurnos negativos. Además su implementación es extrapolable a toda la región por la estabilidad de sus parámetros empíricos.
- f) Se valida el modelo físico Heliosat-4 para la región. La validación está motivada en que el modelo en vez de utilizar información satelital GOES utiliza información del satélite geoestacionario europeo MSG (ubicado sobre el meridiano de Greenwich). El satélite MSG tiene una ventana que incluye al territorio de Uruguay, aunque con ángulo de vista elevado. El modelo, ampliamente utilizado en Europa, se basa en ecuaciones de transferencia radiante y su desempeño a nivel regional, incluso cuando se realiza un pos-proceso de ajuste local, es significativamente inferior al de los modelos híbridos sencillos basados en información del satélite GOES-East desarrollados localmente. Se muestra que este comportamiento se explica por el mayor ángulo de vista con que el satélite MSG ve la región en comparación al satélite GOES-East (Laguarda *et al.*, 2020b).
- g) Se replica la estrategia planteada en e) para obtener en este caso un modelo híbrido para toda condición de cielo de DNI basado en un índice de nubosidad. El modelo se valida en tres sitios que cuentan con mediciones de radiación directa en la región. Se concluye que este método simple supera en desempeño a la cadena de modelos fenomenológicos, basada en la estimación de GHI y la posterior estimación de DNI utilizando modelos localmente ajustados de separación directa-difusa (Abal *et al.*, 2017), usada hasta ahora en la región para estimar DNI a partir de GHI (Alonso-Suárez *et al.*, 2019). Este modelo es el primer modelo satelital de DNI para toda condición de cielo ajustado específicamente para la región y resulta en una reducción significativa de incertidumbre en la estimación de DNI, en comparación con los métodos usados hasta el momento. Este trabajo se encuentra actualmente en fase de redacción para su publicación.

1.5. Organización del documento

La tesis se organiza en siete capítulos. En el [Capítulo 2](#) se describe el estado del arte sobre el modelado de radiación solar en superficie, con especial foco en modelos de cielo claro y modelos satelitales híbridos. En el [Capítulo 3](#) se detallan las diversas fuentes de datos utilizadas. Entre los [Capítulos 4](#) y [6](#) se detallan los resultados originales obtenidos. En el [Capítulo 4](#) se evalúan las distintas fuentes de datos disponibles para conocer el estado de la atmósfera local en ausencia de nubes. Frecuentemente, esta información se basa en estimativos satelitales globales, los cuales son validados con información regional de estaciones [AERONET](#). Además, se caracterizan los ciclos locales de la turbidez atmosférica promedio. En el [Capítulo 5](#) se implementan y evalúan varias versiones de [MISCC](#) que utilizan la información atmosférica evaluada. También se estudia la sensibilidad del modelado de radiación en cielo claro con la incertidumbre de la información atmosférica que se utiliza como entrada. Luego, en el [Capítulo 6](#) se utiliza la información satelital GOES-E para representar el efecto de la nubosidad en el modelado de la radiación para toda condición de cielo. Basado en los desarrollos anteriores, se implementan modelos híbridos para GHI y DNI, y se evalúan sus desempeños. Se incluye como referencia la evaluación regional del modelo Heliosat-4. Por último, en el [Capítulo 7](#) se presentan las conclusiones de la tesis y las perspectivas a futuro.

Al final de la tesis se encuentran algunos anexos con información complementaria. En el [Apéndice A](#) se encuentran definiciones y conceptos básicos sobre radiación solar y se establece la terminología utilizada. En el [Apéndice B](#) se describe brevemente el balance radiante del sistema Tierra-atmósfera y se exponen las nociones fundamentales sobre la ecuación de transferencia radiativa en la atmósfera sobre la cual se basan algunos [MISCC](#). En el [Apéndice C](#) se describen modelos físicos de radiación solar, como modelos espectrales de cielo claro y modelos satelitales, que no son objeto de estudio en esta tesis. En el [Apéndice D](#) el lector encontrará los detalles prácticos relacionados a la implementación de modelos de cielo claro analíticos utilizados. Por último, en el [Apéndice E](#) se encuentra información adicional generada en la investigación de tesis, con la intención de no entorpecer la lectura del cuerpo central del documento. Finalmente, cabe mencionar que a menos que se especifique su fuente, las figuras y tablas incluidas en este documento son de elaboración propia.

Capítulo 2

Modelado de la radiación solar incidente

En este capítulo se describen aspectos del modelado de la radiación solar que incide en la superficie terrestre. En primer lugar se describe la radiación solar que incide sobre el [tope de la atmósfera \(TOA\)](#)¹. Luego se aborda la interacción entre la luz solar y la atmósfera en ausencia de nubes, y se describen los modelos que luego se utilizarán para estimar la irradiancia solar de banda ancha bajo condiciones de cielo despejado. Finalmente, se describen los modelos que incorporan información de nubosidad de imágenes de satélite para estimar la radiación solar en condiciones reales (todo cielo).

Las principales magnitudes son la irradiancia (en W/m^2) y la irradiación (en Wh/m^2 o MJ/m^2). La primera se define como la potencia radiante incidente sobre una superficie plana por unidad de área receptora, mientras que la segunda es su equivalente en energía en cierto intervalo de tiempo. Estos y otros conceptos radiométricos básicos utilizados en este trabajo están definidos de forma detallada en el [Apéndice A](#).

La descripción aquí presentada no busca ser exhaustiva sino aportar el contexto necesario para comprender las contribuciones de este trabajo. Más detalles sobre la interacción entre la radiación y la atmósfera pueden encontrarse en [Liou \(2002\)](#). También se recomiendan los Capítulos 5 y 6 de [Polo et al. \(2019\)](#), Capítulos 3 y 4 de [Myers \(2013\)](#) y Capítulo 18 de [Badescu \(2008\)](#) sobre el modelado de radiación en ausencia de nubes con enfoque físico y la estimación de radiación solar por satélite.

2.1. Métricas de desempeño

La realización de este trabajo requiere la evaluación de desempeño de modelos de radiación solar y la evaluación de la incertidumbre de su información de entrada. Existen diversos indicadores de concordancia entre los estimados de una magnitud vectorial $\hat{\mathbf{Y}}$ y un vector de referencia \mathbf{Y} asociados a cierta variable. Estos vectores son

¹Se define [TOA](#) a la altura a la cual se pueden despreciar los efectos de la atmósfera. A efectos de este trabajo, esta altura es del orden de 100 km.

en general series temporales de la forma

$$\mathbf{Y} = (y_1, \dots, y_N), \quad (2.1)$$

donde y_i es el valor de la variable asociado a la etiqueta temporal i . Los indicadores utilizados son los recomendados en el área (Espinari *et al.*, 2009; Meyer *et al.*, 2011), y son: las métricas de similitud entre series temporales MBD, MAD y RMSD; la correlación de Pearson, que estudia la linealidad entre las series; y el KSI, que cuantifica la similitud entre las distribuciones probabilísticas de las series.

A partir del vector de residuos, \mathbf{d} (de entradas $d_i = \hat{y}_i - y_i$), se definen las métricas en la forma usual,

$$\begin{aligned} \text{MBD} &= \langle \mathbf{d} \rangle = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N d_i, \\ \text{MAD} &= \langle |\mathbf{d}| \rangle = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |d_i|, \\ \text{RMSD} &= \sqrt{\langle \mathbf{d}^2 \rangle} = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N d_i^2 \right]^{\frac{1}{2}}, \end{aligned}$$

donde el operador $\langle \rangle$ representa la media aritmética. Así definidos, el desvío medio (MBD) es un indicador del sesgo entre la cantidad estimada y la de referencia, mientras que el desvío absoluto medio (MAD) y la raíz del desvío cuadrático medio (RMSD) indican la dispersión (con norma 1 y norma 2), donde la segunda penaliza más las diferencias grandes. Es conveniente expresar estos indicadores en forma relativa a la media de la cantidad de referencia de forma porcentual,

$$\text{rMBD} = 100 \times \frac{\text{MBD}}{\langle \mathbf{Y} \rangle}, \quad \text{rRMSD} = 100 \times \frac{\text{RMSD}}{\langle \mathbf{Y} \rangle}, \quad \text{rMAD} = 100 \times \frac{\text{MAD}}{\langle \mathbf{Y} \rangle}. \quad (2.2)$$

Por último se introduce un indicador de similitud entre las distribuciones de probabilidad de los conjuntos de datos (estimado y referencia), la integral de Kolmogorov-Smirnov (KSI), definido en las Ecs. (2.3) y (2.4). Esta métrica no tiene en cuenta la simultaneidad de los vectores \mathbf{Y} y $\hat{\mathbf{Y}}$, sino únicamente su distribución estadística:

$$\text{KSI} = \int_{Y_{min}}^{Y_{max}} D(y) dy, \quad (2.3)$$

$$D(y) = |F_{\hat{\mathbf{Y}}}(y) - F_{\mathbf{Y}}(y)|, \quad (2.4)$$

donde $F_{\mathbf{Y}}$ y $F_{\hat{\mathbf{Y}}}$ representan las funciones de distribución de probabilidad acumulada estimadas a partir de las variables \mathbf{Y} y $\hat{\mathbf{Y}}$, respectivamente, e y esta en el rango $[Y_{min}, Y_{max}]$. El KSI se interpreta gráficamente como el área absoluta entre las distribuciones de probabilidad de \mathbf{Y} y $\hat{\mathbf{Y}}$, y tiene las mismas dimensiones que \mathbf{Y} .

Las métricas de desempeño aquí definidas cuantifican diferentes aspectos de la si-

militud entre dos conjuntos de datos para su comparación y análisis, y serán utilizadas recurrentemente en el trabajo. Por más información sobre el uso de indicadores en el área del recurso solar se recomienda el trabajo de [Gueymard \(2012\)](#).

2.2. Irradiancia solar extraterrestre

El Sol representa el 99.86 % de la masa del Sistema Solar y es la fuente principal de energía de toda la vida en la Tierra. Una pequeña porción de la potencia que emite se propaga por el vacío unos 150×10^6 km (1 UA^1) hasta alcanzar el TOA terrestre. Cuando se acerca a la Tierra (< 100 km de la superficie), interactúa con los componentes de la atmósfera. Parte de la irradiancia incidente es reflejada al espacio, mientras que el resto es absorbida o alcanza la superficie terrestre. En esta Sección consideramos las características de la irradiancia solar TOA y en la [Sección 2.3](#) describiremos brevemente la interacción radiación–atmósfera en ausencia de nubes.

2.2.1. Irradiancia solar total

La irradiancia solar sobre una superficie normal a la dirección Tierra-Sol ubicada en el TOA cuando la Tierra está a una distancia al Sol de 1 UA, se conoce como [irradiancia solar total \(TSI\)](#). Esta magnitud presenta pequeñas variaciones en el tiempo asociadas a la actividad solar y su valor medio de largo plazo es conocido como [constante solar](#), G_{sc} . La NASA monitorea la TSI en forma continua desde 1978 a través de varias misiones: Nimbus-7/ERB, ACRIMSAT, SORCE, TCTE y, recientemente, el Total and Spectral Solar Irradiance Sensor-1 (TSIS-1) montado en la estación espacial internacional desde 2018. En particular el satélite SORCE (Solar Radiation and Climate Experiment)², ubicado a 640 km de altura, midió la irradiancia solar espectral con alta precisión desde enero de 2003 a febrero de 2020 (18 años). El TSIS-1, actualmente en órbita, está diseñado para durar 5 años, al cabo de los cuales será reemplazado por el TSIS-2 (con fecha de lanzamiento prevista para 2023). La permanente actualización de los espectrorradiómetros que observan la irradiancia solar TOA permite disminuir su incertidumbre e ir corrigiendo los valores de la TSI a medida que se mejora el monitoreo. El valor de la constante solar está en la base de todos los cálculos de modelado de radiación solar de banda ancha en superficie.

La [Figura 2.1](#) muestra la serie de observaciones diarias de TSI consistidas (tomando como referencia el TSIS-1) y la actividad solar en el período, medida por el número de manchas solares observadas. Se visualizan cuatro ciclos de actividad solar de período aproximado de 11 años, donde se observa que los mínimos de actividad solar están asociados a un disco solar con pocas manchas y que el valor mínimo de irradiancia

¹1 UA = $149\,597\,870\,700 \text{ m} \sim 1.5 \times 10^{11} \text{ m}$ es la distancia media entre la Tierra y el Sol aceptada por la Unión Astronómica Internacional en 2012.

²<https://eosps.nasa.gov/missions/solar-radiation-and-climate-experiment>

solar ($\approx 1360.4 \text{ W/m}^2$) está bien definido y se mantiene aproximadamente constante entre ciclos. Durante un pico de actividad solar, este valor aumenta en 1.4 W/m^2 o 0.1% . A partir del estudio detallado de la serie consistida, se ha llegado a un valor mínimo de $1360.8 \pm 0.5 \text{ W/m}^2$ (Kopp y Lean (2011); Frolich (2012)). El *World Radiation Center (WRC)*¹, custodio del patrón mundial de irradiancia solar, recomienda un valor de $G_{sc} = 1361.0 \text{ W/m}^2$, que resulta de la media de los ciclos (con una incertidumbre asociada P95 de 0.07% o 1.0 W/m^2).

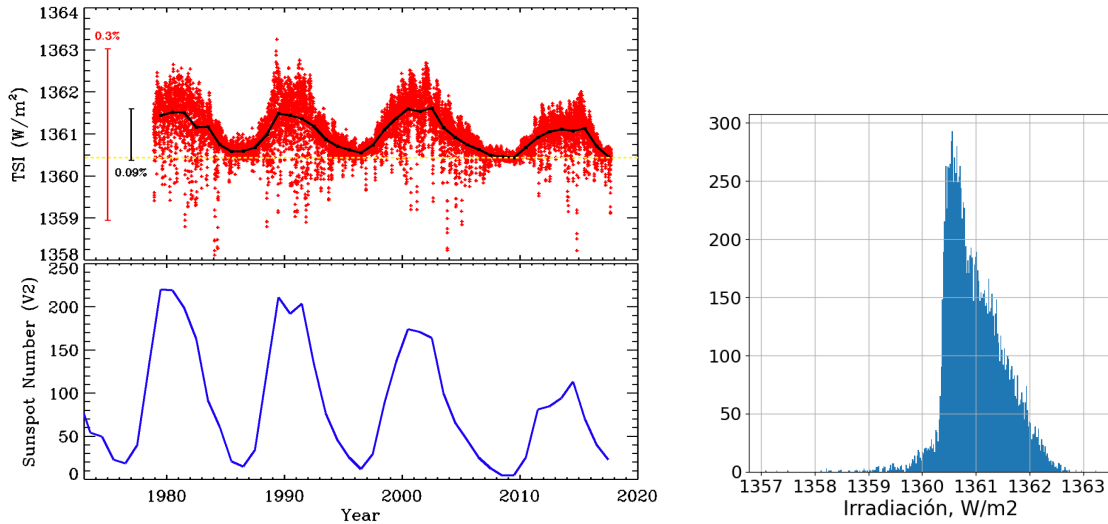


Figura 2.1: Serie de medidas diarias consistidas de TSI de cuarenta años (1978 a 2018) y actividad solar en ese período. Arriba-Izquierda: Irradiancia diaria promedio TOA en rojo y promedio móvil en negro. La barra roja muestra el rango de variación de 0.3% asociado a la actividad solar. La línea amarilla indica el valor mínimo observado en la serie anual y la barra negra indica su rango de variación, de 0.09% . Abajo-Izquierda: Número de manchas solares observadas en el mismo período. Derecha: El histograma de las medidas (puntos rojos) mostrando la asimetría de las variaciones. Fuente: WRC, Suiza <https://www.pmodwrc.ch/> para la TSI, y Solar Influence Data Center (SIDC), Bélgica, <http://sidc.oma.be/silso/datafiles> para las manchas solares (Abal *et al.*, 2020).

El valor convencional de la constante solar de $G_{sc} = 1367 \text{ W/m}^2$ ha sido usado durante varias décadas, y por consistencia con modelos y resultados previamente publicados es el valor usado en este trabajo. Este valor es 0.4% mayor que el valor actualizado. La incertidumbre P95 asociada a medidas de campo de irradiancia solar en superficie terrestre es de al menos 3% , por lo que esta pequeña diferencia sistemática no tiene mayores consecuencias y facilita las comparaciones de los resultados de este trabajo con otros trabajos de la literatura.

2.2.2. Variación orbital

La irradiancia solar real que llega al TOA en incidencia normal, G_0 , presenta una variación orbital de aproximadamente $\pm 3 \%$ en torno a G_{sc} debido a la excentricidad de la órbita terrestre. La distancia Tierra-Sol, R , varía en torno a su valor medio,

¹<https://www.pmodwrc.ch/en/research-development/solar-physics/tsi-composite/>

$R_0 = 1$ UA, a medida que la Tierra recorre su órbita. El valor máximo de R se da aproximadamente el 4 de julio ($R \simeq 1.0171$ UA), mientras que el mínimo en el 4 de enero ($R \simeq 0.9837$ UA). La relación entre la variación de la distancia Tierra-Sol y la irradiancia solar **TOA** se expresa a través del factor de corrección orbital, $F_n = \left(\frac{R_0}{R}\right)^2$,

$$G_0 = G_{sc} \left(\frac{R_0}{R}\right)^2 = G_{sc} F_n. \quad (2.5)$$

Este factor se puede aproximar de forma analítica asumiendo que la órbita terrestre es perfectamente elíptica (**Apéndice A.1.3**). En este trabajo usaremos la expresión (más precisa) de **Spencer (1971)**, un desarrollo de Fourier de las efemérides astronómicas,

$$F_n = 1.000110 + 0.034221 \cos \Gamma + 0.001280 \sin \Gamma + 0.000719 \cos 2\Gamma + 0.000077 \sin 2\Gamma, \quad (2.6)$$

donde $\Gamma(n) = 2\pi(n-1)/365$ (para años no bisiestos), n es el día corrido del año ($n = 1$ en el 1^{ro} de enero). La **Ec. (2.6)** tiene una incertidumbre menor a 1×10^{-4} (**Iqbal, 1983**), mejorando en un orden de magnitud a la aproximación elíptica (**Abal et al., 2020**).

2.2.3. Distribución espectral TOA

El espectro solar incidente **TOA** es muy similar al de un cuerpo negro a $\simeq 5800$ K (temperatura aparente de la fotosfera solar). El mismo se divide en varias regiones: **ultravioleta (UV)** (280–400 nm), **visible (VIS)** (400 nm–700 nm) e **infrarrojo cercano (N-IR)** (700 nm–3000 nm). La región **UV**, la menos presente en términos de intensidad, tiene relevancia por los efectos que produce en tejidos biológicos y degradación de componentes plásticos. La **UV** es a su vez dividida en tres sub bandas (**WMO/GAW, 2014**): UV-A (315–400 nm), causante de envejecimiento de la piel, UV-B (280–315 nm), asociada con quemaduras y con daño en el ADN y la probabilidad de padecer cáncer de piel en casos de exposición prolongada, y UV-C (100–280 nm), que es altamente dañina pero completamente absorbida en la atmósfera por el ozono estratosférico y por el oxígeno molecular. En la **Tabla 2.1** se muestra el peso relativo de cada banda espectral con respecto a la irradiancia solar total en **TOA**. Tomando como referencia el estándar E490 (descrito en el párrafo siguiente), se observa que la **UV** representa un 8 %, **VIS** un 39 %, mientras que el infrarrojo cercano es algo más de la mitad irradiancia total. El resto del infrarrojo, o **infrarrojo lejano (F-IR)**, tiene poco peso en el espectro solar incidente, con solo un 2 %.

Existen al menos dos espectros de referencia **TOA** en uso corriente que se encuentran en permanente actualización. Uno de ellos, generado originalmente en 1985 por el Observatorio Físico-Meteorológico Davos (PMOD) del **WRC (Wehrli, 1985)** y recomendado por la **World Meteorological Organization (WMO)**. Su última versión fue

Tabla 2.1: Fracción del espectro en bandas relevantes para la irradiancia espectral de cuerpo negro a $T = 5778 \text{ K}$ y la irradiancia de referencia ASTM E490 en el TOA.

Tope de la atmósfera			
Banda espectral	Rango (nm)	Cuerpo negro $T = 5778 \text{ K}$ (%)	ASTM-E490 (%)
UV-C	0 - 280	2.1	0.5
UV-B	280 - 315	2.0	1.2
UV-A	315 - 400	8.0	6.0
VIS	400 - 700	36.7	38.8
N-IR	700 - 3000	49.1	51.5
F-IR	3000 - ∞	2.1	2.0

recopilada por Haberreiter *et al.* (2017)¹. El otro, el espectro E-490², fue desarrollado en 1980 por la *American Society for Testing and Materials, EUA (ASTM)*, que desde 2006 considera medidas espectrales tomadas en satélites, vuelos de gran altura y telescopios para su actualización. En la Figura 2.2 se muestran ambos espectros de referencia, muy similares entre sí, y la irradiancia espectral en el TOA modelando la emisión del Sol como la de un cuerpo negro a $T = 5778 \text{ K}$. Se muestra en detalle la región UV+VIS, donde la irradiancia en TOA provista por los estándares difiere más con la del cuerpo negro.

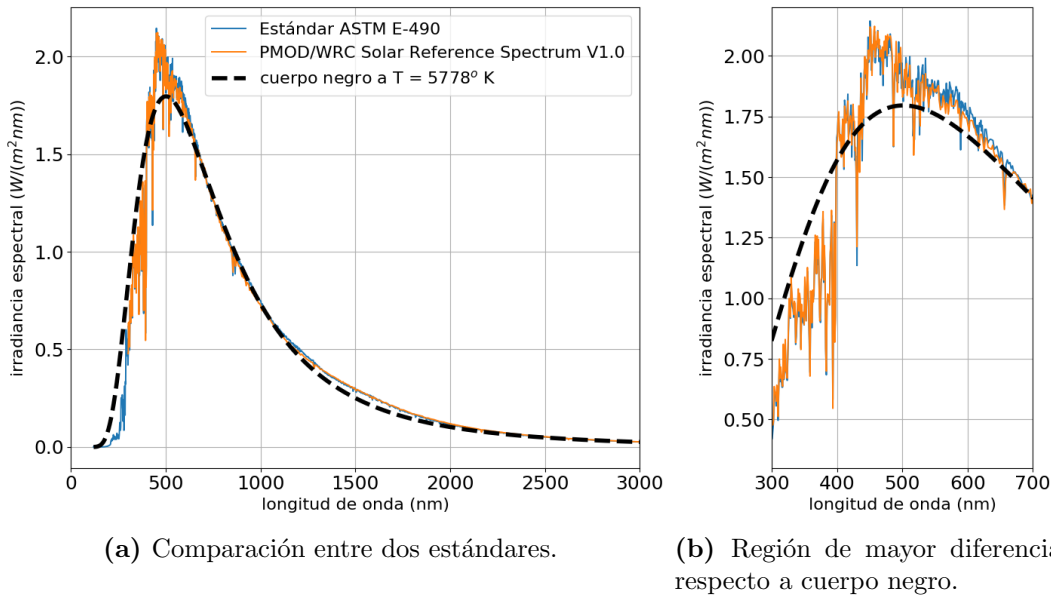


Figura 2.2: Espectro solar estándar (se muestran dos estándares) a TOA en incidencia normal.

2.3. Interacción de la radiación con la atmósfera

La atmósfera terrestre es una mezcla no homogénea, continuamente variable, de varios elementos que interactúan con la radiación solar incidente. Sus componentes,

¹Disponible en <ftp://ftp.pmodwrc.ch/pub/data/SolarReferenceSpectrum>.

²Disponible en <https://www.nrel.gov/grid/solar-resource/spectra-astm-e490.html>.

detalladas en la [Subsección 2.3.2](#), muestran gran variedad de tamaño; moléculas de gas ($\sim 10^{-4} \mu\text{m}$), aerosoles ($\sim 1 \mu\text{m}$ – $100 \mu\text{m}$), micro-gotas de agua ($\sim 10 \mu\text{m}$), cristales de hielo ($\sim 100 \mu\text{m}$) y gotas o granizo ($\sim 1 \text{cm}$). Su interacción con la radiación se da a través de procesos de *scattering*¹ ([Subsección 2.3.3](#)) y absorción ([Subsección 2.3.4](#)), que atenúan su intensidad de forma espectralmente selectiva en función de su tamaño y composición. Los efectos combinados de dispersión y absorción sobre un haz de radiación que se propaga por la atmósfera en cierta dirección son denominados *extinción* o *atenuación*. Como consecuencia de estos procesos, parte de la irradiancia solar TOA será absorbida, parte retro-dispersada al espacio y otra dispersada hacia el suelo.

La irradiancia global sobre la superficie terrestre en un plano horizontal (**GHI**) puede separarse en dos componentes: irradiancia difusa en un plano horizontal (**DHI**) e irradiancia directa en incidencia normal (**DNI**). Estas cantidades ya fueron introducidas brevemente al comienzo del Capítulo anterior y están definidas en detalle en el [Apéndice A.2](#). Como se muestra esquemáticamente en la [Figura 2.3](#), la **DHI** incide desde todas las direcciones de la bóveda celeste, exceptuando la región circumsolar², y su modelado puede ser dificultoso debido a su distribución anisotrópica y al efecto de las nubes. En ausencia de nubosidad, **DHI** resulta principalmente de la dispersión de Rayleigh por moléculas de aire. La **DNI** es la que llega al observador desde la región circumsolar y su atenuación es descrita por la ley de Lambert-Beer-Bouger ([Subsección 2.3.5](#)). La **GHI** es la suma de las contribuciones difusa y directa según la ecuación de clausura,

$$\text{GHI} = \text{DNI} \times \cos \theta_z + \text{DHI}, \quad (2.7)$$

donde θ_z es el [ángulo cenital solar](#) (su cálculo se detalla en el [Apéndice A.1.2](#)). Detalles sobre estas y otras definiciones, así como de las ecuaciones básicas que gobiernan su comportamiento se encuentran en el [Apéndice A](#) y el [Apéndice B](#).

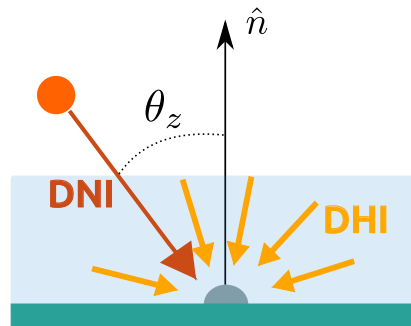


Figura 2.3: Contribuciones directa (DNI) y difusa (DHI) a la radiación global (GHI). El ángulo θ_z es el determinado entre la posición del Sol y la vertical del observador.

¹El término *scattering* es un anglicismo cuya traducción más fiel al español es *dispersión*. En éste trabajo se utilizan indistintamente ambos términos.

²A efectos de este trabajo, región circumsolar es la formada por un ángulo sólido centrado en el Sol y que subtiende un semi-ángulo de 5° .

2.3.1. Distribución espectral en superficie (sin nubosidad)

La composición espectral de la irradiancia solar en superficie está afectada por varios factores; como la naturaleza selectiva de los procesos de atenuación, variaciones en la composición de la atmósfera y los cambios en el camino óptico por el movimiento aparente del Sol. Como resultado, la composición espectral de la radiación a nivel de suelo depende de las condiciones atmosféricas locales, y presenta variaciones estacionales e intra-día. En la [Figura 2.4](#) se muestran dos estándares de irradiancia espectral a nivel de superficie en ausencia de nubosidad. Los espectros mostrados, ASTM G173-03 y [ASTM \(2008\)](#)¹, son derivadas del modelo espectral SMARTSv.2.9.2 (descrito en el [Apéndice C](#)), basado en la atmósfera estándar [USSA \(1976\)](#) que se presenta en la [Subsección 2.3.2](#). Los estándares mencionados muestran el efecto de la atenuación de la irradiancia al atravesar la atmósfera sin nubes para un ángulo de incidencia de $\theta_z \simeq 48.2^\circ$ ². Allí se señalan las bandas de absorción de varios gases de la atmósfera.

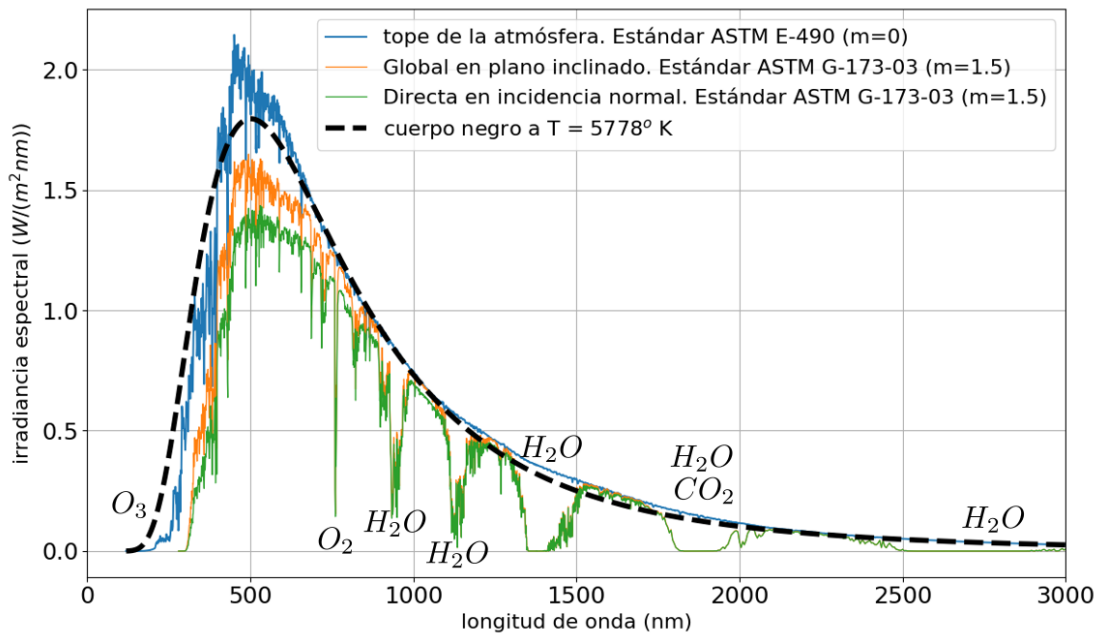


Figura 2.4: Irradiancias espectrales de referencia a nivel de superficie para cielo despejado ASTM G173-03 para un plano inclinado 37° al Ecuador, y para la irradiancia directa en incidencia normal, ambos para un ángulo cenital de 48.2° (masa de aire 1.5). También se muestra la irradiancia espectral en el TOA para la emisión de un cuerpo negro a $T = 5778 K$, y el estándar ASTM E490. Se indican las bandas y líneas de absorción de vapor de agua, oxígeno, ozono y dióxido de carbono.

En la [Tabla 2.2](#) se muestra el peso relativo de las regiones del espectro solar en ausencia de nubes en la superficie terrestre para los espectros mostrados en la [Figura 2.4](#). Se observa que más de la mitad de la irradiancia solar que llega a la superficie está en la banda infrarroja, más del 40% en la banda visible y el menos de 5% en la

¹Disponibles en <https://www.nrel.gov/grid/solar-resource/spectra-am1.5.html>

²Este ángulo corresponde a una masa de aire (definida en la [Subsección 2.4.1](#)) de 1.5 y es el utilizado en normas de desempeño para colectores y paneles (por ejemplo la ISO-9806, 2017).

región ultravioleta (predominantemente en UV-A). Esta distribución difiere de la de TOA (Tabla 2.1), principalmente por la fuerte atenuación en la banda UV y en las bandas de absorción en el N-IR. La nubosidad introducirá cambios en la composición espectral de la radiación solar que llega a la superficie, además de su intensidad.

Tabla 2.2: Fracción del espectro en bandas relevantes en la superficie para los estándares ASTM G173-03 ($m=1.5$) de irradiancia global en plano inclinado e irradiancia directa en incidencia normal.

Superficie terrestre ($m=1.5$)			
Banda espectral	Rango (nm)	ASTM-G173 GTI(%)	ASTM-G173 DNI(%)
UV-C	0 - 280	~ 0	~ 0
UV-B	280 - 315	0.1	<0.1
UV-A	315 - 400	4.5	3.3
VIS	400 - 700	42.9	41.6
N-IR	700 - 3000	51.8	54.2
F-IR	3000 - ∞	0.7	0.8

2.3.2. Composición de la atmósfera

Atmósfera sin nubes

A efectos de discutir la interacción de la radiación con la atmósfera en ausencia de nubes, se utiliza el concepto de atmósfera limpia y seca, es decir, sin aerosoles ni agua, también denominada *atmósfera de Rayleigh*. Para ese propósito existen diferentes atmósferas estándar, que son modelos estáticos de la atmósfera que definen como varían las propiedades con la altura (presión, temperatura, densidad y viscosidad). Para alturas por debajo de 50 km todas coinciden con la *International Standard Atmosphere (ISA)*¹, según la norma ISO-2533 (1975).

En la Tabla 2.3 se muestra la concentración de gases permanentes según la atmósfera estándar definida por USSA (1976)², donde el aire cerca del nivel del mar se supone a $T = 15^\circ\text{C}$ y $P = 101.325 \text{ kPa}$. El nitrógeno molecular, oxígeno molecular y argón componen un 99.96 % de la atmósfera en términos de volumen. Con menor presencia se encuentran dióxido de carbono, neón, helio y metano. La composición se completa con criptón, hidrógeno, dióxido de sulfuro, dióxido de nitrógeno y amoníaco, entre otros de presencia casi despreciable y bajo impacto en la atenuación de la irradiancia solar.

El N_2 y el O_2 son gases conformados por moléculas pequeñas, que actúan como principales centros dispersores en la dispersión Rayleigh. El CO_2 y CH_4 son gases de efecto invernadero, que en las concentraciones usuales no afectan el modelado de la radiación solar. Estos gases son absorbentes en la región F-IR, por lo cual favorecen la acumulación de energía en forma de calor en la biósfera y generan un forzamiento sobre

¹https://en.wikipedia.org/wiki/International_Standard_Atmosphere.

²Disponible en https://en.wikipedia.org/wiki/U.S._Standard_Atmosphere.

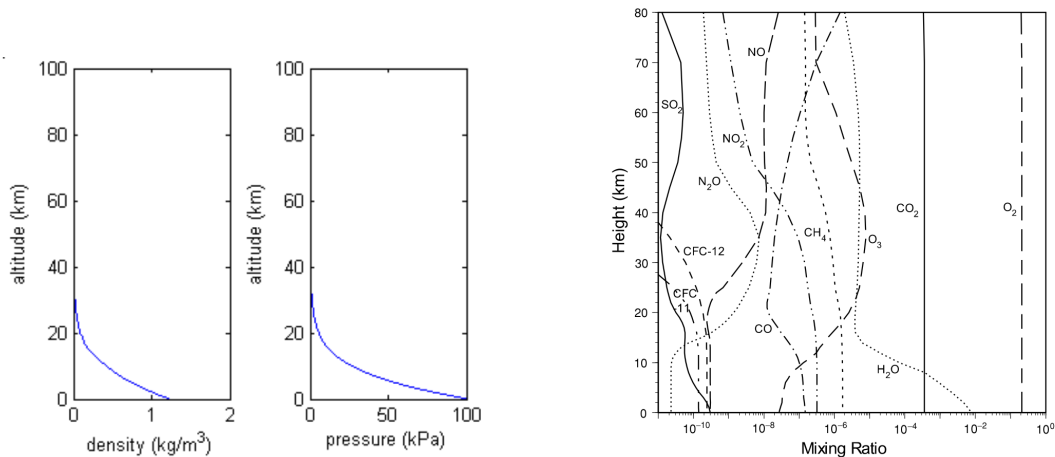
la temperatura media global (ver [Apéndice B.1](#)). Existe otro conjunto de componentes, de presencia variable (en términos de % de volumen), compuesto en esencia por vapor de agua (H_2O) y ozono (O_3) con rangos de entre 0–0.04 % y 0–0.0012 % respectivamente. Si bien su presencia es menor, juegan un rol importante en fenómenos de absorción, tanto de radiación en el espectro solar como en el infrarrojo lejano. El argón, un gas noble, no juega un rol relevante ni en la interacción con la luz visible ni en el balance térmico en la atmósfera.

Tabla 2.3: Composición atmosférica de gases permanentes por unidad de volumen (aire seco) expresadas en porcentaje y en partes por millón por unidad de volumen (ppm) a nivel del mar en condiciones de presión y temperatura normales (la suma no es exactamente 100 % por redondeo). Fuente: <https://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/earthfact.html>.

Gases permanentes en la atmósfera baja			
Componente	Fórmula	% de volumen	ppm
Nitrógeno	N_2	78.0840	780840
Oxígeno	O_2	20.9460	209460
Argón	Ar	0.93400	9340
Dióxido de Carbono	CO_2	0.04100	410
Neón	Ne	0.00182	18.18
Helio	He	0.00052	5.24
Metano	CH_4	0.00017	1.70
Criptón	Kr	0.00011	1.14
Hidrógeno	H_2	0.00006	0.55

La densidad de la atmósfera decrece rápidamente con la altura en los primeros 40 km. En esa región la proporción de N_2 y O_2 (99 % del total) se mantiene aproximadamente constante, mientras que el O_3 tiene mayor presencia en la estratósfera (20–40 km). La [Figura 2.5](#) muestra el perfil vertical de densidad y presión (a) y la densidad de masa relativa de algunos componentes atmosféricos (b).

Además de los gases ya mencionados, en la atmósfera baja real existen varios tipos de aerosoles, nubes y gotas de agua que son altamente variables en el espacio y el tiempo y tienen complejas interacciones con la radiación solar. Los aerosoles son pequeñas partículas, sólidas o líquidas, suspendidas en el aire y que se mueven con los vientos atmosféricos. A diferencia de las moléculas de gases atmosféricos, los aerosoles presentan una gran diversidad en tamaño (entre $\sim 1 \mu\text{m}$ y $100 \mu\text{m}$), distribución, forma y composición, propiedades que afectan su interacción con la radiación solar. A su vez pueden servir como “semillas” para la formación de micro-gotas de agua, formándose complejos de aerosoles húmedos. Finalmente, las partículas en suspensión de agua y hielo, constituyentes de la nubosidad (o neblina) se encuentran en el límite de la definición de aerosoles y en general son tratados de forma diferenciada.



(a) Densidad y presión según [USSA \(1976\)](#). Fuente: https://en.wikipedia.org/wiki/U.S._Standard_Atmosphere.

(b) Presencia relativa en términos de densidad de masa (*mixing ratio*) de algunos gases atmosféricos. Fuente: [Liou \(2002\)](#).

Figura 2.5: Perfiles de diferentes cantidades en la atmósfera terrestre.

Nubosidad

Las nubes son el componente de la atmósfera que más afectan a la [RSS](#) y además que más retos presentan en el modelado de la energía solar por su alta variabilidad espacio-temporal. Una nube es una masa visible formada principalmente por gotas de agua o cristales de hielo suspendidos en la atmósfera. Su formación se debe a la condensación de vapor de agua alrededor de ciertos tipos de micropartículas sólidas (arena o cristales de sal, hollín volcánico, partículas de polvo, etc.). En cada instante, las nubes cubren en promedio un 68 % de la superficie de la Tierra ([Qu, 2013](#)).

Los distintos tipos de nube interactúan en forma distinta con la irradiancia solar, en particular, en lo que refiere a su retro-dispersión, lo que les otorga diferente espesor óptico. Los distintos tipos de nubes y sus características se describen en el [Apéndice A.3](#). El modelado detallado de los diferentes efectos es muy complejo. Los modelos que estiman irradiancia solar en superficie rara vez incorporan clasificación de nubes, con excepciones como el modelo Heliosat-4 o el Brasil-SR (descritos en [Apéndice C.2](#)). En este trabajo se incorporará información de nubosidad a través de un índice de nubosidad satelital que no discrimina entre tipos de nubes más allá de su reflectividad promedio.

2.3.3. Procesos de dispersión (*scattering*)

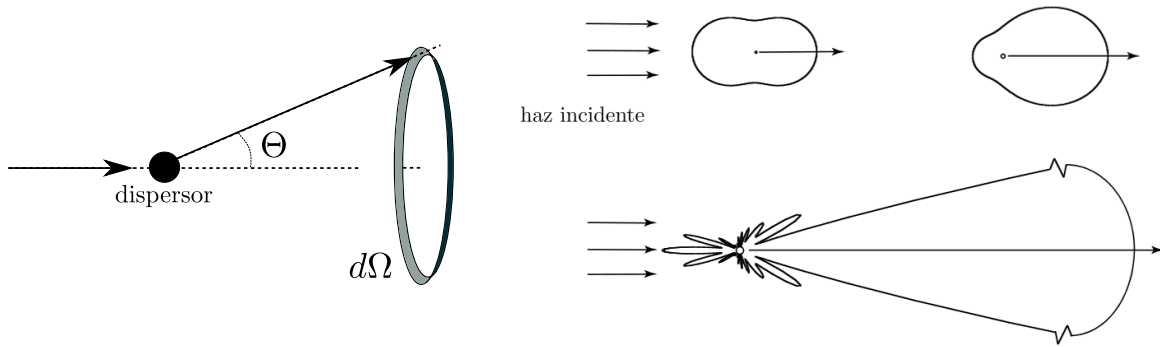
La dispersión¹ atmosférica es resultado de la interacción entre fotones de luz solar con, principalmente, moléculas de los gases que componen el aire, moléculas de agua y aerosoles. Para describir esta interacción se utilizan los conceptos de *sección eficaz de*

¹Interacción entre un fotón y una partícula (o centro dispersor) donde el fotón es absorbido y re-emitido con el mismo λ en otra dirección.

scattering del centro dispersor (o *cross-section* en inglés), σ_s (en unidades de área), y la *función de fase*, $P(\Theta)$. El σ_s representa la probabilidad de que ocurra la dispersión en una interacción dada, mientras que $P(\Theta)$ describe la probabilidad de que un fotón dispersado se propague en la dirección determinada por Θ , ángulo de dispersión con respecto a la dirección incidente¹. En la [Figura 2.6a](#) se muestra un diagrama de esta interacción. Se verifica que $P(\Theta) d\Omega$ es proporcional a la probabilidad de dispersión en la dirección definida por el diferencial de ángulo sólido $d\Omega$ (definido en el [Apéndice A.1.1](#)). La función de fase es normalizada según

$$\int_{\Omega} P(\Theta) d\Omega = 4\pi, \quad (2.8)$$

donde Ω denota todas las direcciones, de forma de que si P es uniforme se verifica $P(\Theta) = 1$ ([Liou, 2002](#)). Tanto P como σ_s dependen de λ aunque no se explicita en la notación.



(a) Dispersión de un fotón por un centro dispersor. El diferencial de ángulo sólido es definido por Θ , asumiendo simetría acimutal.

(b) Patrón angular de radiancia dispersada por dispersores esféricos de diferentes tamaños. arriba-izq: $\sim 10^{-4} \mu\text{m}$ (Rayleigh). arriba-der: $\sim 0.1 \mu\text{m}$ (Mie). abajo: $\sim 1 \mu\text{m}$ (Mie). Fuente: [Liou \(2002\)](#).

Figura 2.6: Función de fase y diferentes patrones de dispersión por aerosoles esféricos según la teoría de Lorenz-Mie para un haz incidente de $0.5 \mu\text{m}$ y centros dispersores de diferentes tamaños.

A partir de estas cantidades, se puede expresar la radiancia espectral dispersada, L_s (en $\text{W}/\text{m}^2/\text{sr}/\text{nm}$), por un centro dispersor en forma general ([Liou, 2002](#)),

$$L_s(\Theta, r) = L_0 \frac{\sigma_s P(\Theta)}{r^2 4\pi}, \quad (2.9)$$

donde r es la distancia desde el centro dispersor hasta el punto estudiado y L_0 es la radiancia espectral del haz incidente. Considerando las características del centro dispersor y resolviendo la ecuación de onda electromagnética para el problema, se pueden obtener expresiones para la sección eficaz y la función de fase ([Liou, 2002](#)). La

¹De forma más general se puede definir $P(\Theta, \phi)$, pero aquí se desprecia la dependencia acimutal considerando esa simetría.

relación $x = 2\pi a/\lambda$, entre la longitud de onda y el radio medio del centro dispersor, a , determina el tipo de dispersión:

- $x \lesssim 1$: dispersión de Rayleigh.
- $1 \lesssim x \lesssim 10$: dispersión de Lorenz-Mie.
- $x \gtrsim 10$: dispersión no selectiva (óptica geométrica).

En la [Figura 2.6b](#) se muestran algunos patrones angulares de dispersión para dispersores esféricos de distinto tamaño (relacionados con la función de fase).

Dispersión de Rayleigh

Lord Rayleigh en 1871 realizó un desarrollo teórico para describir el *scattering* de luz no polarizada producido por las moléculas diatómicas del aire (O_2 y N_2) modeladas como dipolos eléctricos, mostrando que la probabilidad de que un fotón sea dispersado es proporcional a $1/\lambda^4$ (en la [Ec. \(2.9\)](#), $\sigma_s \propto 1/\lambda^4$). Rayleigh también resolvió la función de fase, que muestra máximos de probabilidad de dispersión hacia adelante y hacia atrás (retro-dispersión o *backscattering*), y mínimos para direcciones perpendiculares a la dirección incidente ([Figura 2.6b](#)). Un fotón asociado a luz azul (400 nm) tiene 40 veces más probabilidades de ser dispersado que un fotón de 1000 nm. Esta dispersión, repetida múltiples veces, es el origen de la irradiancia difusa en condiciones de cielo claro. La misma llega a la superficie terrestre desde todas las direcciones de la bóveda celeste, dando al cielo despejado su característico color celeste. Cuando la altura solar es baja, el recorrido óptico del haz directo es mayor, resultando en un haz con mayor presencia relativa de fotones de longitudes de onda asociados al color rojo y naranja.

Dispersión de Lorenz-Mie

Se denomina comúnmente dispersión de Mie a situaciones donde el tamaño de las partículas dispersoras es comparable con la longitud de onda de la luz. Sin embargo, Lorenz (1890) y Mie (1908) desarrollaron de forma independiente la solución para la interacción de una onda plana con una partícula esférica homogénea a partir de las ecuaciones de Maxwell. La teoría incluye como caso límite a la teoría de Rayleigh. Los resultados para la sección eficaz de *scattering* se expresan como un desarrollo multipolar donde el primer término es la contribución del dipolo eléctrico. En el caso de partículas pequeñas como moléculas de aire ($x \ll 1$ para el rango visible), éste es el término dominante, aproximándose al resultado de Rayleigh de proporcionalidad con $1/\lambda^4$. En la [Figura 2.7](#) se muestra el comportamiento de la sección eficaz (normalizada por el área transversal del centro dispersor) con el parámetro x . Para el caso de aerosoles y partículas que conforman las nubes ($x > 1$) la intensidad dispersada es menos dependiente con λ y más dependiente con el tamaño de la partícula, a .

La teoría también halla expresiones para $P(\Theta)$. En la [Figura 2.6b](#) se muestran

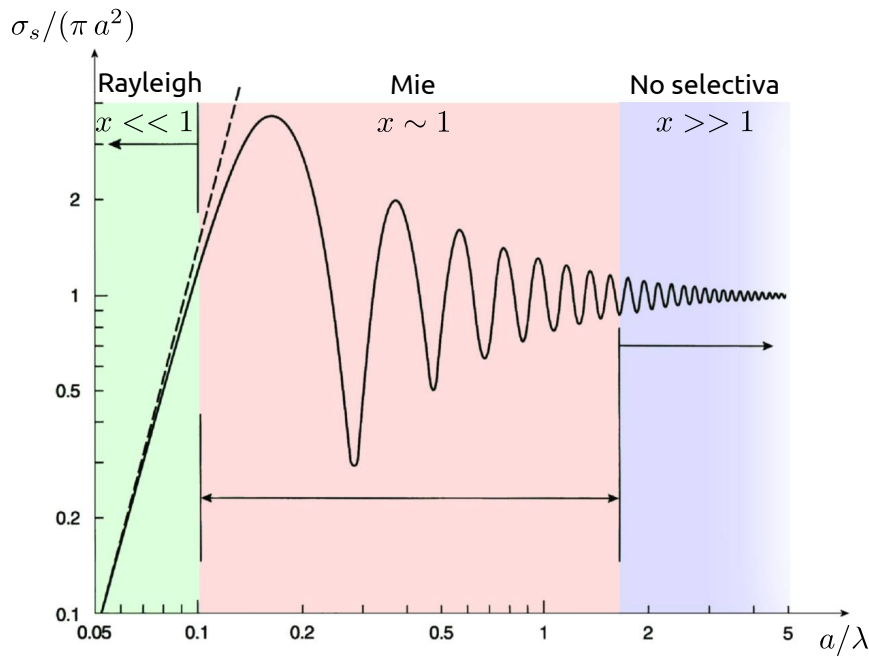


Figura 2.7: Teoría de Lorenz-Mie. Sección eficaz de *scattering*, σ_s , normalizada por la sección transversal para una esfera no absorbtiva con índice de refracción $n=1$. Note que los ejes son logarítmicos. Se indican en verde y violeta las regiones donde son válidas la dispersión de Rayleigh (recta a trazos) y la dispersión no selectiva, respectivamente. Adaptada de: <https://www.radartutorial.eu>

distribuciones de dispersión para varios casos según la teoría de Lorenz-Mie. Se observa que conforme aumenta el tamaño de la partícula, la dispersión hacia adelante (o *forward-scattering*) también aumenta. Las partículas reales presentan geometrías más complejas que la esférica, y presentan diferentes propiedades ópticas según su composición. El modelado en detalle de la interacción entre la irradiación y las partículas presentes en la atmósfera, es un tema de investigación en la actualidad.

Dispersión no selectiva

En el límite $x \gg 1$ (partículas grandes) valen los principios de la óptica geométrica, y la dependencia en la longitud de onda se hace despreciable. Se puede pensar la irradiancia como un haz de rayos paralelos que inciden en los dispersores, siendo cada uno sometido a las leyes ópticas de reflexión y de refracción (en el caso que el haz ingrese a la partícula). Este fenómeno ocurre en la tropósfera, la parte más baja de la atmósfera (< 10 km), donde se encuentran en suspensión gotas de agua, cristales de hielo o aerosoles grandes ($> 10 \mu\text{m}$). La radiación interactúa con estas partículas, en especial con las que componen las nubes a través de procesos de retro-dispersión. De esta forma las nubes evitan que gran parte de la energía solar alcance la superficie. Por ejemplo, en cada instante, en promedio, el 30% de la radiación TOA es reflejado al espacio en parte por el efecto de la nubosidad¹.

¹<https://earthobservatory.nasa.gov/images/84499/measuring-earths-albedo>.

2.3.4. Procesos de absorción

El proceso espectralmente selectivo por el cual un fotón de longitud de onda λ es absorbido (y la energía que transporta) por una partícula o una molécula (y luego liberado como calor) se conoce como *absorción*. La absorción de la radiación solar en la atmósfera se da principalmente en los componentes atmosféricos de menor concentración como vapor de agua (H_2O), dióxido de carbono (CO_2), ozono (O_3) y en menor medida por aerosoles y oxígeno (O_2) (Polo *et al.*, 2019, Cap. 5).

En la [Figura 2.8](#) se muestra la absorptancia espectral¹ para los gases atmosféricos más relevantes (en términos de absorción) en el espectro solar ($< 3 \mu\text{m}$) y en el espectro de emisión de la Tierra ($> 3 \mu\text{m}$). El H_2O absorbe en varias bandas de $\lambda > 0.7 \mu\text{m}$ (N-IR y F-IR), mientras que O_2 y O_3 absorben principalmente en la región de $\lambda < 0.3 \mu\text{m}$ (UV), lo que resulta en que los fotones más energéticos (UV-B y UV-C) casi no lleguen a la superficie terrestre. Además, como el ozono está concentrado en la estratósfera (10–50 km), actúa en forma previa al resto de los componentes sobre la radiación solar incidente ([Figura 2.5](#)).

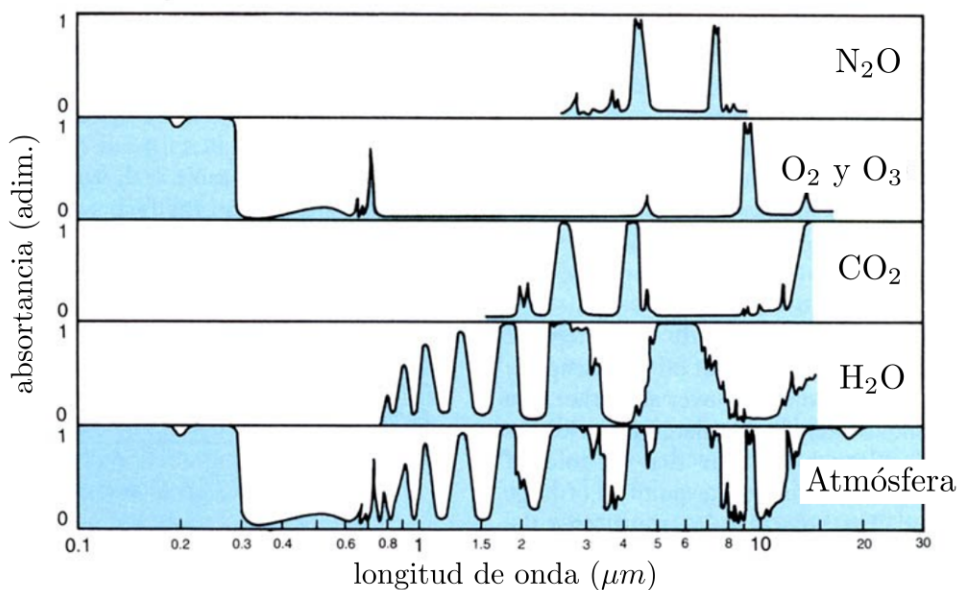


Figura 2.8: Absortancia de los principales gases de la atmósfera. Fuente: Fleagle y Businger (1980).

El proceso combinado de absorción de diferentes gases en la atmósfera deja ventanas espectrales en las cuales hay muy poca absorción. La ventana óptica más importante se ubica entre $0.3 \mu\text{m}$ y $0.7 \mu\text{m}$, cubriendo prácticamente todo el espectro visible. También existen ventanas en el infrarrojo, que los satélites aprovechan para sensar propiedades de la atmósfera a partir de medir la radiación saliente sin absorción. Por otro lado, la alta absorptancia de la atmósfera en el espectro solar por encima de $2.5 \mu\text{m}$, y por debajo de $0.3 \mu\text{m}$ determina que, a efectos prácticos, no haya irradiancia solar a nivel

¹Fracción de radiación monocromática absorbida en cada longitud de onda.

de suelo terrestre en esas regiones. Estas consideraciones también pueden observarse en la [Figura 2.4](#). La alta absorción de CO_2 , H_2O , CH_4 , entre otros, en el [F-IR](#), tiene relevancia en el balance térmico de la tierra a través del efecto invernadero. El balance energético terrestre se discute en mayor detalle en el [Apéndice B.1](#).

Las nubes, constituidas principalmente por agua, no absorben en el rango visible. Sin embargo, su efecto sobre la irradiancia a nivel de suelo es evidente. El mecanismo que opera en este caso es el de reflexión, principalmente por retro-dispersión.

2.3.5. Ley de Lambert-Beer-Bouger

La ley de Lambert-Beer-Bouger es un resultado bien conocido que muestra la atenuación exponencial que sufre un haz de radiación al atravesar un medio material. En particular, es útil para expresar la atenuación del haz directo (proveniente desde la dirección del Sol) al atravesar la atmósfera.

Consideremos la radiancia monocromática directa, L_λ (en $\text{W}/\text{m}^2/\text{sr}/\text{nm}$) que atraviesa un diferencial de volumen de atmósfera. El contenido de ese volumen está caracterizado por su *sección eficaz de extinción por unidad de masa*, k_λ (en m^2/kg), propiedad del medio que engloba los efectos de absorción y dispersión. Al atravesar el volumen (de espesor ds en su dirección de propagación), la radiancia se verá atenuada una cantidad dL_λ proporcional a la distancia recorrida, la probabilidad de interacción (sección eficaz), la densidad del medio (ρ) y a su intensidad¹,

$$dL_\lambda = -k_\lambda \rho L_\lambda ds. \quad (2.10)$$

Conociendo un valor de referencia, por ejemplo en [TOA](#) ($L_\lambda(s=0) = L_{0\lambda}$), la ecuación se resuelve como

$$L_\lambda(s) = L_{0\lambda} \exp\left(-\int_0^s k_\lambda \rho ds'\right). \quad (2.11)$$

Definiendo \bar{k}_λ como la media ponderada de la sección eficaz de extinción por unidad de masa y la *masa óptica* en una columna de sección transversal unitaria (u , en kg/m^2),

$$\bar{k}_\lambda = \frac{\int_0^s k_\lambda \rho ds'}{\int_0^s \rho ds'}, \quad u = \int_0^s \rho ds', \quad (2.12)$$

¹La [Ec. \(2.10\)](#) es un caso particular de la ecuación de transferencia radiante, [Ec. \(B.5\)](#), considerando la radiancia monocromática en el espectro solar (entre $0.2 \mu\text{m}$ y $3.0 \mu\text{m}$) que atraviesa la atmósfera en la dirección de la línea Tierra-Sol y asumiendo que las contribuciones radiativas de otras direcciones son despreciables con respecto a la radiancia directa ($J_\lambda = 0$).

obtenemos la ley de Lambert-Beer-Bouger,

$$L_\lambda(s) = L_{0\lambda} e^{-\bar{k}_\lambda u}. \quad (2.13)$$

En la práctica, se utiliza la *profundidad óptica* (asociada a una altura vertical z) como

$$\tau(z) = \int_0^z k_\lambda \rho(z') dz', \quad (2.14)$$

donde se asume que el perfil de densidad de masa depende únicamente de la altura y dz' indica que la integral se asocia a un camino *vertical*. Obsérvese que τ es equivalente a $\bar{k}_\lambda \times u$ cuando la masa óptica se refiere a la columna vertical.

En la aproximación de una atmósfera plana, la relación entre el diferencial de recorrido oblicuo, ds , y el de recorrido vertical, dz , es

$$ds \cos \theta_z = dz, \quad (2.15)$$

como se muestra en [Figura 2.9](#). Utilizando las Ecs. (2.14) y (2.15), la solución de

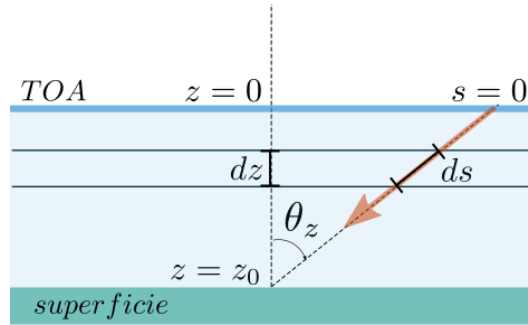


Figura 2.9: Geometría de un haz de incidencia oblicua con respecto a la vertical. z_0 indica la distancia entre el tope de la atmósfera y la superficie en un camino vertical (~ 100 km).

la [Ec. \(2.10\)](#) entre $z' = 0$ y $z' = z$, muestra que la radiancia espectral directa, en $\text{W}/\text{m}^2/\text{str}/\text{nm}$, verifica

$$L_\lambda(z) = L_{0\lambda} e^{-\tau(z)/\cos \theta_z}. \quad (2.16)$$

Si se integra la radiancia en un pequeño ángulo sólido asociado a la dirección del haz y se usa $z = z_0$, la ley de Lambert-Beer-Bouger representa a la atenuación debido a la dispersión y absorción que sufre la irradiancia directa que llega a la superficie al atravesar la atmósfera ([Ec. \(2.17\)](#)). En caso de una atmósfera real (no plana), el exponente en la [Ec. \(2.16\)](#) se expresa en función de la masa de aire, m , definida más adelante en la [Subsección 2.4.1](#), en vez de $1/\cos \theta_z$,

$$G_{b,\lambda}(z) = G_{0\lambda} e^{-\tau(z)m}. \quad (2.17)$$

Esta relación puede representar bien la atenuación exponencial de la irradiancia directa

al atravesar un medio transparente homogéneo. Sin embargo, al ser la atmósfera una mezcla de componentes con propiedades diferentes, es necesario tratarlos por separado, como se muestra en la siguiente Sección.

2.4. Radiación solar en ausencia de nubosidad

En esta Sección se describen los elementos teóricos necesarios para el modelado de la irradiancia de cielo claro (Sección 2.5). Estos se asocian con las principales interacciones entre el haz de irradiancia solar y la atmósfera sin nubes: dispersión molecular (Rayleigh), extinción por aerosoles (principalmente dispersión) y extinción por vapor de agua, ozono y mezcla de gases (principalmente absorción). Estos serán nombrados con la letra especificada en la Tabla 2.4, y de forma genérica con el subíndice i .

Tabla 2.4: Efectos relevantes para el modelado de la irradiancia solar en ausencia de nubes.

Efecto	subíndice i
dispersión molecular (Rayleigh)	r
extinción por aerosoles	a
extinción por vapor de agua	w
extinción por ozono	o
extinción por mezcla permanente de gases	g

2.4.1. Camino óptico relativo y masa de aire

La Ec. (2.12) define la masa óptica, u , para la atmósfera en general, donde ds es el diferencial de camino geométrico que describe un haz proveniente del Sol¹. De forma análoga se define la masa óptica del componente i -ésimo, de densidad de masa ρ_i (en kg/m^3). Cuando el Sol se encuentra en el cenit, ds coincide con un desplazamiento vertical, dz , como se ve en la Figura 2.9. La masa óptica relativa, m_i , se define como el cociente entre la masa óptica y la masa óptica vertical entre el tope de la atmósfera y la superficie terrestre,

$$m_i = \frac{\int_0^{s_0} \rho_i ds}{\int_0^{z_0} \rho_i dz}, \quad (2.18)$$

donde s_0 y z_0 son las distancias geométricas TOA–superficie de los caminos oblicuo y vertical respectivamente. Ignorando la curvatura de la Tierra y efectos de refracción, se cumple la Ec. (2.15) y asumiendo además una densidad estratificada (dependiente

¹Dado que los fenómenos de refracción son dependientes de la longitud de onda, la trayectoria que describe el haz también lo será, por lo que la Ec. (2.12) es en estricto rigor válida para haces monocromáticos. Sin embargo la dependencia con λ es de menor orden, por lo que la expresión se asume válida en todo el espectro.

únicamente de z) de la componente i -ésima, resulta

$$m_i \simeq \frac{1}{\cos \theta_z}. \quad (2.19)$$

El error cometido al despreciar la curvatura terrestre y los efectos de refracción aumenta con el ángulo cenital, siendo 0.25 % para $\theta_z = 60^\circ$ y hasta 10 % para $\theta_z = 85^\circ$ (Iqbal, 1983). Este comportamiento se puede observar en la Figura 2.10.

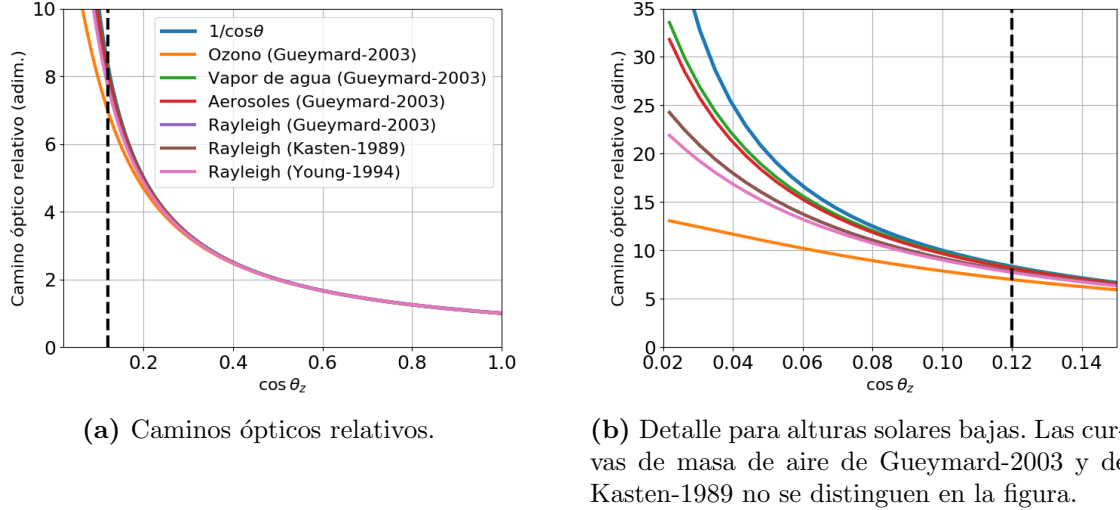


Figura 2.10: Camino óptico relativo de ozono, vapor de agua y aerosoles de (Gueymard, 2003a) y de la atmósfera de Rayleigh (masa de aire). La línea punteada marca un coseno de ángulo cenital de 0.12 (altura solar de 7°). La porción $\cos \theta_z < 0.15$ se muestra en detalle en el panel de la derecha.

La Ec. (2.18) debe evaluarse para cada una de las componentes de la atmósfera, para lo cual es necesario conocer cada uno de los perfiles de densidad reales. En Gueymard (2003a) se parametrizan los caminos ópticos relativos para las interacciones de la Tabla 2.4 en función del ángulo cenital, como se observa en la Figura 2.10 (detalles en el Apéndice D.4). También se observa que para alturas solares mayores a 15° ($\cos \theta_z \simeq 0.3$) las diferencias entre los m_i son despreciables.

Para fines del modelado de radiación solar, es útil considerar el camino óptico relativo de una atmósfera de Rayleigh (o masa de aire), m_r (por simplicidad, se omite el subíndice (r) de aquí en más). Existen varias expresiones fenomenológicas para m (Kasten, 1965; Kasten y Young, 1989; Young, 1994; Gueymard, 2003a). La parametrización utilizada en este trabajo es la propuesta por Young (1994),

$$m = \frac{1.002432 \cos^2 \theta_z + 0.148386 \cos \theta_z + 0.0096467}{\cos^3 \theta_z + 0.149864 \cos^2 \theta_z + 0.0102963 \cos \theta_z + 0.000303978}. \quad (2.20)$$

Esta parametrización fue desarrollada para ser utilizada con el ángulo cenital real, en vez de con el ángulo cenital aparente (que requiere ser corregido por efectos de refracción y es el requerido por las parametrizaciones previas). Para ello Young incluyó en

su ajuste, basado en la atmósfera estándar [ISA](#), información sobre la refracción monocromática a 590 nm del estándar gubernamental soviético GOST-73.

La [Ec. \(2.20\)](#) refiere a la masa de aire sobre el nivel del mar (a 1 atm) y no incluye otros efectos, como los debidos a ozono o aerosoles. En la medida que la atmósfera real difiere a la utilizada para la parametrización, esta expresión puede tener un error de 0.001 para $m < 6$ y de hasta 0.0037 para $m > 10$ ([Young, 1994](#)). La masa de aire presenta variaciones con la presión atmosférica y en general se ajusta su expresión de forma lineal con el factor $P_c = P/P_0$, donde P es la presión local (a una altura h sobre el nivel del mar) y $P_0 = 1 \text{ atm} = 101.325 \text{ kPa}$ es la presión de referencia a nivel del mar ([Iqbal, 1983](#)). En caso de no conocer P , es usual aproximar P_c como función de la altura del sitio basado en el modelo de gas ideal isoterma para la atmósfera, sin gran pérdida de precisión ([Gueymard, 2003b](#)),

$$m(P) = P_c m(P_0) \simeq \exp\left(-\frac{h}{8434.5}\right) m(P_0), \quad (2.21)$$

donde h esta expresado en metros sobre el nivel del mar. En este trabajo, cuando se refiera a la masa de aire, se estará utilizando la expresión [Ec. \(2.20\)](#) corregida por altura según la [Ec. \(2.21\)](#).

2.4.2. Aerosoles y la ley de Angström

Los procesos de extinción debidos a los aerosoles son espectralmente selectivos y se caracterizan a través de la profundidad óptica (definida en la [Ec. \(2.14\)](#)). La profundidad óptica de aerosoles es denominada $\tau_{a,\lambda}$ o AOD_λ , y su dependencia espectral se puede expresar como¹

$$\text{AOD}_\lambda = \beta \lambda^{-\alpha}, \quad (2.22)$$

donde λ se expresa en micras, β es la [turbidez de Angström](#) (la profundidad óptica de aerosoles para $\lambda = 1 \text{ }\mu\text{m}$), asociada con la densidad, y α es el [exponente de Angström](#), asociado con el tamaño medio de las partículas ([Shifrin, 1995](#)). En la [Tabla 2.5](#) se muestran valores típicos para AOD_{550} y α , obtenidos sobre diez estaciones [AERONET](#) ([Otero et al., 2006](#)).

Los parámetros de Angström (o el AOD a cierta longitud de onda) son utilizados para estimar la transmitancia directa de banda ancha y son requeridos como información de entrada en varios [MISCC](#), como veremos en la [Sección 2.5](#).

¹La [Ec. \(2.22\)](#) fue propuesta por [Angström \(1929\)](#) y lleva su nombre.

Tabla 2.5: Clasificación de aerosoles según sus propiedades. Valores adaptados de [Otero et al. \(2006\)](#).

Tipo	AOD ₅₅₀	α
continental limpio	0.04 - 0.13	0.8 - 1.5
continental promedio	0.07 - 0.24	1.0 - 1.7
continental contaminado	0.05 - 0.21	1.5 - 2.5
urbano/industrializado	0.19	> 0.25
desértico	0.17	> 0.20
marítimo	0.15	> 0.15
quema de biomasa	0.18	> 0.20
antártico	0.08	< 0.10

2.4.3. Transmitancia atmosférica de banda ancha

Según la [Ec. \(2.17\)](#), para estimar la irradiancia directa espectral a nivel de superficie sería necesario caracterizar la masa de aire (m) y la profundidad óptica (τ_λ) de la totalidad de la atmósfera. Para tratar separadamente las diferentes interacciones i , indicadas en la [Tabla 2.4](#), es conveniente describir la atenuación de la radiación directa que produce cada una de ellas en términos de su profundidad óptica, $\tau_{\lambda,i}$ y m_i . Para ello se define la transmitancia espectral del componente i , $T_{\lambda,i}$, como el cociente entre la irradiancia directa que llegaría a la superficie debido únicamente al efecto del componente i -ésimo, y la irradiancia extraterrestre, $G_{0\lambda}$. Partiendo de la [Ec. \(2.13\)](#) para la interacción i se tiene

$$T_{\lambda,i} = \exp(-k_{\lambda,i} u_i) = \exp(-\tau_{\lambda,i} m_i), \quad \text{con } i = r, a, w, o, g, \quad (2.23)$$

donde u_i y $k_{\lambda,i}$ son los correspondientes camino óptico y sección eficaz espectral, y se utilizaron las definiciones de profundidad óptica y masa de aire. La expresión de la segunda igualdad de la [Ec. \(2.23\)](#) es conveniente, dado que el argumento de la exponencial separa la dependencia con la longitud de onda en $\tau_{\lambda,i}$ ¹ y el de la posición aparente del Sol en m_i .

Los efectos de atenuación espectral se pueden aproximar como independientes ([Gueymard, 1998](#)), por lo que la transmitancia espectral puede aproximarse por el producto de transmitancias individuales,

$$T_\lambda = T_{\lambda,r} T_{\lambda,a} T_{\lambda,w} T_{\lambda,o} T_{\lambda,g}. \quad (2.24)$$

Al final de esta Sección se discute el efecto de esta simplificación. Se puede asumir sin gran pérdida de precisión ([Louche et al., 1986](#)), que los m_i son iguales, m , cuando el Sol tiene una altura solar mayor a unos 12° ($\cos \theta_z \gtrsim 0.2$), donde los efectos de refracción y curvatura son despreciables (ver [Figura 2.10](#)). Con estas simplificaciones,

¹Despreciando la débil dependencia de m_i con λ debido a efectos de refracción

la transmitancia directa se expresa como

$$T_\lambda = \exp\left(-\sum_i m_i \tau_{\lambda i}\right) \approx e^{-m\tau_\lambda}, \quad (2.25)$$

siendo la profundidad óptica de la atmósfera la suma de las profundidades de cada uno de sus componentes,

$$\tau_\lambda = \tau_{\lambda,r} + \tau_{\lambda,a} + \tau_{\lambda,w} + \tau_{\lambda,o} + \tau_{\lambda,g}. \quad (2.26)$$

La [Ec. \(2.25\)](#) es monocromática pero es posible hallar una expresión similar para la transmitancia asociada a todo el espectro solar. En efecto, la transmitancia total puede expresarse como el promedio de la transmitancia espectral ponderada por el espectro solar [TOA](#),

$$T = \frac{\int_\lambda G_{0\lambda} T_\lambda(m) d\lambda}{\int_\lambda G_{0\lambda} d\lambda} = e^{-m\delta(m)}, \quad (2.27)$$

donde $\delta(m)$ es la [profundidad óptica global](#),

$$\delta(m) = \frac{1}{m} \ln \left[\frac{G_0}{\int_\lambda G_{0\lambda} T_\lambda(m) d\lambda} \right]. \quad (2.28)$$

Aquí δ es una cantidad de banda ancha análoga a la profundidad espectral, τ_λ , y describe conjuntamente todos los procesos de extinción en la atmósfera sin nubes. A diferencia de τ_λ , δ depende de m en forma no trivial. En la práctica la profundidad óptica global no es calculada explícitamente a partir de la [Ec. \(2.28\)](#) si no que se parametriza como función de m y se determina a partir de datos reales.

La mayoría de los modelos de irradiancia de banda ancha basados en transmitancia asumen la hipótesis de independencia ([Polo et al., 2019](#), Cap.5), como en la [Ec. \(2.24\)](#), dado que simplifica las expresiones analíticas de los modelos y no implica grandes errores excepto para situaciones extremas (alta turbidez atmosférica, alturas solares muy bajas). Si bien a nivel espectral el orden físico en el que ocurren las extinciones es poco relevante, para banda ancha el orden sí es importante ([Gueymard, 2003a](#)). Los constituyentes de cada proceso de extinción se distribuyen de forma diferente en la atmósfera, causando que la distribución espectral de la radiación que incide en una capa haya sido modificada por capas precedentes, afectando las parametrizaciones empíricas de T_i^1 . Un ejemplo de ello se encuentra en la construcción de un modelo detallado de radiación solar de cielo claro para banda ancha como REST2 ([Gueymard, 2003a, 2008](#)), detallado en la [Subsección 2.5.4](#).

¹El ejemplo típico es la atenuación por ozono que tiene lugar principalmente en la estratósfera y atenúa el haz que llega a la atmósfera baja, atenuado principalmente en el UV.

2.4.4. Turbidez de Linke

El vapor de agua y los aerosoles son componentes variables de la atmósfera relevantes en los procesos de atenuación de la irradiancia y responsables de la turbidez atmosférica. Cuando no se cuenta con información confiable sobre la densidad de vapor de agua precipitable y el contenido y tipo de aerosoles presentes en la atmósfera local, una forma efectiva de caracterizar el estado promedio de la atmósfera en condiciones de cielo claro es a través del [factor de turbidez de Linke](#), T_L ([Linke, 1922](#)).

[Linke \(1922\)](#) propuso expresar la profundidad óptica, δ , como resultado de dos efectos aditivos asumiendo independencia entre los procesos de atenuación. Uno asociado a una atmósfera de Rayleigh, δ_R , y otro asociado a la turbidez atmosférica, δ_t , resultando que $\delta = \delta_R + \delta_t$ en la [Ec. \(2.27\)](#), con

$$\delta_R = \tau_o + \tau_g + \tau_r, \quad \delta_t = \tau_a + \tau_w, \quad (2.29)$$

donde los τ_i son las profundidades ópticas totales de cada efecto. El factor de turbidez de Linke se define como

$$T_L(m) = \frac{\delta(m)}{\delta_R(m)}, \quad (2.30)$$

y la transmisión total de la [Ec. \(2.27\)](#) puede escribirse

$$T = e^{-\delta_R m T_L}. \quad (2.31)$$

La turbidez de Linke puede entenderse como el número de atmósferas de Rayleigh que tiene que atravesar el haz de radiación directa para sufrir la atenuación real observada en la atmósfera. T_L varía típicamente entre 2 y 7, y cuanto menor es su valor, menor es la atenuación del haz directo y más limpia y seca está la atmósfera. Esta variable ha sido utilizada como parámetro principal por varios modelos de irradiancia solar (global o directa) en condiciones de cielo claro. La turbidez de Linke presenta cierta dependencia con m^1 . Para evitar ambigüedades se utiliza en forma convencional el valor de T_L para $m = 2$ como referencia ([Ineichen y Perez, 2002](#)). De ahora en adelante T_L denota $T_L(m = 2)$.

La definición de $T_L(m)$ está ligada a la definición de atmósfera de Rayleigh. Históricamente esto ha provocado que $T_L(m)$ haya modificado su valor funcional al variar la definición y precisión de la parametrización de δ_R ([Ineichen y Perez, 2002](#)). En [Kasten \(1984\)](#) se propuso una expresión para $\delta_R(m)$ conocida como *relación pirheliométrica*,

$$\frac{1}{\delta_R(m)} = 9.4 + 0.9m. \quad (2.32)$$

¹ δ y δ_R dependen de la masa de aire de forma similar, al ser T_L definido a partir de un cociente entre estas cantidades, [Ec. \(2.30\)](#), esa dependencia se ve en gran parte disminuida, pero no desaparece. Para condiciones atmosféricas estables, T_L varía dentro del día debido a su dependencia leve con m .

Esta expresión está basada en valores tabulados de profundidad óptica obtenidos teniendo en cuenta los efectos de dispersión molecular y absorción de ozono estratosférico únicamente. Al no tener en cuenta la absorción de gases atmosféricos de presencia permanente, la atenuación debida a estos componentes se atribuye indirectamente a la turbidez (Ineichen y Perez, 2002; Mavromatakis y Franghiadakis, 2007). Parametrizaciones sucesivas de δ_R fueron propuestas para solventar este problema: Louche *et al.* (1986); Kasten y Young (1989); Grenier *et al.* (1994); Kasten (1996). Siendo la última propuesta de Kasten la utilizada actualmente en modelos como ESRA (Ec. (2.33)).

$$\frac{1}{\delta_R(m)} = \begin{cases} 6.62960 + 1.75130 m - 0.12020 m^2 \\ \quad + 0.00650 m^3 - 0.00013 m^4, & m \leq 20 \\ 10.6 + 0.718 m, & m > 20 \end{cases} \quad (2.33)$$

El valor funcional de δ_R aumentó con estos sucesivos ajustes (ver Figura 2.11) y por tanto $T_L(m)$ disminuyó. La Figura 2.11 muestra la dependencia de la relación pirheliométrica (Kasten, 1984) y la profundidad óptica de Rayleigh (Kasten, 1996) con la masa de aire.

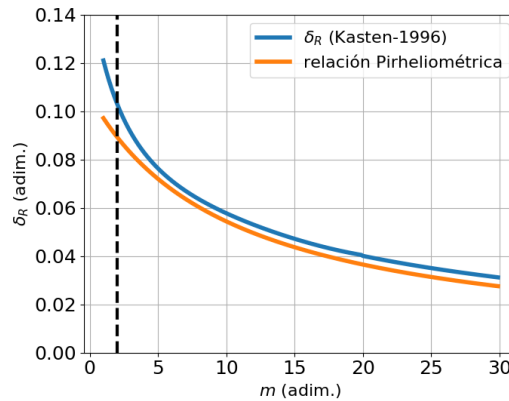


Figura 2.11: Profundidad óptica en un camino vertical en una atmósfera de Rayleigh, δ_R , caracterizada por Kasten (1996) y la relación pirheliométrica (Kasten, 1984). La relación entre ambas cantidades para el valor de referencia $m=2$ es 0.8662 en la atmósfera estándar.

Determinación de T_L

A grandes rasgos existen al menos dos enfoques para determinar T_L a partir de datos de irradiancia de banda ancha en superficie. El primero y más directo está relacionado con el uso de medidas de DNI para determinar T_L a partir de Ec. (2.31). El método fue implementado por varios autores, por ejemplo a nivel instantáneo por Pedrós *et al.* (1999) para Valencia, España, y a nivel horario por Raichijk y Fasulo (2010) en la ciudad de San Luis, Argentina. A nivel local hemos implementado este método en Laguarda y Abal (2016). Los resultados locales se detallan en el Capítulo 4. Este método tiene la limitante de que las medidas de DNI son comparativamente esca-

sas. Una opción es utilizar modelos fenomenológicos para estimar DNI a partir de GHI (Sección 6.3) y luego estimar T_L a partir de DNI. Esta variante ha sido utilizada por ejemplo en Cucumo *et al.* (2000) a nivel diario en dos sitios en Italia. Este tipo de métodos indirectos están afectados por la alta incertidumbre introducida por la separación directa-difusa (Abal *et al.*, 2017; Gueymard y Ruiz-Arias, 2015), que inevitablemente se traduce en alta incertidumbre en T_L .

Un segundo enfoque consiste en usar un modelo de irradiancia global para cielo claro basado en T_L como ESRA (Subsección 2.5.1) o KIP (Subsección 2.5.2) para estimar la irradiancia para una ubicación determinada, considerando a T_L como una variable (diaria o mensual) a determinar para tener el mejor ajuste con los datos. Este enfoque ha sido usado en Diabaté *et al.* (2003) a partir de datos diarios de GHI para 16 ubicaciones en África, y con algunas variantes por Mavromatakis y Franghiadakis (2007) en el Mediterráneo. En la región, Tiba (2006); Tiba y Pimentel (2009) estimaron T_L a partir de datos de tierra para la Amazonia y Pernambuco, en el norte de Brasil. Raichijk (2009) estimó medias mensuales de T_L para varias localidades de Argentina trabajando con la irradiación global diaria promedio medida por la red solarimétrica argentina. Más recientemente se elaboraron cartas de T_L para la Pampa Húmeda argentina (Raichijk y Taddei, 2014), combinando valores de T_L estimados a escala global por Meteonorm¹ (Remund *et al.*, 2003) y datos de GHI locales, utilizando técnicas de interpolación para generar isoclinas de promedios mensuales de T_L . Polo *et al.* (2009) propuso un método combinado que mejora los estimativos de Meteonorm usando información local de GHI cerca del mediodía solar bajo condiciones de cielo claro. Una estrategia similar, basada en medidas de GHI, ha sido aplicada con éxito sobre el territorio de Uruguay en Laguarda y Abal (2016), cuyos resultados se detallan en el Capítulo 4.

Finalmente, debido al amplio uso que se le ha dado a T_L como parámetro global y la creciente disponibilidad de información atmosférica, algunos autores han propuesto estimar T_L a partir de variables atmosféricas. Si se cuenta con información disponible de columna de vapor de agua y espesor óptico monocromático en una o más longitudes de onda, es posible estimar T_L directamente a partir de relaciones fenomenológicas (Ineichen, 2008a; Remund *et al.*, 2003).

La parametrización propuesta por Ineichen (2008a) se basa en el vapor de agua precipitable (w , en cm), AOD₅₅₀, y la presión relativa, P_c ,

$$T_L = 3.91 \times \text{AOD}_{550} \times \exp(0.689/P_c) + 0.376 \ln w + 2 + \frac{0.54}{P_c} - \frac{0.50}{P_c^2} + \frac{0.16}{P_c^3}, \quad (2.34)$$

¹Disponibles gratuitamente para todo el planeta con resolución espacial de 20' de grado en <http://www.soda-pro.com/help/general-knowledge/linke-turbidity-factor>.

mientras que la propuesta por [Remund *et al.* \(2003\)](#) se basa en w y β ,

$$T_L = 1.8494 + 0.2425 w - 0.0203 w^2 + \beta(15.427 + 0.3153 w - 0.0254 w^2). \quad (2.35)$$

La validación local de las Ecs. (2.34) y 2.35 se encuentra en la [Subsección 4.3.3](#). Allí se concluye que su uso puede resultar útil en algunos casos si se cuenta con información atmosférica precisa.

En [Remund *et al.* \(2003\)](#), la Ec. (2.35) es utilizada de forma combinada con los enfoques mencionados antes para generar la base *Meteonorm* de T_L de cobertura global. *Meteonorm* integra distintos tipos de información, según su disponibilidad, como estimativos de [GHI](#) de cielo claro del modelo NASA/SSE¹ e información satelital. Como resultado estima valores mensuales de T_L en el mundo, pero su exactitud depende de cada sitio de la disponibilidad de información a la que accedió el autor. En el [Apéndice E](#) se comparan los resultados de T_L de *Meteonorm* con los de otros métodos.

2.5. Modelos de cielo claro de banda ancha

En ausencia de nubes (cielo claro), son habituales los modelos de [GHI](#) y [DNI](#) basados en ecuaciones que representan directamente la atenuación que experimenta la irradiancia de banda ancha ([MISCC](#)). El desempeño de un [MISCC](#) depende, por un lado, de qué tan bien el modelo describe la interacción radiación-atmósfera, y por otro, de qué tan confiable es la información de entrada sobre el estado de la atmósfera que el modelo utiliza. Esta información usualmente se obtiene de bases de datos, cuyas incertidumbres varían según el clima y región, y en general no son reportadas o no son de fácil acceso. Estos aspectos afectan la precisión de un [MISCC](#), como se concluye en la [Sección 5.4](#), y son un factor determinante a tener en cuenta a la hora de seleccionar el más adecuado para una aplicación y región dadas.

En esta tesis se estudian dos tipos de [MISCC](#); los que se basan en la turbidez de Linke, que representa con un único valor la turbidez atmosférica promedio, y los que utilizan información específica como densidad de aerosoles y vapor de agua. Entre los primeros se consideran los modelos [ESRA](#) ([Rigollier *et al.*, 2000](#)) y [KIP](#) ([Ineichen y Perez, 2002](#)), mientras que entre los segundos consideramos el modelo [SOLIS](#) simplificado, [SOLs](#) ([Ineichen, 2008a](#)), el modelo de alta precisión [REST2](#) ([Gueymard, 2008](#)) y el modelo [McClear](#) ([Lefèvre *et al.*, 2013](#)). La [Tabla 2.6](#) detalla las variables de entrada de cada uno. En las siguientes subsecciones se describen los aspectos generales de estos modelos, mientras que los detalles de implementación se presentan en el [Apéndice D](#). La justificación para seleccionar estos modelos se establece en la [Subsección 2.5.6](#), donde se muestra su desempeño a nivel internacional a través de estudios recientes. En el [Capítulo 5](#) se realiza un estudio detallado, separado por componente, de su desem-

¹Disponible en <https://power.larc.nasa.gov/>.

peño sobre la región, utilizando distintas fuentes para la información de entrada.

Tabla 2.6: Variables de entrada de los modelos de cielo claro en su forma original.

Modelo	Variables atmosféricas	Cita principal
ESRA	T_L, P_c	Rigollier <i>et al.</i> (2000)
KIP	T_L, P_c, h	Ineichen y Perez (2002)
SOLs	AOD_{700}, w, P_c	Ineichen (2008a)
REST2	$\beta, \alpha_1, \alpha_2, u_o, u_n, w, \rho_{g1}, \rho_{g2}, P_c$	Gueymard (2008)
McClea	$AOD_{550}, \alpha, w, u_o, P_c$	Lefèvre <i>et al.</i> (2013)

2.5.1. ESRA

El modelo ESRA (Rigollier *et al.*, 2000) fue desarrollado en el marco del *European Solar Radiation Atlas*, y es usado junto con imágenes satelitales Meteosat como parte del método Heliosat-2 (Subsección 2.6.3) para estimar RSS en toda condición de cielo (Rigollier *et al.*, 2004). ESRA estima analíticamente la DNI, DHI y calcula la GHI utilizando la relación de clausura, Ec. (2.7). El único parámetro que utiliza para representar el estado de la atmósfera es la Turbidez de Linke para una masa de aire igual a 2.

La componente directa de la irradiancia se basa en la Ec. (2.31),

$$G_b = G_{sc} F_n e^{-m \delta_R(m) T_L}, \quad (2.36)$$

donde G_{sc} es la constante solar, F_n el factor orbital (Ec. (2.6)) y $\delta_R(m)$ es el espesor óptico vertical de la atmósfera de Rayleigh dado por la Ec. (2.29). El modelo cuenta con correcciones posteriores para corregir efectos de la altitud sobre el nivel del mar (Remund *et al.*, 2003), que no son relevantes en nuestra región.

La DHI se expresa en la Ec. (2.37) como el producto de la irradiancia TOA con un factor de transmitancia difusa efectiva en el camino vertical, T_z ($\theta_z = 0$), y un modificador angular de difusa, F_d ,

$$G_{dh} = G_{sc} F_n T_z(T_L) F_d(\theta_z, T_L), \quad (2.37)$$

ambos parametrizados en función de T_L . Sus expresiones se proponen en Rigollier *et al.* (2000) y se detallan en el Apéndice D.1. Dada su simplicidad y el hecho de que puede proveer con precisión sus estimativos si la turbidez media se determina localmente y con suficiente precisión temporal (Gueymard, 2012), el modelo ESRA es una opción con buen balance entre simplicidad y precisión para modelar la irradiancia solar de banda ancha en condiciones de cielo claro.

2.5.2. KIP

Kasten (1984) propuso un modelo para estimar DNI en condiciones de cielo claro basado en T_L . Este modelo muestra una dependencia en su rendimiento en función de la altitud sobre el nivel del mar y del ángulo cenital solar, corregida empíricamente en Ineichen y Perez (2002) a través de parámetros dependientes de la altitud. El modelo mejorado es referido como KIP y la DNI se expresa

$$G_b = b G_{sc} F_n \exp(-0.09 m (T_L - 1)). \quad (2.38)$$

La formulación de DNI planteada por Ineichen y Perez (2002) no está motivada por una mejora a la expresión de δ_R , como otros modelos basados en T_L , sino que adopta una metodología empírica. Para desarrollar el modelo de DNI, Ineichen y Perez (2002) seleccionaron días claros de condiciones atmosféricas constantes (para siete sitios en EUA de un año de datos minutales). En esos días despejaron analíticamente T_L del modelo de DNI de Kasten (1984) para posiciones solares cercanas a $m = 2$, obteniendo una turbidez que se asume representa las condiciones de ese día. La expresión funcional de DNI del modelo KIP es luego ajustada, utilizando para cada día; el valor obtenido de $T_L(m = 2)$ con el procedimiento anterior y mediciones minutales de DNI, obteniendo la Ec. (2.38). Como consecuencia, si se despeja T_L del modelo KIP (para una masa de aire arbitraria y en condiciones de cielo claro) se obtendría $T_L(m = 2)$.

Para el caso de GHI, el modelo KIP utiliza una expresión inspirada en la Ec. (2.38), ajustada de forma similar,

$$G_h = a_1 G_{sc} F_n \cos \theta_z \exp(-a_2 m [f_{h1} + f_{h2} (T_L - 1)]), \quad (2.39)$$

donde en este caso las cantidades f_{h1} , f_{h2} , a_1 , a_2 y b dependen de la altura sobre el nivel del mar y se detallan en el Apéndice D.2.

2.5.3. SOLIS simplificado (SOLs)

El modelo SOLIS (por *Solar Irradiance Scheme*) fue desarrollado por Mueller *et al.* (2004) como base del proyecto Heliosat-3 (Schroedter *et al.*, 2006)¹. Su base es un modelo físico espectral basado en las ecuaciones de transferencia radiativa y requiere la columna de vapor de agua y contenido de aerosoles como información de entrada. La versión simplificada (SOLs), adecuada para su uso en tiempo real, fue propuesta por Ineichen (2008a), y propone una parametrización inspirada en la Ec. (2.17) para sus tres componentes,

$$G_h = G'_0 F_n \cos \theta_z e^{-\tau_g / (\cos \theta_z)^g} \quad (2.40)$$

¹<http://www.soda-pro.com/>.

$$G_b = G'_0 e^{-\tau_b/(\cos\theta_z)^b}, \quad (2.41)$$

$$G_{dh} = G'_0 e^{-\tau_d/(\cos\theta_z)^d}, \quad (2.42)$$

donde G'_0 es una cantidad del mismo orden que la irradiancia TOA, empíricamente ajustada en función del contenido atmosférico de aerosoles y vapor de agua. En el modelo SOLIS original las profundidades ópticas τ_g , τ_b , τ_d y los parámetros g , b , d son calculados usando las ecuaciones de un [modelo de transferencia radiante \(RTM\)](#), lo que limita la aplicabilidad en tiempo real del modelo. [Ineichen \(2008a\)](#) simplifica el modelo ajustando las expresiones analíticas para esos parámetros en función de AOD₇₀₀, [vapor de agua precipitable \(\$w\$ \)](#) y presión atmosférica (ver [Apéndice D.3](#)). De acuerdo a los autores, el modelo simplificado tiene un sesgo despreciable y un desvío estándar de 3 W/m² comparado a los resultados del modelo original. En [Ineichen \(2017\)](#) se incorpora una corrección al modelo para condiciones de turbidez muy altas.

2.5.4. REST2

El modelo REST2 ([Gueymard, 2008](#))¹ es un [MISCC](#) de referencia y de alto desempeño, diseñado para estimar radiación de banda ancha, [radiación fotosintéticamente activa \(PAR\)](#) e iluminancia, basado en parametrizaciones del modelo [RTM SMARTS2](#) ([Gueymard, 2018](#)). El modelo está basado en la representación de dos regiones espectrales con características diferentes,

- 290–700 nm (\sim 48 % de la irradiancia solar)
- 700–4000 nm (\sim 52 % de la irradiancia solar)

La primer región ([UV+VIS](#)) está afectada principalmente por los efectos de atenuación por aerosoles y dispersión por moléculas de aire. En la segunda ([N-IR](#)) es más relevante la atenuación por vapor de agua y otros gases residuales.

El modelo admite hasta 8 variables atmosféricas de entrada (ver [Tabla 2.6](#)), donde algunas de ellas pueden tomar valores por defecto, sin gran pérdida de precisión. Las más relevantes son el factor de turbidez de Angström, β , y la columna de agua precipitable, w . Menos relevantes son el exponente de Angström en cada banda, α_1 y α_2 , las reflectancias de la superficie y el contenido de ozono y dióxido de nitrógeno.

REST2 estima [DNI](#) como un producto de transmitancias según la [Ec. \(2.24\)](#), donde cada una es parametrizada especialmente para cada una de las bandas consideradas; Rayleigh (subíndice r), gases atmosféricos de mezcla uniforme (g), contenido de ozono

¹En <https://solarconsultingservices.com/rest2.php> hay material libremente accesible sobre el modelo REST2, incluyendo ejemplos y el modelo en forma ejecutable.

(o), nitrógeno (n), vapor de agua (w) y aerosoles (a),

$$\begin{aligned} G_{b,1} &= G_{0,1} T_{r,1} T_{g,1} T_{o,1} T_{n,1} T_{w,1} T_{a,1} \\ G_{b,2} &= G_{0,2} T_{r,2} T_{g,2} T_{o,2} T_{n,2} T_{w,2} T_{a,2}. \end{aligned} \quad (2.43)$$

Cada transmitancia se basa en la profundidad óptica y la masa óptica relativa para cada componente de la atmósfera ([Apéndice D.4.1](#)).

La [DHI](#) se basa en una aproximación esquemática de la atmósfera en dos capas. En la superior ocurre la dispersión de Rayleigh y la absorción por ozono y otros gases, mientras que en la segunda ocurre la interacción con aerosoles y la absorción por vapor de agua y dióxido de nitrógeno. Las diferentes transmitancias asociadas a la absorción de la capa baja se evalúan como las de la componente directa pero con una masa de aire efectiva constante de $m' = 1.66$ ($\theta_z \simeq 53^\circ$). En cada sub-banda j (con $j = 1, 2$) se estima la irradiancia difusa sobre una superficie no reflectiva ($G_{do,j}$ donde el subíndice o indica superficie opaca) como,

$$G_{do,j} = G_{0,j} T_{g,j} T_{o,j} T'_{n,j} T'_{w,j} [B_{r,j}(1 - T_{r,j})T_{a,j}^{\frac{1}{4}} + B_a F_j T_{r,j}(1 - T_{as,j}^{\frac{1}{4}})], \quad (2.44)$$

donde $T_{as,j}$ es la transmitancia debido a dispersión por aerosoles (sin absorción), $B_{r,j}$ y $B_{a,j}$ son las fracciones de *forward-scattering* de la dispersión de Rayleigh y aerosoles, respectivamente, y F_j son factores de corrección introducidos para compensar los efectos de dispersión múltiple no considerados. Las expresiones analíticas de estas funciones se encuentran en el [Apéndice D.4.2](#).

La radiación que, luego de ser reflejada por la superficie, es retro-dispersada en la atmósfera sin nubes y devuelta al suelo en forma de radiación difusa, se calcula como

$$G_{dd,j} = \frac{\rho_{g,j}\rho_{s,j}(G_{b,j} + G_{do,j})}{1 - \rho_{g,j}\rho_{s,j}}, \quad (2.45)$$

donde $\rho_{g,j}$ es la reflectancia difusa efectiva del suelo (supuesto un reflector difuso hemisférico ideal) y $\rho_{s,i}$ es la reflectancia del cielo estimada en función de α_i y β . La [Ec. \(2.45\)](#) se obtiene teniendo en cuenta la serie de reflexiones múltiples entre la superficie y la atmósfera, lo que resulta en una serie geométrica sumable. Esta contribución es pequeña (menos del 10% del total) pero puede ser significativa en regiones de gran albedo como salares, terrenos con nieve o arena.

Finalmente se calculan las componentes de banda ancha como,

$$G_{dh} = G_{do,1} + G_{dd,1} + G_{do,2} + G_{dd,2}, \quad (2.46)$$

$$G_b = G_{b,1} + G_{b,2} \quad (2.47)$$

y G_h utilizando la ecuación de clausura, Ec. (2.7).

Este modelo es considerado por varios autores como uno de los más precisos de cielo claro (por los detalles de implementación ver el Apéndice D.4).

2.5.5. McClear

El modelo de cielo claro McClear (Lefèvre *et al.*, 2013) se basa en simulaciones del RTM LIBRADTRAN (Mayer y Kylling, 2005), cuya descripción detallada se presenta en el Apéndice C. A partir de las salidas de simulación del RTM (costosas computacionalmente), este modelo operacional toma la forma de tablas de referencia o LUT, donde los valores intermedios a las entradas de la tabla se obtienen por técnicas de interpolación. De esta forma se reduce el costo computacional del RTM en un factor de 10^5 (Lefèvre *et al.*, 2013), haciendo posible su uso a tiempo casi real para grandes extensiones de superficie. Para estimar GHI y DNI, el modelo utiliza como entrada a las LUT información sobre aerosoles, columna de agua precipitable y ozono obtenidas de la base de reanálisis *Copernicus Atmosphere Monitoring Service* (CAMS) (Subsección 3.1.5) y estimaciones diarias del albedo terrestre obtenidas por el instrumento satelital MODIS (Subsección 3.1.3).

El modelo operativo basado en LUTs funciona como caja negra para el usuario. Sus estimativos están disponibles con cobertura global en la plataforma CAMS¹ y son de amplia utilización. Si bien la información atmosférica utilizada por el modelo tiene frecuencia trihoraria con resolución de 50-150 km, el sitio web provee estimativos de radiación solar en la superficie para cualquier ubicación del planeta con resolución temporal de hasta 1 minuto utilizando interpolaciones espaciales y temporales.

2.5.6. Validaciones de modelos de cielo claro

Existen varias validaciones de MISCC para diferentes partes del mundo. Como la calidad de los datos atmosféricos de entrada y las particularidades climáticas son dependientes de la ubicación, la elección del MISCC más adecuado debe llevarse a cabo localmente. En Ruiz-Arias y Gueymard (2018), se realizó una revisión exhaustiva de 38 estudios donde se valida el desempeño de MISCC. La mayoría de ellos incluye los modelos ESRA, REST2 y SOLs, y en menor medida KIP y McClear, por ser este último un producto reciente. Allí se observa que en general las regiones estudiadas incluyen Europa, Estados Unidos, Norte de África y Medio Oriente, y rara vez el hemisferio Sur o Sudamérica. Son excepciones algunos trabajos en Australia, Isla de la Reunión (Océano Índico, Francia) o Sudáfrica. En Uruguay existe sólo una validación para GHI de los modelos KIP, SOLs y ESRA en 5 sitios (Laguarda y Abal, 2017), destacando al modelo ESRA. En este trabajo (Capítulo 5), reportamos validaciones de GHI y DNI para los

¹<https://atmosphere.copernicus.eu/>

modelos ESRA, KIP, SOLs, REST2 y McClear, usando datos locales e información atmosférica de la base MERRA-2, como continuación del artículo mencionado.

En esta Subsección describiremos cuatro validaciones para los modelos de interés; [Gueymard \(2012\)](#); [Engerer y Mills \(2015\)](#); [Ineichen \(2016\)](#); [Antonanzas-Torres *et al.* \(2019\)](#). Sus características principales se muestran de forma compacta en la [Tabla 2.7](#), donde son referidos con los códigos G12, E15, I16 y A19, respectivamente, según la inicial de su primer autor y el año de publicación. El resumen de las métricas de desempeño (definidas en la [Sección 2.1](#)) que reportan para varios modelos se muestran en la [Tabla 2.8](#), promediadas en los sitios de cada validación. Debe tenerse en cuenta que los desvíos promediados (MBD) pueden resultar pequeños artificialmente como resultado del efecto compensatorio de promediar sobre diferentes ubicaciones. Estos trabajos se destacan por:

- (i) Ser estudios recientes.
- (ii) Considerar estaciones en climas similares a la región de la Pampa Húmeda (pero ningún sitio en la región), correspondientes a Cfa y Cfb en la clasificación climática actualizada Köppen-Geiger ([Peel *et al.*, 2007](#)).
- (iii) Ser abarcativos de varios modelos.
- (iv) Estudiar en forma simultánea las componentes [GHI](#) y [DNI](#).
- (v) Ser de impacto en el área de investigación.

Tabla 2.7: Estudios de validación relevantes de modelos de cielo claro.

Estudio de validación (cita)	# sitios	# modelos	escala temporal	información atmosférica	área de estudio	modelos recomendados
G12 (Gueymard, 2012)	5	18	1-3 min	AERONET	EUA, Arabia Saudita	REST2, SOLs
E15 (Engerer y Mills, 2015)	14	9	1 min	valores mensuales de SoDa	Australia	SOLs, REST2 ESRA
I16 (Ineichen, 2016)	22	7	1 h	CAMS	Europa, África, Israel	McCclear REST2
A19 (Antonanzas-Torres <i>et al.</i>, 2019)	2	70	1 min	AERONET	Holanda, Francia	ESRA, KIP, REST2, SOLs, McCclear y otros

[Gueymard \(2012\)](#) utiliza información [AERONET](#) (ver detalles en la [Subsección 3.1.1](#)) para alimentar 18 [MISCC](#) en 4 sitios de EUA y uno en Arabia Saudita. La validación, a escala de 1-3 minutos, concluye que los buenos modelos pueden estimar [RSS](#) con precisión cercana a la de los instrumentos de medida, siendo la [DNI](#) la más compleja de modelar por su fuerte dependencia con los aerosoles, y que modelos que requieren varias entradas atmosféricas son más consistentes que los que no. Dentro de los modelos que proveen [DNI](#) y [GHI](#) simultáneamente, destaca a SOLs y REST2.

Engerer y Mills (2015) realizan un estudio de validación de 9 modelos en 14 sitios en Australia a escala minutal utilizando información del *Australian Bureau of Meteorology*, de particular interés en este trabajo por ser un estudio abarcativo en el hemisferio sur. Los modelos fueron implementados utilizando valores atmosféricos mensuales de aerosoles, vapor de agua, ozono y turbidez obtenidos de la plataforma CAMS-SoDa, interpolados con un ajuste polinómico para obtener valores diarios. Concluyen que ESRA, SOLs y REST2 son los más precisos para GHI y DNI. Se observa que ESRA y SOLs tienen un desempeño comparable y más homogéneo en el territorio australiano respecto a REST2, que en términos generales es el más preciso (indicadores en la Tabla 2.8). Se destaca que con la información utilizada el rendimiento de REST2 es sub-óptimo (valores por defecto de albedo y extinción por nitrógeno) y que el modelo ESRA ofrece el mejor balance entre simplicidad (un único parámetro para caracterizar la atmósfera local media, T_L) y precisión.

Ineichen (2016) realiza una validación de 7 MISCC en 22 ubicaciones de Europa y el Mediterráneo a nivel horario. Para ello utiliza dos fuentes de información atmosférica como base. La primera consta información obtenida indirectamente de medidas de RSS locales, por lo que conforma una validación de modelos adaptados al sitio. En la segunda utiliza información de reanálisis de CAMS, cuyos resultados se presentaban en la Tabla 2.8. Se concluye que McClear, REST2 y SOLs se destacan por sobre los otros modelos sin mostrar dependencia estacional en su desempeño y estando a nivel de la incertidumbre de las medidas de GHI, sin importar la fuente de datos atmosférica. Para DNI, cuando se utilizan datos de reanálisis, esto no sucede. Los modelos tienden a subestimar el RSS principalmente en torno al mediodía solar.

Recientemente, en Antonanzas-Torres *et al.* (2019), se realizó una extensa validación de 70 MISCC en dos estaciones *Baseline Solar Radiation Network* (BSRN) en Europa a nivel minutal. La información de profundidad óptica de aerosoles y w es obtenida de mediciones locales de AERONET, mientras que ozono y albedo terrestre son obtenidos de CAMS. Sólo 8 modelos se encuentran en el rango de $rRMSD < 5\%$ para GHI y $rRMSD < 10\%$ para DNI en ambas estaciones. Entre ellos se encuentran los modelos presentados en esta sección con la excepción de McClear, que por no utilizar información atmosférica medida *in situ*, tiene un menor rendimiento en comparación a los demás, especialmente en DNI. De los 70 modelos se destacan ESRA y KIP.

De estos estudios se concluye que los modelos seleccionados en este trabajo son a priori aptos para el modelado del RSS en condiciones de cielo claro, con un límite de incertidumbre (horario o sub-horario) similar a la precisión de las medidas de tierra en el caso de GHI; $rRMSD$ menor a 4% para GHI y menor a 8% para DNI. La elección del modelo más adecuado en la región es un problema local y depende de la calidad y densidad de la información atmosférica disponible en la región. En el Capítulo 4 se realizará una caracterización local de las variables atmosféricas disponibles, necesarias

Tabla 2.8: Indicadores de desempeño promedio (en %) reportadas por estudios de validación recientes para los modelos considerados en este trabajo (ver [Tabla 2.7](#)).

Código	indicadores	ESRA		KIP		SOLs		REST2		McClear	
		GHI	DNI	GHI	DNI	GHI	DNI	GHI	DNI	GHI	DNI
G12	rMBD(%)	+3.1	+3.8	–	–	-1.6	+0.8	-0.2	-0.3	–	–
	rRMSD(%)	4.5	5.6	–	–	2.8	2.6	1.5	1.4	–	–
E15	rMBD(%)	+4.6	-0.3	-2.0	-6.0	-2.2	-4.5	+0.3	-0.3	–	–
	rRMSD(%)	5.7	6.4	4.8	7.8	5.8	6.9	5.1	6.2	–	–
I16	rMBD(%)	-7.1	-15.7	–	–	-0.2	-16.4	-4.5	-15.8	+2.9	-0.7
	rRMSD(%)	8.1	16.6	–	–	2.8	17.5	5.4	16.6	3.4	4.1
A19	rMBD(%)	+0.8	+1.6	-0.8	-2.8	-0.3	+2.2	-0.4	-0.3	+1.6	+3.3
	rRMSD(%)	2.9	8.0	2.7	7.9	3.2	8.5	3.1	7.9	2.9	9.4

para los [MISCC](#). En el [Capítulo 5](#) se evaluará su impacto en la precisión de los modelos y se realizará una validación de su desempeño.

2.6. Modelos satelitales de todo cielo

Las nubes juegan un rol central en la reflexión al espacio exterior de la irradiancia [TOA](#) y por consecuencia en la atenuación de la irradiancia que llega a la superficie. Los satélites meteorológicos miden la radiancia saliente del sistema Tierra-atmósfera desde los diferentes puntos (píxeles) en su dirección. A través de la medida de radiancia saliente, los satélites pueden identificar y cuantificar la presencia de nubosidad (asociada a mayor intensidad en la medida), información que es utilizada por los modelos satelitales para estimar la irradiancia que llega a la superficie. En esta Sección se describen tres familias de modelos de [RSS](#) basados en información satelital de nubosidad: Heliosat, SUNY y JPT. Las dos primeras son de estructura similar a los modelos propuestos en este trabajo. El modelo JPT es de una naturaleza distinta (empírica) y brinda el nivel de referencia de desempeño para esta tesis. Este modelo ha sido trabajado por nuestro grupo en los últimos años y hasta la fecha es el modelo satelital de mejor desempeño local. Existen otros modelos relevantes en la región, como el Brasil-SR y GL, que se basan en otras estrategias a partir de información satelital. Estos modelos están basados en [RTM](#) y balances radiativos, respectivamente, y se describen en el [Apéndice C.2](#) dado que no son objeto de estudio en esta tesis.

2.6.1. Satélites meteorológicos

Los satélites meteorológicos registran información fundamental para comprender el sistema climático. Estos satélites realizan sensoramiento remoto de la atmósfera desde la década del 60 y pueden separarse en grupos según sus órbitas: geoestacionarios (órbita alta), órbita media y órbita baja. Aquí nos concentraremos en los satélites geoestacionarios, que proveen (entre otras magnitudes) la información de nubosidad, y los satélites polares heliosincrónicos de órbita baja, que brindan información atmosférica necesaria para el modelado de cielo claro.

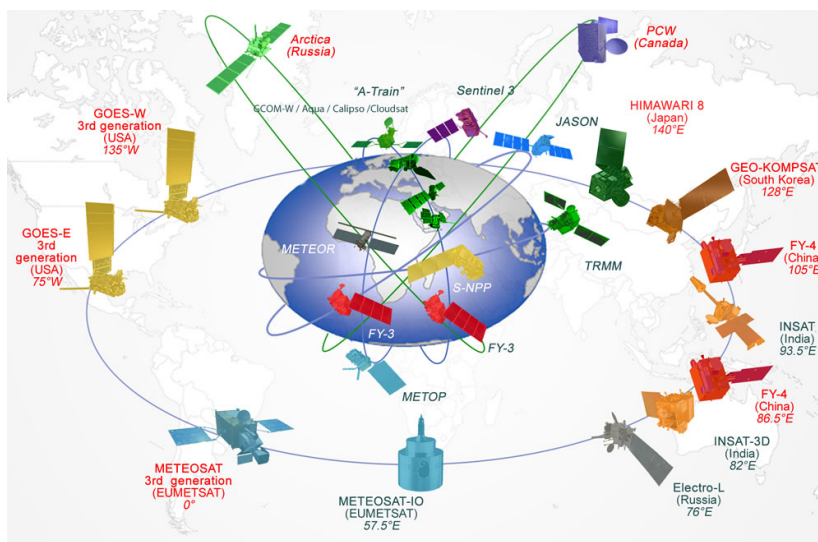


Figura 2.12: Satélites meteorológicos. Fuente: <http://www.wmo.int/>.

Los satélites geostacionarios se ubican en el plano ecuatorial en órbitas a $\simeq 36.000$ km de altura, de modo que su período orbital es exactamente un día, permaneciendo estacionarios en el sistema de referencia de la Tierra. Estos satélites se ubican en varios meridianos de forma tal que sus imágenes cubren todo el globo (ver [Figura 2.12](#)). El monitoreo es de alta frecuencia temporal (cada 10–15 min para el GOES-R desde 2018, por ejemplo) y moderada resolución espacial (típicamente de $\simeq 1$ km en el nadir), que los hace convenientes para describir el comportamiento de la RSS. En particular, el satélite GOES-East (longitud -75°) de la familia *Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES)*, administrados por la NOAA, cubre gran parte del territorio americano incluyendo la región de la Pampa Húmeda. El satélite Meteosat (longitud 0°), administrado por la agencia espacial de la Unión Europea (ESA), también observa la región, pero con un mayor ángulo de visión. En este trabajo utilizaremos información de ambos satélites geostacionarios. En el caso de *Meteosat-Segunda Generación (MSG)*, utilizaremos estimativos de irradiación del modelo Heliosat-4 ([Subsección 2.6.3](#)), basados en ese satélite.

Los satélites polares heliosincrónicos rodean la Tierra pasando por regiones cercanas a ambos polos¹ a unos 850 km de altura. Estas órbitas tienen un período del orden de 100 minutos y cada día completan alrededor de 14 vueltas a la Tierra, relevando cada punto de la superficie entre 1 y 3 veces. Su período de órbita heliosincrónico indica que atraviesan cada latitud a la misma hora local. Los instrumentos a bordo de estos satélites pueden alcanzar mayor resolución espacial en sus medidas debido a su baja altura orbital. La [Figura 2.12](#) incluye varios satélites meteorológicos de este tipo. En este trabajo se utiliza información de los instrumentos MODIS a bordo de los satélites

¹Incluso satélites con declinaciones orbitales de hasta 30° con respecto al eje de la tierra son considerados polares.

Aqua y Terra, y del instrumento [OMI](#) a bordo del satélite Aura.

2.6.2. Radiación solar a partir de imágenes satelitales

La medida de un satélite en el espectro visible ([VIS](#)) corresponde a radiancia solar reflejada por la Tierra y puede entenderse como una fotografía monocromática, de la cual se puede obtener información sobre nubosidad local. Esta característica la convierte en una herramienta útil para el modelado del [RSS](#).

El radiómetro del satélite mide la radiancia espectral promedio de cada píxel, L_s^{VIS} , modulada por la respuesta espectral del instrumento ϕ_λ (diferente para cada canal),

$$L_s^{VIS} = \frac{\int_0^\infty L_{s,\lambda}^{VIS} \phi_\lambda d\lambda}{\int_0^\infty \phi_\lambda d\lambda}. \quad (2.48)$$

La radiancia observada se normaliza con respecto al valor que mediría el instrumento si la Tierra reflejara de forma isotrópica la totalidad de la irradiancia recibida del Sol, L_Δ^{VIS} ([Alonso-Suárez, 2017](#)). La radiancia isotrópica máxima reflejada es $L_{s,\lambda}^{max} = F_n G_{sc,\lambda} / \pi$, donde $F_n G_{sc,\lambda}$ es la irradiancia espectral [TOA](#), F_n es el factor orbital y se utilizó la hipótesis de reflexión isotrópica (ver la [Ec. \(A.7\)](#)). En este caso la radiancia observada por el satélite sería

$$L_\Delta^{VIS} = \frac{\int_0^\infty L_{s,\lambda}^{max} \phi_\lambda d\lambda}{\int_0^\infty \phi_\lambda d\lambda} = \frac{F_n \int_0^\infty G_{sc,\lambda} \phi_\lambda d\lambda}{\int_0^\infty \phi_\lambda d\lambda} = F_n \times \frac{G_\Delta^0}{\pi}, \quad (2.49)$$

donde G_Δ^0 es el resultado de modular la irradiancia espectral solar [TOA](#) con la respuesta espectral del instrumento. En el caso de la familia [GOES](#), el valor de esta cantidad es brindado por la [NOAA](#) en la documentación de cada satélite¹. Una vez definida la constante de normalización, la información medida es convertida en el [factor de reflectancia](#), F_R (adimensionado),

$$F_R = \frac{L_s^{VIS}}{L_\Delta^{VIS}} = \frac{\pi L_s^{VIS}}{G_\Delta^0 F_n}. \quad (2.50)$$

El factor de reflectancia contiene en esencia la misma información física que la radiancia observada por el satélite, pero normalizada y corregida por la variación de la distancia Tierra-Sol. Esta variable es sensible a la presencia de nubosidad (en la medida que el alto brillo de las nubes se distinga del fondo), pero depende además de la posición relativa del Sol respecto a la Tierra y de la posición relativa entre el satélite y el Sol, dado que el sistema Tierra-Atmósfera no refleja de forma perfectamente isotrópica. Para disminuir la dependencia con la posición aparente del Sol se define la [reflectancia](#)

¹Accesible en <https://www.star.nesdis.noaa.gov>.

planetaria (o albedo terrestre, ρ),

$$\rho = \frac{F_R}{\cos \theta_z}, \quad (2.51)$$

siendo su valor un indicador de la reflectividad del sistema Tierra-Atmósfera, principalmente afectada por la nubosidad. En la [Figura 2.13](#) se muestra un ejemplo de conversión de una imagen de factor de reflectancia a reflectancia planetaria.

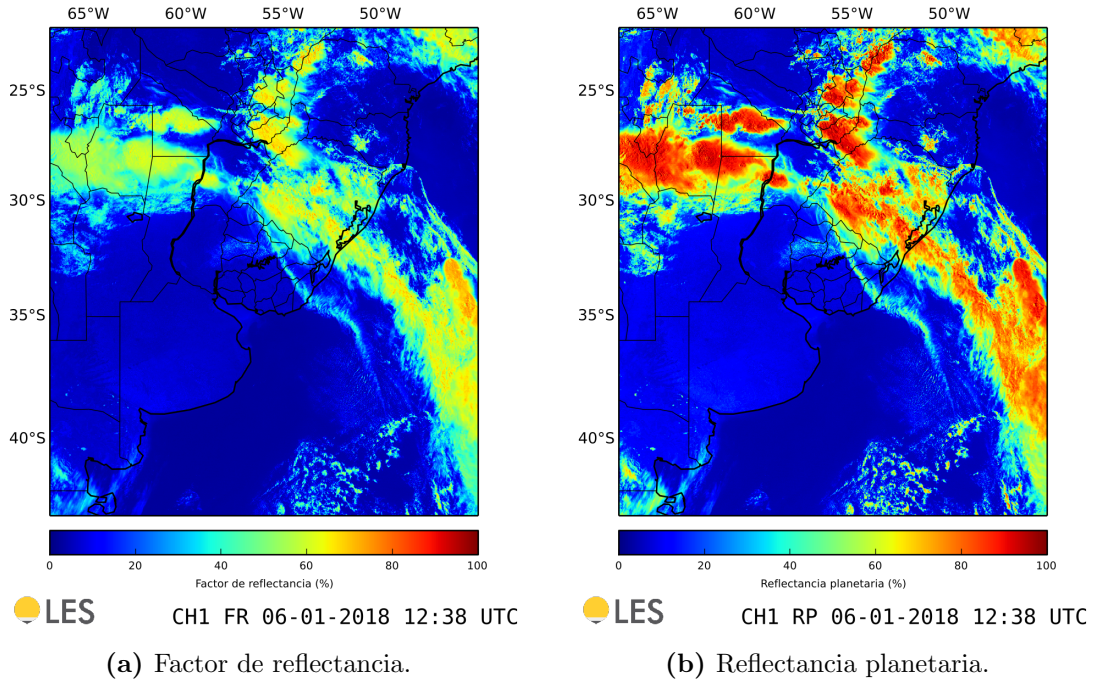


Figura 2.13: Productos del canal visible del satélite GOES-13 (6/01/2018-09:38 UTC-3).

Los primeros modelos satelitales para la estimación de *RSS* basados en información de satélites geostacionarios datan de la década de los 80 ([Tarpley, 1979](#); [Cano et al., 1986](#)) y han continuado desarrollándose desde entonces ([Perez et al., 2002](#); [Rigollier et al., 2004](#); [Alonso-Suárez et al., 2012](#); [Perez et al., 2015](#); [Qu et al., 2017](#)). Los modelos con base satelital han mostrado ser más precisos que utilizar información en tierra interpolada espacialmente si el emplazamiento dista más de 15–20 km del lugar de la medida ([Zelenka et al., 1999](#)). Esto los convierte en el método de preferencia para estimar el recurso solar en grandes áreas o en sitios arbitrarios, incluso ante el creciente aumento de la densidad de estaciones radiométricas sobre la superficie.

Muchos modelos satelitales utilizan el concepto de *índice de nubosidad*, η , como indicador de la nubosidad a partir de la reflectividad observada. Originalmente propuesto por [Cano et al. \(1986\)](#), η se obtiene a partir de ρ , normalizada en un rango dinámico de valores (máximo y mínimo), que pueden depender del tiempo y la ubicación geográfica. Aunque existen otras variantes para la definición de η , la definición

amplia que utilizaremos en este trabajo es,

$$\eta = \frac{\rho - \rho_{min}}{\rho_{max} - \rho_{min}}. \quad (2.52)$$

La idea general es que en condiciones de cielo completamente cubierto η se acerca a la unidad, mientras que en condiciones de cielo claro tiende a cero. En el [Capítulo 6](#) se definirá con mayor precisión el índice de nubosidad utilizado en este trabajo, mostrando la obtención de los valores de ρ_{min} y ρ_{max} .

Los modelos híbridos basados en el índice de nubosidad η se denominan *Cloud Index Model (CIM)*. Estos modelos tienen una estructura simple, ejemplificada en la [Ec. \(2.53\)](#), en donde la irradiancia en condiciones arbitrarias de nubosidad, G , se estima como la que habría en cielo despejado, G_{cc} , multiplicada por un factor de nubosidad dependiente de η , $F(\eta)$. En otras palabras, se parametriza el índice de cielo claro, k_{cc} , (definido como el cociente entre G y G_{cc} , [Ec. \(A.12\)](#)) en función de η ,

$$G = G_{cc} \times F(\eta) \quad \rightarrow \quad k_{cc} = F(\eta). \quad (2.53)$$

La dependencia de F con η es simple y empírica, mientras que la estimación de G_{cc} proviene de modelos de cielo claro con base física como los descritos en la [Sección 2.5](#). Se asume que los efectos de la atmósfera de cielo despejado y la nubosidad sobre la radiación solar son independientes. Esta hipótesis puede ser utilizada sin pérdida significativa de desempeño ([Oumbe et al., 2014](#); [Xie et al., 2016](#)), implicando diferencias de rRMSD menor al 1% a escalas sub-horarias. Este enfoque puede ser utilizado tanto para [GHI](#) como para [DNI](#).

A continuación se describen algunos modelos satelitales de [RSS](#) en toda condición de cielo que se destacan, ya sea por su desarrollo y aplicación local, como por ser los más representativos de su clase. Para cada uno se muestra su rendimiento según diversos estudios de validación, con énfasis en la escala temporal horaria y en la región de la Pampa Húmeda (o climas similares). Luego, en la [Subsección 2.6.6](#), se resumen sus desempeños típicos. En el [Capítulo 6](#) se implementa y evalúa localmente un [CIM](#) para [GHI](#) y [DNI](#) en la región, siendo uno de los principales aportes de este trabajo, y se estudia en detalle el desempeño regional del moderno modelo Heliosat-4.

2.6.3. Modelos Heliosat

Heliosat es una familia de modelos para estimar irradiancia solar a nivel de superficie a partir de información de la serie de satélites geostacionarios meteorológicos europeos Meteosat. El primero de ellos, Heliosat-1 ([Cano et al., 1986](#)), es de naturaleza fenomenológica. El modelo relaciona en forma lineal el índice de claridad, k_t (cociente entre [GHI](#) y la irradiancia [TOA](#), [Apéndice A](#)), con la reflectancia planetaria calculada a

partir del brillo¹ de las imágenes de satélite. En el proceso varios parámetros son ajustados empíricamente, especialmente los albedos de superficie y de nubes. Esta familia de modelos se ha continuado en el tiempo con sucesivas mejoras y actualizaciones. A continuación se describen las dos versiones más relevantes; Heliosat-2 y Heliosat-4.

Método Heliosat-2

Heliosat-2 (Rigollier *et al.*, 2004) es un CIM que representa una mejora a Heliosat-1 en varios aspectos. Por un lado utiliza información satelital calibrada de radiancia, en vez del brillo satelital, permitiendo extrapolar los resultados a períodos con diferentes sensores. Además utiliza el modelo de cielo claro ESRA (Subsección 2.5.1) como cota superior de la irradiancia, en vez de la irradiancia TOA. Esto implica una reducción del número de parámetros ajustados empíricamente.

El índice de nubosidad, η , que utiliza es una variante de la Ec. (2.52), ya que se basa en un ρ corregido para representar únicamente el albedo de la superficie y atmósfera baja. Para estimar ρ_{min} se utilizan medidas del satélite en condiciones de cielo despejado corregidas para eliminar el efecto de las capas superiores de la atmósfera. Para ello se resta la reflectancia intrínseca de la atmósfera, ρ_{atm} (Tanré *et al.*, 1990), y se consideran las transmitancias efectivas de la atmósfera (Rigollier *et al.*, 2000) para la radiación descendente (desde el Sol) y ascendente (hacia el TOA). Para estimar ρ_{max} se utiliza un procedimiento similar, donde se incluye una parametrización de la reflectancia planetaria en caso de cobertura total de nubes en función de θ_z .

Finalmente, Heliosat-2 relaciona empíricamente (Rigollier y Wald, 1998) el índice de cielo claro, k_{cc} , con el índice de nubosidad, η , según,

$$k_{cc}(\eta) = \begin{cases} 1.2, & \eta < -0.2 \\ 1 - \eta, & -0.2 \leq \eta < 0.8 \\ 2.0667 - 3.6667 \eta + 1.66667 \eta^2, & 0.8 \leq \eta < 1.1 \\ 0.05, & 1.1 \leq \eta. \end{cases} \quad (2.54)$$

Este modelo fue validado en Rigollier *et al.* (2004) sobre 35 sitios en Europa occidental (principalmente Francia y Alemania) utilizando 3 meses de datos de GHI en cada caso (de verano, primavera e invierno, respectivamente). Los rMBD encontrados varían entre -23–0% y los rRMSD entre 18–45% a nivel horario.

Existen diferentes modificaciones posteriores que resultan en diferentes versiones. El proyecto Heliosat-3 (Schroedter *et al.*, 2006) propone un modelo operativo basado en nuevas formulaciones del índice de nubosidad adaptadas al canal visible del satélite MSG (Dagestad, 2004; Dagestad y Olseth, 2007) y se basa en el modelo de cielo claro

¹La noción de brillo refiere a la digitalización del voltaje (usualmente en *counts* de 0 a 255) medido por el radiómetro en órbita, de uso extendido en las primeras imágenes de satélite y aún en uso en algunos modelos satelitales.

SOLs (Subsección 2.5.3), para lo cual incorpora información de aerosoles y vapor de agua. Utilizando información MSG de canales infrarrojos discrimina mejor la nubosidad en áreas cubiertas con nieve. El modelo también incorpora una corrección asociada a la altura de las nubes, de modo de contemplar el efecto de nubes altas, que pueden obstruir el haz directo sobre píxeles cercanos (no cubiertos por nubosidad). Ineichen (2014) valida esta versión del modelo en 18 sitios en Europa utilizando 7 años de mediciones en tierra como se detalla en la Subsección 2.6.6. Allí encuentra un desvío de 1% y un rRMSD de 20% (promedio espacial). También valida la DNI de este modelo, que utiliza la separación fenomenológica de Liu y Jordan (1960), hallando un rMBD de 6% y rRMSD de 47%, lo que ilustra la dificultad de estimar DNI por este tipo de métodos.

El método Heliosat-2 ha sido utilizado con imágenes MSG para generar la base de información de uso comercial HelioClim (portal SODA¹). El territorio del Uruguay entra en el campo visual del satélite, pero con un ángulo de vista muy oblicuo lo cual limita la precisión de estos modelos en la región (Laguada *et al.*, 2020b), como se discute en el Capítulo 6. Sus versiones más avanzadas son HelioClim-v4, basado en el MISCC ESRA alimentado con los ciclos de T_L brindados por Remund *et al.* (2003), y HelioClim-v5, basado en el MISCC McClear.

La versión en actual desarrollo, Heliosat-5 (Thomas *et al.*, 2018), sigue la línea de Heliosat-2 presentando la mejora de utilizar corridas del modelo McClear (para las radiancias descendentes y ascendentes) para estimar el albedo aparente ρ_{min} a nivel operativo. La versión operativa actualmente es Heliosat-4, uno de los modelos evaluados en este trabajo y se presenta a continuación.

Heliosat-4

Heliosat-4 (Qu *et al.*, 2017) es un modelo satelital de base física que estima GHI y DNI para toda condición de cielo. Utiliza dos esquemas independientes basados en LUT, que replican los resultados de cálculos de transferencia radiante de LIBRADTRAN: el modelo McClear (Subsección 2.5.5) y el modelo McCloud. Este último estima la atenuación del RSS en presencia de nubes usando índices de cielo claro (para GHI y DNI) basado en ábacos con cuatro entradas: (i) albedo de superficie, (ii) profundidad óptica de nubes, (iii) cobertura de nubes y (iv) tipo de nubes.

La información de nubes se obtiene a través de imágenes Meteosat con resolución temporal de 15 minutos utilizando la metodología APOLLO/SEV, mientras que el albedo superficial se obtiene de MODIS. APOLLO/SEV es una adaptación del algoritmo de la NOAA, APOLLO (Kriebel *et al.*, 1989, 2003), para el instrumento SEVIRI (*Spinning Enhanced Visible and Infrared Imagery*). Este procedimiento discrimina a cada

¹<http://www.soda-pro.com/web-services>

píxel en diferentes categorías de cobertura nubosa (sin nubes, completamente nublado o nubosidad parcial) antes de derivar sus propiedades físicas. En caso de cielo claro, la salida de Heliosat-4 es la de McClear. En caso de presencia de nubes, el modelo procede con el esquema McCloud, que considera cuatro tipos de nubes y le asigna un tipo a cada píxel nublado. La profundidad óptica de nubes es determinada en cada píxel completamente cubierto en función del procedimiento multispectral APOLLO/SEV. Para los píxeles parcialmente cubiertos la profundidad óptica es interpolada. Basados en esta información de entrada, McCloud obtiene índices de cielo claro para las irradiancias directa y global (definidos en las Ecs. A.12 y A.13) para cada nodo de la LUT, que luego se utilizan para calcular GHI y DNI (utilizando estimativos de cielo claro obtenidos de una corrida de bajo costo computacional de LIBRADTRAN sobre una atmósfera estándar sin nubes). Una descripción detallada del modelo Heliosat-4 se puede encontrar en Qu (2013).

Heliosat-4 fue validado contra medidas de 13 estaciones BSRN a nivel 15-minutal en Qu *et al.* (2017). La mayoría de estos sitios (10) se ubican en Europa, mientras que el resto están en Israel, Sudáfrica y Algeria. La validación para GHI muestra rRMSD entre 15-20 % en el Mediterráneo y el desierto, y entre 26-43 % en climas lluviosos con inviernos moderados. En el caso de DNI, el rRMSD se encuentra en los rangos 26-40 % y 29-85 % para los climas mencionados, respectivamente. También existe un servicio de validación automática provisto por CAMS¹. Allí se puede generar de forma automatizada validaciones a nivel horario sobre diferentes estaciones en el mundo de los modelos Heliosat-4 y HelioClim-v5 con varios años de datos en función de su disponibilidad. Cerca de Uruguay, el servicio se puede ejecutar sobre Buenos Aires² (solo GHI) y Florianópolis³ (estación BSRN). Allí Heliosat-4 muestra estimativos horarios de GHI con desvíos de -5 % y 0 % y rRMSD de 25 % y 28 % (para Bs. As. y Florianópolis, respectivamente), mientras que para DNI en Florianópolis son de 0 % (rMBD) y 39 % (rRMSD). Ninguno de estos dos sitios es representativo de la Pampa Húmeda. Buenos Aires es una región urbana densamente poblada, donde los aerosoles antropogénicos son relevantes, mientras que Florianópolis es una isla con un régimen climático oceánico. La validación en latitudes similares y baja altitud (menor a 500 m), como las de las estaciones BSRN de Carpentras (Francia) y Payerne (Suiza), reporta indicadores horarios para GHI de 2-5 % (rMBD) y de 15-22 % (rRMSD), y para DNI de -2-3 % (rMBD) y 22-34 % (rRMSD). Estas validaciones se realizaron con una estadística temporal de 5 años (2014-2018) y sus resultados se resumen en la Subsección 2.6.6, junto con indicadores del modelo HelioClim-v5 para el mismo período y estaciones.

¹www.soda-pro.com/web-services/validation.

²Estación del Observatorio Central Villa Ortúzar, del Servicio Meteorológico Nacional (SMN).

³en la Universidade Federal de Santa Catarina

2.6.4. SUNY

El modelo operacional SUNY (Perez *et al.*, 2002, 2010, 2013, 2015) es un CIM inspirado en la propuesta de Cano *et al.* (1986). Fue desarrollado en el *Atmospheric Sciences Research Center* (ASRC) en Albany (EUA), utilizando modelos de cielo claro y un índice de nubosidad, η , a partir de imágenes GOES. La diferencia principal con otros CIM (como Heliosat), es que el método SUNY computa el índice de nubosidad a partir del brillo satelital que mide el sensor para cada píxel, en vez de usar la reflectancia (Perez *et al.*, 2002). La información obtenida para cada píxel es normalizada por el coseno del ángulo cenital para eliminar a primer orden el efecto de la geometría solar. La reflectancia mínima, ρ_{min} , relacionada con el albedo superficial, se calcula en función de las mediciones de brillo satelital mínimas en una ventana móvil de 60 días. La reflectancia máxima, ρ_{max} , se asume independiente de la ubicación de cada píxel y se calcula como función de las medidas máximas del sensor, con una corrección empírica por degradación.

En la primera versión de este modelo (basada en Zelenka *et al.* (1999)) se utiliza el MISCC propuesto por Kasten (1984) y el índice de cielo claro se asume lineal con η ,

$$k_{cc}(\eta) = 0.02 + 0.98(1 - \eta). \quad (2.55)$$

La segunda versión utiliza el MISCC KIP (Subsección 2.5.2) y estima k_{cc} como

$$\begin{aligned} k_{cc}(\eta) &= f(\eta) [0.0001 G_{cc} f(\eta) + 0.9], \\ f(\eta) &= 2.36 \eta^5 - 6.2 \eta^4 + 6.22 \eta^3 - 2.36 \eta^2 - 0.58 \eta + 1, \end{aligned} \quad (2.56)$$

donde G_{cc} es el estimativo de GHI en cielo claro. Esta versión ha sido adaptada para ser usada con imágenes Meteosat sobre el Océano Índico (Perez *et al.*, 2009).

La versión 3 incorpora nueva información para distinguir cobertura de nieve de regiones con nubosidad utilizando imágenes satelitales infrarrojas (Perez *et al.*, 2010; Djebbar *et al.*, 2012) e información complementaria provista por el *National Operational Hydrologic Remote Sensing Center* sobre EUA y Canadá. La versión 4 utiliza el modelo de cielo claro SOLs (Subsección 2.5.3) e incorpora información a tiempo casi real de profundidad óptica de aerosoles (Perez *et al.*, 2013), en vez de medias mensuales climatológicas. También incorpora una corrección fenomenológica al rango dinámico para eliminar desvíos sistemáticos del modelo en casos de cobertura completa de nubes y cielo muy claro (Perez *et al.*, 2015). Además los autores proponen un esquema basado en el modelo DIRINT (Perez *et al.*, 1992) y T_L para estimar DNI a partir de GHI.

Las diferentes versiones de SUNY han sido validadas principalmente en Norteamérica. Perez *et al.* (2002) compara las versiones 1 y 2 del modelo contra un año de datos (aprox.) en 10 estaciones en EUA, utilizando valores climatológicos de T_L . A escala

temporal horaria, para **GHI** obtiene desvíos negativos menores a 1 % y rRMSD de 16 y 14 % (SUNY-v1 y v2 respectivamente). Para **DNI**, *Perez et al. (2002)* encuentra desvíos de -4 y -2 %, y rRMSD de 35 % y 30 %, para ambos modelos respectivamente. SUNY-v3 fue evaluado por *Djebbar et al. (2012)* en 18 estaciones en Canadá, utilizando más de 4 años en cada estación. El desempeño horario muestra rMBD (promediado espacialmente) de 2 % y rRMSD de 28 %. En el caso de **DNI** estos valores son de 14 % y 67 %. Finalmente, *Perez et al. (2015)* cuantifica el desempeño del modelo a nivel horario para las 4 versiones sucesivas utilizando 10 meses de datos en 8 estaciones en EUA. Para **GHI** encuentra rMBD (promediados espacialmente) de -9 %, -2 %, +2.5 y 0 %, y rRMSD decrecientes de 25 %, 23 %, 19 % y 17 %, asociados a los modelos en sus versiones de 1 a 4, respectivamente. Para **DNI** se obtiene también una incertidumbre decreciente (en términos generales) en las sucesivas versiones, con rMBD de -18 %, -2.5 %, 3.5 % y -1 %, y rRMSD de 52 %, 48 %, 38 % y 33 %.

Bases de información basadas en SUNY

Los estimativos del modelo SUNY son la base de información de la empresa comercial *SolarAnywhere*¹, que provee información y análisis del recurso solar en EUA. Otra empresa comercial, *SolarGIS*², utiliza un modelo satelital similar al SUNY de alcance global, incorporando mapeado de alta resolución en base a información de terreno, adaptaciones específicas del índice de cielo claro y la determinación dinámica del límite superior del rango dinámico (*Cebecauer et al., 2010; Perez et al., 2013*).

Por otro lado, la segunda versión de SUNY fue utilizada para producir la *National Solar Radiation Database* (NSRDB) del *National Renewable Energy Laboratory, EUA* (NREL) (en sus versiones 1 y 2), que proporciona estimativos de irradiancia global, directa y difusa entre latitudes 20°S a 60°N con resolución espacial de 4 km sobre EUA. La base de datos disponible gratuitamente abarca desde 1998 a 2016 y pueden descargarse estimativos con resolución horaria o 30 minuta³ (*Sengupta et al., 2018*). Los estimativos de la base (en su segunda versión) han sido validados en 9 sitios en EUA a nivel horario, utilizando más de 60000 horas en cada caso para el período 1998-2015 (*Habte et al., 2017*). En promedio se obtuvieron buenos desempeños, con rMBD de 0.1 % y rRMSD 22.9 % para **GHI** y rMBD de 4.5 % y rRMSD 33.2 % para **DNI**.

La versión actual de la NSRDB (versión 3, desde 2017) integra información atmosférica sobre aerosoles y vapor de agua de MODIS (*Subsección 3.1.3*) y MERRA-2 (*Subsección 3.1.5*), y utiliza el *MISCC REST2*. La NSRDB no abarca el territorio de interés de este trabajo, por lo que no se entrará en más detalles sobre la misma.

¹<https://www.solaranywhere.com>.

²<https://solargis.info/>

³<https://nsrdb.nrel.gov/>.

2.6.5. Modelos JPT

Tarpley fue el primero en utilizar imágenes de satélites geoestacionarios para estimar RSS (Tarpley, 1979). El modelo original de Tarpley se basaba en información de brillo monocromático o *counts*, B_m , obtenido de celdas de 50 km × 50 km para estimar GHI en toda condición de cielo. Tarpley y sus colaboradores (Justus *et al.*, 1986) presentan una actualización del modelo (llamado JPT por las siglas de sus autores), donde se propone una única parametrización con parámetros ajustables localmente (a , b , c y d):

$$I_h = I_{sc} F_n \cos \theta_z (a + b \cos \theta_z + c \cos^2 \theta_z) + d (B_m^2 - B_0^2). \quad (2.57)$$

Este modelo solo utilizaba información del brillo promedio, B_m , en celdas de 40 km×40 km y del brillo promedio en cada celda en condiciones de cielo despejado, B_0 (brillo de fondo). Ambas versiones del modelo Tarpley requieren información sobre el brillo de fondo para lo cual Tarpley (1979) propone la siguiente parametrización

$$B_0 = A + B \cos \theta_z + C \sin \theta_z \cos \gamma_{rs} + D \sin \theta_z \cos^2 \gamma_{rs}, \quad (2.58)$$

donde A, B, C y D son coeficientes que deben ajustarse para cada píxel y γ_{rs} es el ángulo acimutal entre el Sol y el satélite. El ajuste debe realizarse para cada celda en base a muestras satelitales de cielo despejado. La correcta parametrización del brillo de fondo es clave para lograr un buen desempeño con este modelo, y se logra a través de un algoritmo automático de ajuste y descarte de muestras de cielo nublado.

Los estimativos de irradiación diaria del modelo original fueron evaluados en la región. Frulla *et al.* (1988) obtuvo, para 13 estaciones en Argentina, un rRMSD de 25 %. Para 9 estaciones en Brasil, (Frulla *et al.*, 1990) obtuvo rRMSD en el rango de 15–30 %. Los coeficientes utilizados en ambas evaluaciones fueron los ajustados por Justus *et al.* (1986) para las grandes planicies norteamericanas. Luego Righini (2004) entrenó los coeficientes y el brillo de fondo del modelo en 5 sitios de Argentina utilizando dos meses de datos, obteniendo desempeños entre 13 y 24 %. Este estudio fue ampliado en Righini y Barrera (2008), donde el entrenamiento de los coeficientes es extendido sobre 10 meses de datos y el desempeño alcanzó un 17 % a nivel diario. El modelo JPT fue evaluado en Uruguay a nivel horario en Alonso-Suárez *et al.* (2012) con 2 años de datos de 7 estaciones de medida (3 de entrenamiento y 4 de validación). Allí se ajustaron los coeficientes localmente obteniéndose como resultado estimativos de GHI con desvíos medios menores a 2 % y rRMSD entre 17 y 19 %. En Alonso-Suárez *et al.* (2012) se plantea un modelo (llamado BD-JPT) discriminado en dos regiones según el brillo en la imagen. Este modelo, si bien presenta el doble de parámetros a entrenar, muestra una mejora significativa con respecto a la versión original, con rMBD entre ± 1 % y rRMSD entre 13–14 % a nivel horario. Allí se concluye que utilizando medidas en

tierra de buena calidad y realizando algunas mejoras simples al modelo, su desempeño es comparable a alternativas de mayor complejidad, incluyendo las comerciales.

Modelo regional todo cielo JPT-v2

En [Alonso-Suárez \(2017\)](#) se ensayaron y validaron una serie de variaciones al modelo estadístico JPT ([Justus *et al.*, 1986](#)) entrenadas específicamente para la región. Allí se probaron diferentes formas para usar la información satelital en el modelo y se actualizó su expresión funcional. En vez de utilizar el brillo satelital en el canal visible (B_m^{VIS}), se utiliza el factor de reflectancia ([Ec. \(2.50\)](#)), que es una magnitud física independiente del satélite físico usado para medirla. Esto habilita la posibilidad de integrar información de diferentes satélites de la familia GOES (detallada en la [Sección 3.2](#)) de forma consistente¹. Se destacan por su desempeño las variaciones BDJPT-3f y JPT-v2. El primero divide el modelo en tres regiones discriminadas según el factor de reflectancia, triplicando los parámetros a ajustar, pero aumentando el rendimiento del modelo original. Sin embargo, este y otros enfoques por bandas tienen como consecuencia un comportamiento artificialmente discontinuo de los estimativos de irradiación. La segunda opción, JPT-v2, difiere en su forma con JPT en que los términos satelitales no son cuadráticos, sino lineales en F_R ,

$$I_h = I_{sc} F_n \cos \theta_z (a + b \cos \theta_z + c \cos^2 \theta_z) + d(F_R - F_{Ro}), \quad (2.59)$$

y no presenta problemas de discontinuidad. JPT-v2 presenta el mejor balance entre simplicidad de implementación y precisión, y es el modelo recomendado en [Alonso-Suárez \(2017\)](#) para la región y otras regiones climáticamente homogéneas donde haya disponible medidas en tierra de calidad controlada que permitan su ajuste y validación. El modelo JPT-v2 se entrenó individualmente para 12 estaciones en Uruguay (5 de ellas pertenecientes a la RMCIS) ([Alonso-Suárez, 2017](#)). Las métricas de desempeño medias son de +0.1% de rMBD y 12.0% de rRMSD a nivel horario y +0.2% de rMBD y 5.5% de rRMSD a escala diaria. En la actualidad es el modelo de RSS más preciso para la región y es la base del MSU-v2 y el AMTU ([Alonso-Suárez *et al.*, 2014, 2019](#)). Sus estimativos GHI son generados de forma operacional (a tiempo real) a partir de imágenes satelitales GOES y se almacenan en los servidores del LES.

2.6.6. Desempeño de modelos satelitales

En la década de los 90 la incertidumbre típica de modelos satelitales a escala horaria estaba en el rango de 25–30% (rRMSD) de la media de las medidas ([Zelenka *et al.*, 1999](#)). Estos indicadores han ido mejorando a medida que la información satelital es

¹Para integrar la información de diferentes satélites también es necesario considerar las diferentes resoluciones espaciales de las imágenes que registran.

más confiable y los modelos se optimizan. En la actualidad, un rRMSD de 15 % a nivel horario y un sesgo despreciable es considerado adecuado para modelar GHI, por ejemplo. El desempeño de un modelo es afectado por factores como el régimen y tipo de nubes, presencia de aerosoles, el ángulo de vista del satélite sobre la región de interés, entre otros. Para el caso de DNI, sus estimativos presentan una incertidumbre mayor a la de GHI (del orden del doble), debido a su mayor sensibilidad con la composición atmosférica. Todos estos factores hacen que el desempeño de un modelo en una región dada tenga una fuerte dependencia local.

A diferencia de lo que sucede con los modelos de cielo claro (Subsección 2.5.6), los estudios comparativos entre varios modelos satelitales son relativamente escasos, dificultando detectar el modelo más adecuado para una región específica. Las validaciones individuales encontradas en la literatura mayoritariamente se centran en un único modelo para cierta región y no todas estudian el rendimiento a escala intradiaria. Una excepción es el trabajo de Ineichen (2014), que realiza una validación horaria de varios modelos satelitales de GHI y DNI en Europa. A nivel regional se destaca el trabajo de Martins y Pereira (2003), que hace lo propio para la componente GHI para Brasil. El primero evalúa los modelos SolarGIS y Heliosat-3, además de otras iniciativas existentes en Europa y modelos comerciales. Utiliza 7 años de medidas en 18 estaciones en Europa occidental, poniendo especial atención en el control de calidad de las medidas utilizadas. Para el modelo SolarGIS obtiene un rRMSD de 17 % para GHI y de 34 % para DNI y desvíos despreciables. En el caso de Heliosat-3 obtiene un rRMSD de 20 % (GHI) y 47 % (DNI) y desvíos medios de 1 % y 6 %. Martins y Pereira (2003) evalúan a nivel horario los modelos de GHI SUNY, Brasil-SR (ambos utilizando imágenes de GOES) y Heliosat-2 (Meteotsat), utilizando 4 meses de datos de las estaciones BSRN de Florianópolis y Caicó (semi-árido), en el sur y nordeste de Brasil, respectivamente. Reportan rRMSD de 20 % para el caso de Heliosat-2, 26 % para Brasil-SR y 31 % para SUNY. Los desvíos medios respectivos en promedio son de 0.4 %, 6.0 % y 0.8 %. Estos valores se muestran de forma compacta en las Tablas 2.9 (para GHI) y 2.10 (para DNI), incluyendo otros trabajos que presentan validaciones individuales de los modelos satelitales presentados.

La dispersión de indicadores encontradas en estos trabajos demuestran que las incertidumbres dependen de las particularidades climáticas de cada sitio, además de factores como la calidad de los datos atmosféricos de entrada, la calidad de los datos de validación y la estadística temporal. A modo de resumen, la estimación de GHI presenta típicamente incertidumbres horarias (rRMSD) entre 12 y 30 %, siendo las incertidumbres más altas asociadas a modelos no adaptados localmente. Para los modelos con ajuste local, la incertidumbre típica ronda el \simeq 18 %, destacando el modelo JPTv2 con incertidumbres del orden del 12 %. Los métodos satelitales para estimar la componente directa muestran una dispersión aún mayor en su sesgo e incertidumbre, presentando

Tabla 2.9: Métricas promedio (en %) reportadas por estudios de validación a nivel horario para GHI. La línea doble separa los estudios globales (arriba) con los regionales (abajo).

Validaciones horarias de GHI				
Modelo	rMBD	rRMSD	sitios de evaluación	referencia
Heliosat-2	-6.0	30.0	35 sitios en Europa occidental	Rigollier <i>et al.</i> (2004)
Heliosat-3	+1.0	20.0	18 sitios en Europa	Ineichen (2014)
SUNY-v1	-1.0	15.8	10 sitios en EUA	Perez <i>et al.</i> (2002)
SUNY-v1	-9.0	24.5	8 sitios en EUA	Perez <i>et al.</i> (2015)
SUNY-v2	0.0	14.0	10 sitios en EUA	Perez <i>et al.</i> (2002)
SUNY-v2	-2.0	23.0	8 sitios en EUA	Perez <i>et al.</i> (2015)
SUNY-v3	+1.9	27.8	18 sitios en Canada	Djebbar <i>et al.</i> (2012)
SUNY-v3	+2.5	19.0	8 sitios en EUA	Perez <i>et al.</i> (2015)
SUNY-v4	0.0	16.5	8 sitios en EUA	Perez <i>et al.</i> (2015)
SolarGIS	0.0	17.0	18 sitios en Europa	Ineichen (2014)
NSRDB(v2)	+0.1	22.9	9 sitios en EUA	Habte <i>et al.</i> (2017)
Heliosat-4	+3.5	18.5	Francia y Suiza	www.soda-pro.com/web-services
HelioClim-v5	+1.1	17.0	Francia y Suiza	www.soda-pro.com/web-services
Heliosat-2	+0.4	20.0	2 estaciones Brasil	Martins y Pereira (2003)
SUNY-v1	+0.8	31.0	2 estaciones Brasil	Martins y Pereira (2003)
Brasil-SR	+6.0	25.7	2 estaciones Brasil	Martins y Pereira (2003)
Heliosat-4	-2.5	26.5	Bs As y Florianópolis	www.soda-pro.com/web-services
HelioClimv5	+1.0	20.5	Bs As y Florianópolis	www.soda-pro.com/web-services
GL1.2	-2.1	19.9	5 sitios RMCIS en Uruguay	Trabajo propio no publicado
JPT	+1.6	17.8	7 sitios en Uruguay	Alonso-Suárez <i>et al.</i> (2012)
BD-JPT	+0.1	13.3	7 sitios en Uruguay	Alonso-Suárez <i>et al.</i> (2012)
JPTv2	+0.1	12.0	12 sitios en Uruguay	Alonso-Suárez (2017)

rRMSD entre 25 y 65 %, y rara vez menor a 35 %. En este trabajo se busca desarrollar un modelo híbrido de base física que tenga un desempeño para GHI al menos tan bueno como el de JPT-v2 en la región. Por otro lado, se busca desarrollar el primer modelo satelital para DNI entrenado localmente, replicando la estructura híbrida para GHI, que pueda alcanzar una incertidumbre menor a 30 % en términos de rRMSD (horario).

Tabla 2.10: Métricas promedio (en %) reportadas por estudios de validación recientes a nivel horario para DNI.

Validaciones horarias de DNI				
Modelo	rMBD	rRMSD	sitios de evaluación	referencia
SUNY-v1	-4.1	35.1	10 sitios en EUA	Perez <i>et al.</i> (2002)
SUNY-v1	-18.0	52.0	8 sitios en EUA	Perez <i>et al.</i> (2015)
SUNY-v2	-2.4	29.9	10 sitios en EUA	Perez <i>et al.</i> (2002)
SUNY-v2	+6.8	31.0	4 sitios en California	Nonnenmacher <i>et al.</i> (2014)
SUNY-v2	-2.5	48.0	8 sitios en EUA	Perez <i>et al.</i> (2015)
SUNY-v3	+14.3	67.2	3 sitios en Canada	Djebbar <i>et al.</i> (2012)
SUNY-v3	+3.5	38.0	8 sitios en EUA	Perez <i>et al.</i> (2015)
SUNY-v4	-0.5	33.0	8 sitios en EUA	Perez <i>et al.</i> (2015)
SolarGIS	-2.0	34.1	18 sitios en Europa	Ineichen (2014)
NSRDB(v2)	+4.5	33.2	9 sitios en EUA	Habte <i>et al.</i> (2017)
Heliosat-3 ¹	+6.0	47.4	18 sitios en Europa	Ineichen (2014)
Heliosat-4	+0.5	28.0	Francia, Suiza	www.soda-pro.com/web-services
Heliosat-4	0.0	39.0	Florianópolis	www.soda-pro.com/web-services

¹Estima DNI a partir de la parametrización de separación difusa de Liu y Jordan (1960).

Capítulo 3

Base de información

En este trabajo se utilizan varias fuentes de información para el modelado del RSS en la región. Estas se pueden clasificar en tres grupos: información sobre la composición de la atmósfera, utilizada para alimentar modelos de radiación en cielo claro (Sección 3.1); información obtenida a partir de imágenes satelitales del canal visible GOES-East, utilizados para caracterizar la nubosidad (Sección 3.2) y mediciones en superficie de irradiancia solar, utilizadas para validación o ajuste de los diferentes modelos (Sección 3.3). También se pueden clasificar según su origen: sensores a bordo de satélites meteorológicos; sensores en la superficie terrestre o bases de reanálisis que combinan distintos tipos de mediciones con modelos numéricos de atmósfera.

En la Tabla 3.1 se muestra la clasificación de la información según estos criterios. Los modelos Heliosat-4 (todo cielo) y McClear (cielo claro), validados en esta tesis, utilizan respectivamente información del satélite MSG y de cálculos de reanálisis CAMS del *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)*. Como los estimativos de estos modelos son descargados directamente de la plataforma de CAMS, estas fuentes de información no se utilizan directamente y por tanto son descritas de forma breve en este capítulo. Finalmente, en la Subsección 3.3.3, se detalla el procesamiento y control de calidad de las mediciones en tierra de irradiancia solar realizados en el marco de este trabajo.

Tabla 3.1: Fuentes de información utilizadas en el trabajo, ordenadas según sus características.

	Composición de la atmósfera (Sección 3.1)	Nubosidad (Sección 3.2)	Irradiancia solar (Sección 3.3)
Medidas en tierra	AERONET (3.1.1) Dobson (3.1.2)		RMCIS+SONDA +GERSolar
Medidas satelitales	MODIS (3.1.3) OMI (3.1.4)	GOES-E MSG	
Cálculos de reanálisis	MERRA-2 (3.1.5) CAMS		

3.1. Información sobre la atmósfera

Para el modelado del RSS se utilizará información sobre la composición de la atmósfera, tanto medida en tierra como estimada por satélite. Esta información es el contenido y tipo de aerosoles (AOD, β , α), y las concentraciones de vapor de agua (w) y ozono ($[O_3]$). Las fuentes utilizadas para medir o estimar estas variables en la región son:

- Datos de la red AERONET, estimados a partir de mediciones terrestres.
- Estimativos obtenidos por las mediciones de los satélites de órbita baja Terra/Aqua-MODIS y Aura-OMI.
- Datos de reanálisis de la base atmosférica MERRA-2.

3.1.1. Mediciones en superficie: Aeronet

AERONET es una red de estaciones equipadas con fotómetros solares que miden irradiancia espectral desde la superficie terrestre para inferir principalmente propiedades de aerosoles suspendidos en la atmósfera¹. La red, iniciada por NASA y la Universidad de Lille (Francia), cuenta con varios colaboradores de agencias nacionales, institutos y universidades en todo el mundo, a quienes se les solicita la estandarización de instrumentos y su calibración, así como su procesamiento y distribución. La red cuenta en la actualidad con más de 292 estaciones en funcionamiento (Figura 3.1) y un histórico de casi 800 estaciones (Giles *et al.*, 2019). En la región de interés solo se cuenta con tres estaciones con estadística temporal de varios años (dos en Argentina y la restante en Brasil), como se detallará en el Capítulo 4. En Uruguay, la primera estación fue instalada a fines de 2019 en el edificio de la Facultad de Ingeniería².

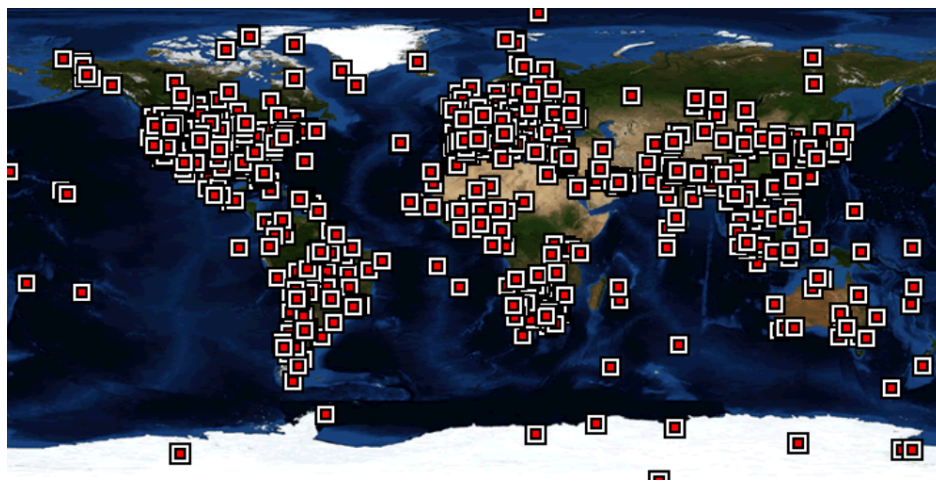


Figura 3.1: Ubicaciones de sitios AERONET operativas alrededor del mundo.

¹Base disponible en <https://aeronet.gsfc.nasa.gov/>

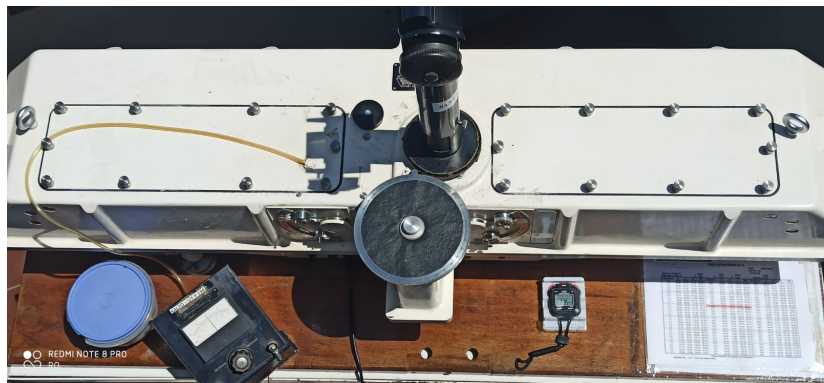
²Bajo la supervisión del grupo de Óptica Aplicada del Instituto de Física, Facultad de Ingeniería.

La información generada sobre profundidad óptica de aerosoles espectral, AOD_λ (en varias longitudes de onda), w , y otros productos obtenidos con algoritmos de inversión (Holben *et al.*, 1998) está disponible públicamente. Los algoritmos utilizados han evolucionado desde la versión 1.0 a la 3.0, y siguen siendo evaluados y actualizados por la comunidad científica. La información de la versión 3.0 es computada en tres niveles de calidad: Nivel 1.0 (sin filtrar), Nivel 1.5 (control de calidad y filtro de nubosidad), y por último Nivel 2.0 (calidad asegurada), con pre y post-calibración, filtro de nubosidad y control visual. Esta base de largo plazo sobre aerosoles es muy utilizada para fines de investigación, y en el [Capítulo 4](#) se utilizará para evaluar los estimativos de variables atmosféricas de otras bases.

Las medidas se realizan con radiómetros espectrales colimados CIMEL Electronique CE-318, emplazados sobre seguidores solares automáticos de precisión de dos ejes, como se muestra en la [Figura 3.2a](#). Miden la irradiancia en incidencia normal en varios canales espectrales (entre 6 y 10) de 10 nm de ancho de banda, en el rango 380–1640 nm (VIS+N-IR). Las propiedades de aerosoles son obtenidas a través de un algoritmo de inversión desarrollado por Dubovik y King (2000) y algoritmos que tienen en cuenta aerosoles no esféricos, como polvo minero (Dubovik *et al.*, 2006). En el [Apéndice C.1.1](#) se describe brevemente el método de inversión utilizado por AERONET para estimar la profundidad óptica y vapor de agua a partir de medidas de irradiancia espectral.



(a) CIMEL CE 318-2.



(b) Espectrofotómetro Ozone Dobson Ealing Electro-Optics.

Figura 3.2: Instrumental estándar de AERONET (izq.) y espectrofotómetro para medir ozono en la estación meteorológica SAM (der.).

3.1.2. Medida de la concentración de ozono

El [Instituto Uruguayo de Meteorología \(INUMET\)](#) registra diariamente medidas de ozono en el Aeropuerto de Salto con un espectrofotómetro Ozone Dobson Ealing Electro-Optics ([Figura 3.2b](#)), calibrado por última vez en 2019 en Argentina. A través de comunicación personal, hemos podido acceder a promedios diarios de contenido de ozono comprendidos en el período enero de 2004–diciembre de 2012. En el [Capítulo 4](#)

estas medidas serán utilizada como referencia para validar los datos de ozono de Aura-OMI (Subsección 3.1.4) y de reanálisis (Subsección 3.1.5).

El espectrofotómetro Dobson mide la columna de ozono a través de una técnica de absorción diferencial de radiación UV con el Sol como fuente de luz. El instrumento, de operación manual, compara dos intensidades de la radiación solar espectral para calcular O₃, una a 305 nm (región UV-B), donde la irradiancia es fuertemente absorbida por el ozono y otra a 325 nm (UV-A). En función de la relación entre estas medidas reporta el contenido de ozono en unidades Dobson¹, DU.

3.1.3. Estimativos Aqua y Terra (MODIS)

El satélite meteorológico Aqua, operado por la NASA, forma junto a los satélites OCO-2, GCOM, CALIPSO y AURA, la constelación² *A-Train*, que orbita a 705 km de altura de forma heliosincrónica, atravesando el ecuador a las 13:30 del meridiano correspondiente (hora solar local). El satélite, en órbita desde mayo de 2002, fue diseñado para observaciones globales como parte del programa *Earth Observing System (EOS)*. Su misión principal es medir la precipitación, evaporación y el ciclo del agua. Tiene 4 sensores operativos: MODIS, AMSU-A, AIRS y CERES. Por otro lado, el satélite Terra (que no forma parte del *A-Train*), en órbita desde el año 2000, cruza la línea ecuatorial a las 10:30 am (hora solar local) en sentido opuesto que Aqua, y posee cinco instrumentos de medida: ASTER, CERES, MISR, MODIS y MOPITT. Tiene como objetivo medir cambios en la atmósfera baja y monitorear el nivel del mar, vegetación, incendios, albedo, temperatura de superficie, entre otros. Ambos satélites tienen cobertura global pasando por cada región polar entre 8 y 10 veces por día. La información que registran puede ser accedida desde el portal de la NASA Giovanni³.

Los instrumentos MODIS a bordo de Aqua y Terra, cuentan con 36 canales espectrales (entre 0.41 y 15 μm) de diferente resolución espacial, con capacidad de calibración en órbita. Su ángulo de apertura les permite barrer una franja de la superficie terrestre de 2330 km de ancho. Los productos basados en información MODIS se organizan en colecciones de acuerdo a los algoritmos utilizados para generarlos y en niveles de post-procesamiento, que van de 0 (medidas crudas del sensor) a 4 (cantidades derivadas de múltiples canales en grillas regulares).

El algoritmo más actualizado para evaluar vapor de agua y aerosoles es *Deep Blue* (Hsu *et al.*, 2013), base de la colección 6, utilizada en este trabajo. Este algoritmo ha mostrado ser de los más precisos sobre medidas MODIS (Wei *et al.*, 2018) y tiene versiones diferentes para superficie terrestre y marina. Se describe conceptualmente

¹100 DU equivalen a una columna de O₃ de 1 mm en condiciones estándar de temperatura y presión (1 atm y 25°C).

²Arreglo en el cual cada satélite recorre la misma órbita con una diferencia de tiempo fija.

³<https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/>

a continuación con el fin de ilustrar su complejidad. Primero se identifican píxeles libres de nubes y nieve utilizando para ello las reflectancias planetarias en canales en el espectro visible y N-IR. Luego, con las medidas de reflectancia planetaria en cielo claro se estiman las reflectancias de superficie (o albedo superficial) utilizando información adicional de valores históricos de la base MODIS, tipo de clima y el nivel de vegetación (Hsu *et al.*, 2004). Por último, las reflectancias planetarias en los canales 0.412, 0.47 y 0.65 μm son ingresadas en tablas de referencia (LUT) para obtener **profundidad óptica de aerosoles** en esas bandas, de las cuales se obtiene AOD_{550} y el exponente de Angström ajustando la Ec. (2.22). Las entradas de la LUT incluyen los ángulos acimutales (satelital y solar) y reflectancias de superficie previamente calculadas (Hsu *et al.*, 2013). Si bien los canales espectrales MODIS tienen precisión de hasta 500 metros, la resolución espacial de los productos utilizados en este trabajo (colección 6) son de $1^\circ \times 1^\circ$ (correspondientes a nivel 3 de procesamiento), que es la información accesible desde la plataforma Giovanni. El promedio de largo plazo de AOD_{550} estimado por Terra-MODIS se muestra como ejemplo en la Figura 3.3.

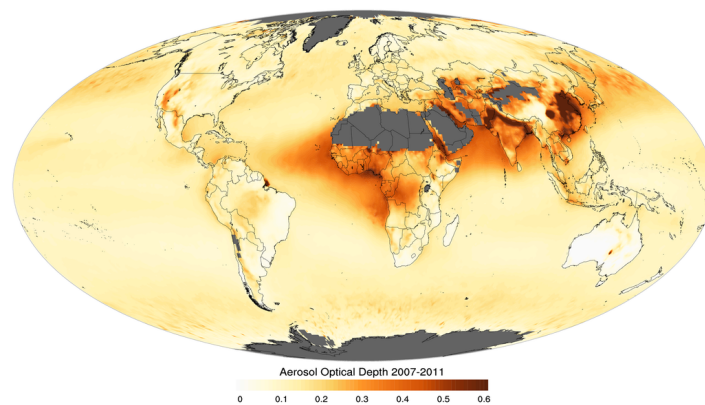


Figura 3.3: Media anual de la profundidad óptica de aerosoles a 550 nm obtenida de Terra-MODIS entre enero de 2007 y diciembre de 2011. Fuente: https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Modis_aerosol_optical_depth.png.

Wei *et al.* (2018) realiza una amplia validación de los estimativos de AOD_{550} obtenidos para 384 sitios AERONET agrupados por continentes. Para Sudamérica encuentra que los estimativos tienen un desvío medio de -0.001 y un RMSD de 0.057 (no reporta los valores relativos). Por otro lado, Bright *et al.* (2018) compara estimativos de w de Aqua y Terra-MODIS con 452 estaciones AERONET clasificadas según cinco climas. El estudio concluye que en el caso de w , Terra es un poco más preciso en general que Aqua y que el desempeño tiene una fuerte dependencia con el clima local, siendo más preciso en climas ecuatoriales. En climas templados, como la región de interés de este trabajo, los rMBD se hallan entre -11 y -23 % y el rRMSD entre 35 y 40 %.

3.1.4. Estimativos Aura (OMI)

En 2004 la [NASA](#) puso en órbita el satélite Aura para monitorear la composición química de la atmósfera, la calidad del aire y, en particular, la concentración de ozono. Se estimaba que Aura estuviera 5 años en órbita, pero actualmente se prevé su operación hasta 2022. Aura cuenta con 4 instrumentos, TES, MLS, HRDLS y [OMI](#). Este último es una contribución de la Agencia para Programas Aeroespaciales de Países Bajos (NIVR) junto con el Instituto Meteorológico Finlandés (FMI). [OMI](#) continúa la tarea del instrumento satelital *Total Ozone Mapping Spectrometer* (TOMS) de registrar la columna total de ozono y otros parámetros atmosféricos relacionados con la química del ozono.

[OMI](#) toma imágenes en 740 longitudes de onda registrando la radiación solar dispersada en las regiones visible y ultravioleta. El satélite, que orbita a 705 km de altura, proporciona cobertura global en 14 órbitas (~ 1 día) y resolución espacial de 13×24 km. La alta densidad de mediciones espectrales mejoran la estimación de la cantidad total de ozono con respecto a la estimada por [TOMS](#).

Dos algoritmos diferentes se utilizan para estimar la columna total de ozono a partir de mediciones [OMI](#): OMI-TOMS y un método de espectroscopia diferencial de absorción óptica, OMI-DOAS ([Wellemeyer et al., 2003](#); [Veeffkind et al., 2006](#)). La diferencia media (MBD) entre ambos es menor a 9 DU o 3% de la media ([Kroon et al., 2008](#)), siendo más marcada en regiones polares con cobertura nubosa. El algoritmo OMI-TOMS utiliza dos longitudes de onda (317.5 y 331.2 nm) para inferir la columna total de ozono y otras cuatro para diagnóstico y corrección. Esta versión del algoritmo se utilizó para reprocesar las mediciones de ozono del instrumento previo ([TOMS](#)) desde 1970, asegurando así la continuidad de los registros en el cambio del instrumento [TOMS](#) a [OMI](#) ([Wellemeyer et al., 2003](#)). En ese trabajo utilizaremos los estimativos que resultan de este algoritmo.

3.1.5. Datos de reanálisis

El reanálisis es un procedimiento mediante el cual se asimilan observaciones de variables meteorológicas (medidas en superficie, globos sonda o sensores en el espacio) a modelos numéricos de atmósfera, para obtener estimaciones espaciales y temporales completas y físicamente consistentes. Recientes mejoras en el reanálisis atmosférico han provisto nuevas fuentes de datos utilizables para el modelado de la radiación solar ([Polo et al., 2019](#), Cap.5). En <https://reanalyses.org/atmosphere/comparison-table> se puede ver un comparativo entre 18 conjuntos de información de reanálisis generadas por diferentes instituciones. Se destacan dos bases; [CAM5](#), perteneciente al [ECMWF](#), y [MERRA-2](#), de [NASA](#).

El [ECMWF](#), a través del portal [CAM5](#) (sucesor del proyecto de reanálisis *Mo-*

monitoring Atmospheric Composition and Climate-MACC), ha generado un reanálisis (que llamaremos CAMS) con el modelo numérico utilizado en el *Integrated Forecasting System* (IFS) (Inness *et al.*, 2019). CAMS asimila información de sensado remoto de AOD, medido por el *Advanced Along-Track Scanning Radiometer* (AATSR) a bordo del satélite polar ENVISAT de la Agencia Espacial Europea (ESA) y de los instrumentos MODIS (Terra y Aqua), para obtener una base de información a escala tri-horaria y resolución espacial de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Esta es la información atmosférica que usan los modelos McClear y Heliosat-4 analizados en este trabajo.

MERRA-2, de la NASA (Gelaro *et al.*, 2017), es un reanálisis basado en el modelo atmosférico *Global Earth Observing System Version-5* (GEOS-5). Provee un amplio espectro de variables sobre todo el globo, en el período 1980–actualidad, con resolución espacial de $0.5 \times 0.625^\circ$ y frecuencia horaria¹. MERRA-2 incorpora mediciones de instrumentos satelitales MODIS (desde el 2000), MISR (*Multi-angle Imaging SpectroRadiometer*) y AVHRR (*Advanced Very-High-Resolution Radiometer*) en los periodos 2000-2014 y 1980-2002, respectivamente, y observaciones en superficie de AERONET del período 1999-2014. Esta base es una de las fuentes de información atmosférica consideradas para los modelos desarrollados en este trabajo.

En la [Tabla 3.2](#) se muestran esquemáticamente las similitudes y diferencias entre estas dos bases de datos, especificando las variables relevantes para el modelado del RSS. Si bien MERRA-2 asimila mayor cantidad de información que CAMS, su representación espacial y consistencia es variable (Buchard *et al.*, 2017), por lo que es necesario explorar su validez a diferentes niveles y regiones. En Gueymard y Yang (2020) se evalúan los estimativos de AOD_{550} y α de ambas bases² a nivel tri-horario en 25 climas de la clasificación actualizada de Köppen-Geiger (Peel *et al.*, 2007) en el período 2003-2017, utilizando mediciones de casi 800 estaciones AERONET como referencia. Se concluye que ambos conjuntos de datos son globalmente similares, siendo la base MERRA-2 un poco más precisa a la hora de estimar AOD_{550} (rRMSD de 66 % contra 75 % de CAMS a nivel global). Para climas Cfa, como la Pampa Húmeda, los estimativos de AOD_{550} de MERRA-2 muestran MBD de -0.003 (-1.1 % de la media) y RMSD de 0.098 (34.8 %), mientras que los estimativos de CAMS muestran MBD de 0.007 (2.5 %) y RMSD de 0.107 (37.9 %). Para el mismo clima, los estimativos de α de MERRA-2 muestran MBD de -0.151 (-10.7 %) y RMSD de 0.373 (26.4 %), mientras que los de CAMS; MBD de -0.019 (-1.3 %) y RMSD de 0.331 (23.5 %). Para el clima de interés, los estimativos MERRA-2 son un poco más precisos para AOD_{550} y los de CAMS para α .

En este trabajo se considera la base MERRA-2 por su completitud y libre acceso (la

¹Disponibles a través del portal <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/>.

²El exponente de Angström, α , de CAMS es calculado indirectamente a partir de un ajuste de la [Ec. \(2.22\)](#).

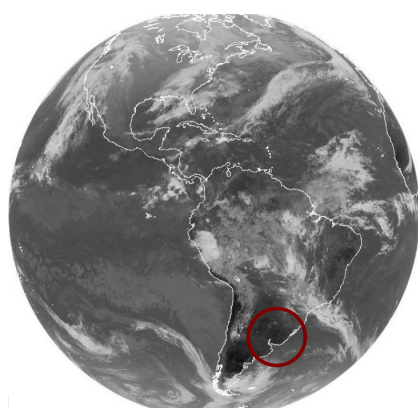
Tabla 3.2: Características de las bases de información de reanálisis CAMS y MERRA-2. Las variables ρ_g y τ_{550}^s denotan el albedo terrestre y la profundidad óptica debida exclusivamente al *scattering* por aerosoles, respectivamente.

Base	Resol. espacial	Resol. temporal	Período	Productos relevantes	info. asimilada
CAMS	$0.5^\circ \times 0.5^\circ$	3 h	2003-2017	AOD ₄₆₉ , AOD ₅₅₀ , AOD ₆₇₀ , AOD ₈₆₅ , AOD ₁₂₄₀ , w , ρ_g , [O ₃]	MODIS, AATSR
MERRA-2	$0.5^\circ \times 0.65^\circ$	1 h	1980-hoy	AOD ₅₅₀ , w , α , τ_{550}^s ρ_g , [O ₃],	MODIS, MISR, AVHRR, AERONET

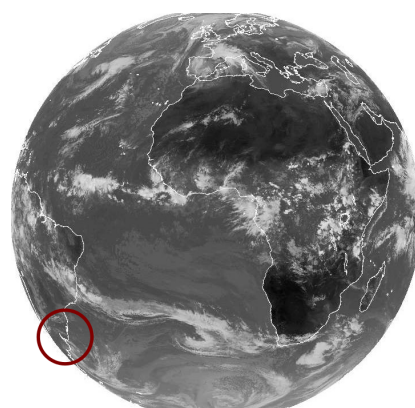
base CAMS no está públicamente accesible). Las variables relevantes para el RSS de esta base, vapor de agua, aerosoles y ozono, son evaluadas para la región en el [Capítulo 4](#) (Laguarda y Abal, 2020) y luego utilizadas como información de entrada para modelos de cielo claro en el [Capítulo 5](#). Como se mencionó, la base CAMS es utilizada indirectamente en este trabajo al considerar los modelos McClear, en el [Capítulo 5](#), y Heliosat-4, en el [Capítulo 6](#).

3.2. Información basada en el satélite GOES

La información del canal visible del satélite geoestacionario GOES es la base para cuantificar la cobertura de nubes en la región de interés. A partir de ella se obtiene información sobre el factor de reflectancia, F_R , y la reflectancia planetaria, ρ , según el procedimiento mostrado en el [Subsección 2.6.2](#). Con estas cantidades, en el [Capítulo 6](#), se parametriza el efecto de la nubosidad sobre la irradiancia provista por MISCC.



(a) Campo visual del satélite GOES-East. Posición: 75°W . Ángulo de vista de aproximadamente 40° para la Pampa Húmeda.



(b) Campo visual del satélite MSG. Posición: 0° . Ángulo de vista de aproximadamente 70° para la Pampa Húmeda.

Figura 3.4: Campo visual satelital identificando en rojo la región del estudio. Se utilizan imágenes en el espectro infrarrojo con fines ilustrativos.

La Pampa Húmeda está incluida en la cobertura geográfica de los satélites geo-

estacionarios GOES-East (longitud 75°W) y MSG (longitud 0°). En la [Figura 3.4](#) se muestra su visión de la Tierra (imagen *Full Disk*) y se indican sus ángulos de vista. Debido a la curvatura terrestre, el área que corresponde a cada píxel es mayor (menor resolución) cuánto más se aleje este del centro de la imagen, punto conocido como *nadir*. Para ángulos de vista importantes (típicamente mayores a 60°) los errores de paralaje pueden ser relevantes, produciendo un aparente desplazamiento de nubes altas. El satélite MSG cuenta con una ventana reducida correspondiente a un ángulo de vista de unos 60 grados, fuera de la cual no se recomienda su uso debido al aumento de la incertidumbre ([Johnson et al., 1994](#); [Schroedter-Homscheidt et al., 2018](#)).

Para la región de interés, el satélite geostacionario con menor ángulo de visión es GOES-East (40°). Desde esta ubicación (longitud 75°W), a lo largo del tiempo han operado distintos dispositivos físicos: GOES-08 (operativo desde mayo/1994 hasta 2004), GOES-12 (abril/2003–abril/2010), GOES-13 (abril/2010–diciembre/2017) y actualmente GOES-16 (desde enero/2018), con períodos de superposición. En la [Tabla 3.3](#) se muestran las características del radiómetro GOES-13, que es satélite operativo durante el período de los datos de RSS usados en este trabajo. En la tabla se muestra la banda espectral y la resolución nominal (en el nadir) de cada canal. En la zona de interés, la resolución es de $\simeq 2$ km para el canal visible y $\simeq 8$ km para los demás canales.

Tabla 3.3: Características del radiómetro del satélite GOES-13. Fuente: [Alonso-Suárez \(2017\)](#).

Canal	Principal uso meteorológico	Ventana espectral (μm)	Número de detectores	Resol. km
01	nubosidad diurna	0.54-0.71	8	1
02	nubosidad nocturna	3.73-4.08	2	4
03	vapor de agua	5.90-7.28	2	4
04	temperatura tope de nube	10.19-11-18	2	4
05	altura y cobertura nubosa	13.01-13.71	2	4

El LES mantiene una base de información con las imágenes del GOES-East (en canales visible e infrarrojo) en una ventana que incluye la Pampa Húmeda. La base local de información procesada consta de dos formatos; (i) series temporales para una lista de más de 300 ubicaciones de interés preconfiguradas (que incluyen los puntos de interés de este trabajo) y (ii) imágenes en una grilla equi-espaciada en latitud-longitud, que se generan a partir de cada imagen satelital original. Para cada uno de ellos se genera información de factor de reflectancia (F_R) y reflectancia planetaria (ρ). Las imágenes originales están georreferenciadas, es decir, constan de tres matrices; intensidad o brillo, latitud y longitud. El pasaje a grilla regular se realiza definiendo un tamaño de celda y promediando los píxeles de la imagen original que caen en cada una de ellas. El tamaño óptimo de la celda se determina en el [Capítulo 6](#) en función del desempeño horario de modelos satelitales.

Las imágenes son descargadas vía internet a través del servicio CLASS/NOAA¹. En régimen de operación normal (hasta el satélite GOES-13) el satélite generó para Sudamérica aproximadamente dos imágenes por hora. Existen muchos faltantes, sobre todo durante la temporada de huracanes en la costa este de EUA, ya que el satélite dedicaba sus recursos en el monitoreo de esos fenómenos. El archivo del LES de imágenes del satélite GOES-East cuenta con casi un millón de imágenes (visible + infrarrojo), que cubren el período desde el 01/01/2000 hasta la actualidad. GOES-16, el satélite actual (desde 2018), provee imágenes con cadencia temporal regular cada 10 minutos con el triple de canales espectrales y resolución espacial cuatro veces mayor. El gran volumen de información que genera GOES-16 ha determinado una adecuación de la infraestructura del LES para la descarga y procesamiento de estas imágenes, y solo recientemente (2020) se ha logrado un sistema que las integra a la base de imágenes.

3.2.1. Factor de reflectancia de fondo

Exceptuando superficies nevadas o desérticas (arena, salares), ausentes en la región estudiada, los píxeles más reflectivos (o con mayor ρ) obtenidos por el satélite están asociados a la presencia de nubosidad y presentan un buen contraste con el fondo de la imagen. Para poder cuantificar la presencia de nubes es necesario conocer la reflectancia típica del píxel en ausencia de nubosidad, o *factor de reflectancia de fondo* (F_{Ro}). La reflectancia de un píxel completamente libre de nubes no es estático, sino que muestra una variación intradiaria y ciclos estacionales. Además presenta una variación espacial por uso y tipo de suelos, topografía, sombras y grandes cuerpos de agua. Su adecuada caracterización no es trivial y es clave para el desempeño de los modelos de RSS. El procedimiento propuesto por Tarpley (1979) para determinar el brillo de fondo, B_0 (Ec. (2.58)), fue adaptado en Alonso-Suárez (2017) para estimar F_{Ro} ,

$$F_{Ro} = A + B \cos \theta_z + C \sin \theta_z \cos \gamma_{rs} + D \sin \theta_z \cos^2 \gamma_{rs}, \quad (3.1)$$

donde A, B, C y D son constantes para cada píxel, θ_z es el ángulo cenital y γ_{rs} es el ángulo acimutal entre la dirección del Sol y la del satélite. Los primeros dos términos proponen una dependencia lineal de F_{Ro} con el coseno del ángulo cenital, mientras que los últimos dos términos intentan capturar la asimetría mañana–tarde, relacionada con la posición relativa entre del Sol y el satélite, y la anisotropía de la reflexión planetaria².

Los coeficientes A, B, C y D son en realidad campos (o mapas) y deben ajustarse para cada celda utilizando medidas exclusivamente asociadas a ausencia de nubosidad en cada caso. Para ello Tarpley (1979) propuso un procedimiento iterativo de filtrado de

¹<http://www.class.ngdc.noaa.gov>

²Si la irradiancia solar sufriera reflexión perfectamente isotrópica al interactuar con la Tierra, no habría dependencia con γ_{rs} .

muestras de la serie temporal de cada celda con el objetivo de preservar las muestras sin nubes. En [Alonso-Suárez \(2017\)](#) se implementó y validó este algoritmo y se obtuvieron los coeficientes para la región, formando cada uno de ellos un campo escalar. Allí se verifica que el comportamiento del factor de reflectancia de fondo está influenciado por la topografía, en particular el coeficiente B (ver [Figura 3.5](#)). En la [Tabla 3.4](#) se muestran los coeficientes para las 10 estaciones de medida de irradiancia solar utilizadas en este trabajo, que serán presentadas en siguiente Sección.

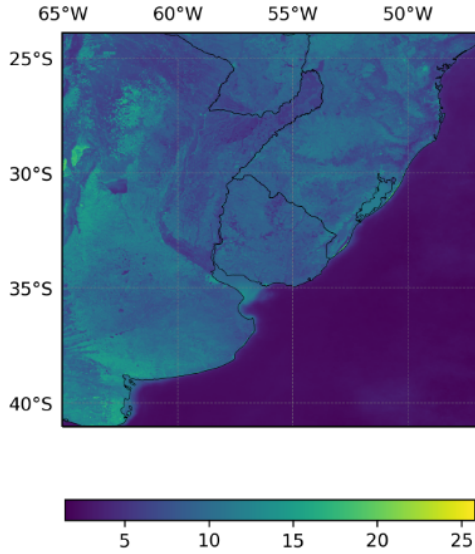


Figura 3.5: Distribución espacial del coeficiente B de la [Ec. \(3.1\)](#). Se observa la influencia de la topografía. Fuente: [Giacosa \(2020\)](#).

Tabla 3.4: Coeficientes de la parametrización del factor de reflectancia de fondo, F_{Ro} , para sitios de interés (descritos en la [Sección 3.3](#)). Fuente: [Alonso-Suárez \(2017\)](#).

código	A	B	C	D
LE	0.609	9.319	0.740	1.785
MS	0.620	10.639	0.808	1.623
LU	0.768	10.470	1.060	2.664
LB	0.755	9.713	0.889	2.407
TT	0.586	11.229	0.639	2.022
SA	0.658	9.160	0.734	1.765
RO	0.736	10.599	0.725	2.307
AR	0.587	10.137	0.824	1.794
ZU	0.807	10.501	0.787	2.201
TA	0.653	9.048	0.887	2.003

3.3. Medidas en tierra de irradiancia solar

En esta Sección se describen los conjuntos de medidas de irradiancia solar utilizadas en este trabajo y el control de calidad realizado. Las medidas se utilizan como referencia a la hora de evaluar el desempeño de diferentes modelos de [RSS](#) y son insumo para otros propósitos como la caracterización de la turbidez atmosférica o el ajuste de la parametrización de la atenuación por nubosidad.

3.3.1. Instrumentos de medida

Un piranómetro es un radiómetro diseñado para medir irradiancia solar de banda ancha (0.3–3 μ m) en un plano receptor. Los piranómetros normalmente usan como sensores elementos termoelectrónicos (como el de la [Figura 3.6a](#)) o fotoeléctricos ([WMO, 2008](#); [ISO-9060, 2018](#)) y son de diseño robusto, ya que en general son expuestos de forma continua a la intemperie. La incertidumbre de sus medidas se relaciona con algunas de sus características que se pueden categorizar como: respuesta temporal, estabilidad de la señal nula (*offset*, relacionado con la radiación térmica) y la dependencia de

la respuesta con diversos factores (como estabilidad a largo plazo, linealidad con la señal, dependencia con posición aparente del Sol, ángulo de inclinación de la superficie receptora, temperatura de ambiente). Cada instrumento se puede clasificar en función de estas propiedades como categoría A, B o C según el estándar [ISO-9060 \(2018\)](#). Esta categorización se puede entender como un ordenamiento según la precisión potencial de los instrumentos, siendo el A el más preciso. La respuesta espectral de un piranómetro de termopila es esencialmente plana en el rango 300–2800 nm, que a nivel de superficie terrestre incluye todo el espectro solar (ver [Figura 2.4](#)). Generalmente se encuentran en las categorías A o B y presentan gran estabilidad a largo plazo por lo que son los recomendados para llevar a cabo el registro de [GHI](#) para la investigación sobre energía solar ([Vignola et al., 2012](#); [Abal et al., 2020](#)). Su incertidumbre, con intervalo de confianza de P95, pueden alcanzar valores menores a 3% a nivel horario (para clase A)¹, si se siguen las recomendaciones de buenas prácticas ([Vignola et al., 2012](#)).



Figura 3.6: Instrumentos de medida de irradiancia solar basados en termopila.

El pirheliómetro ([Figura 3.6b](#)) es el instrumento usado para medir [DNI](#)². Este mide la irradiancia proveniente de un ángulo sólido definido alrededor de la dirección del Sol, típicamente de 5° y, en su versión más simple, es un piranómetro de alta calidad con un tubo colimador que restringe la entrada de luz al ángulo sólido específico ([WMO, 2008](#), Cap. 7). El Sol visto por un observador en la Tierra, subtende un ángulo de unos 0.5°, por tanto el pirheliómetro además de la irradiancia directa recibe irradiancia de la región circunsolar. Esta región, ocupa típicamente un ángulo sólido de 5°, pero es variable con la masa de aire y las condiciones de la atmósfera, por tanto la porción circunsolar registrada por el instrumento presenta variaciones. Esto es necesario para evitar que pequeños errores de seguimiento lleven a valores erróneos de radiación directa. Medir de forma continua la irradiancia directa no es sencillo. Requiere un seguimiento activo

¹Obtenido de diversas especificaciones de equipos Kipp & Zonen.

²Existen otros métodos, no tenidos en cuenta aquí, que son indirectos y se basan en estimar [DNI](#) a partir de mediciones de [GHI](#) y [DHI](#)

con precisión superior a 1° y una vigilancia diaria para evitar afectación de la medida (Vignola *et al.*, 2012). Los pirheliómetros, de igual forma que los piranómetros, se clasifican en categorías A, B y C (ISO-9060, 2018), y los de clase A pueden alcanzar incertidumbres menores a 2% a nivel horario. En la región solo tres estaciones cumplen con este requisito, como se describe en la siguiente Subsección.

Además de los criterios de clasificación, intrínsecos del instrumento, hay otros factores relevantes en la precisión de las mediciones de los radiómetros como la calibración, alineación, mantenimiento periódico (incluyendo limpieza). Estos factores pueden introducir errores mayores que la diferencia entre los radiómetros de diferentes clases.

3.3.2. Estaciones de medida

Las medidas de RSS utilizadas aquí provienen de estaciones emplazadas en la región, que se pueden categorizar en dos grupos de acuerdo a las componentes de la radiación solar que registran. El primer grupo, que llamaremos tipo I, cuentan con seguidor solar de precisión y registran GHI, DNI y DHI, mientras que las estaciones tipo II registran únicamente GHI. En algunas de las estaciones tipo II existen medidas de DHI a través de equipos DeltaT SPN1, que son capaces de medir esta componente sin partes móviles, utilizando un máscara específicamente diseñada. Estas medidas no se consideran en esta tesis debido a que la medida de DHI de estos instrumentos es de alta incertidumbre (del orden del 10%) y su uso implica una alta incertidumbre en la estimación de la DNI obtenida a través de la ecuación de clausura (Ec. (A.8)). Los detalles se pueden ver en la Tabla 3.5 y en la Figura 3.7. A continuación se discute el instrumental utilizado en cada estación, el régimen de mantenimiento y la incertidumbre asociada a cada medida. Esta información aparece resumida en la Tabla 3.6.

Tabla 3.5: Ubicación de las estaciones de medidas. El período es el utilizado en el trabajo.

	Código	Tipo	Lat.(°)	Lon.(°)	Alt (m)	Período
LES (Salto)	LE	I	-31.28	-57.92	56	01/2015–12/2017
São Martinho da Serra	MS	I	-29.44	-53.82	489	01/2010–12/2016
Luján	LU	I	-34.59	-59.06	30	01/2010–12/2013 ¹
Canelones (Las Brujas)	LB	II	-34.67	-56.34	38	03/2010–12/2017
Treinta y Tres	TT	II	-33.28	-54.17	35	10/2016–05/2016
Salto	SA	II	-31.27	-57.89	47	06/2010–12/2014
Rocha	RO	II	-34.49	-54.31	20	06/2011–12/2017
Artigas	AR	II	-30.40	-56.51	136	12/2011–12/2017
Colonia (La Estanzuela)	ZU	II	-34.34	-57.69	70	03/2015–12/2017
Tacuarembó	TA	II	-31.71	-55.83	142	05/2015–12/2017

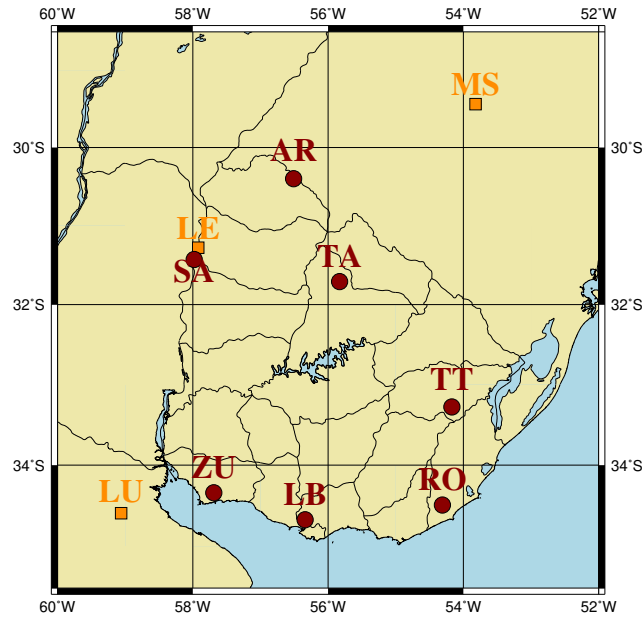


Figura 3.7: Estaciones de medición de irradiancia solar. Las señaladas con cuadrados pertenecen al tipo I, mientras que los círculos se refieren a estaciones tipo II.

El grupo I (ver la [Figura 3.8a](#)) está conformado por tres estaciones ubicadas en Uruguay, Argentina y Brasil cuyos equipos y protocolos cumplen con los requisitos de calidad de la [BSRN](#) ([McArthur, 2005](#)), aunque la única formalmente parte de la [BSRN](#) es MS en Brasil. Estas estaciones son:

- La estación principal del [LES](#) en Salto, Uruguay (LE).
- La estación de la red *Sistema de Organização Nacional de Dados Ambientais, Brasil* (SONDA)¹ São Martinho da Serra (MS).
- La estación del laboratorio GERSolar² (LU), a 50 km de Buenos Aires.

En estos sitios, [GHI](#) es medida con piranómetros clase A ([ISO-9060, 2018](#)) con ventilación forzada con aire precalentado, para evitar la formación de escarcha o el depósito de gotas de agua en las cúpulas de los equipos y reducir la necesidad de mantenimiento por limpieza de polvo. Para las medidas de [DNI](#) y [DHI](#), estas estaciones están provistas de sistemas de seguimiento solar de precisión, que aseguran desvíos menores a 0.3°. Los instrumentos de LE y LU reciben limpieza e inspección visual en régimen semanal (en el caso de LE, en régimen diario durante las calibraciones de instrumentos). Los instrumentos de LE son calibrados cada dos años contra piranómetros clase A (Kipp & Zonen CMP22) con trazabilidad al *World Radiometric Reference* (WRR). En el sitio LU, los instrumentos son periódicamente comparados contra un radiómetro de cavidad absoluta Kendall calibrado con trazabilidad al [WRR](#), que se mantiene guardado para

¹Para el caso de DNI el período disponible de datos en LU es 01/2011–12/2012.

¹<http://sonda.ccst.inpe.br/>

²Centro de investigación GERSolar de la Universidad Nacional de Luján, <http://www.gersol.unlu.edu.ar/>.

ser usado como referencia. Este instrumento fue comparado contra el patrón mundial en el *Physical Meteorological Observatory en Davos, Suiza (PMOD)* durante la última Comparación Internacional de Pirheliómetros (IPC) en 2016 de la *WMO*. La estación de São Martinho da Serra (MS) es parte de la red *SONDA*, específicamente diseñada para registrar información meteorológica de alta calidad en diferentes regiones de Brasil. MS es administrada por el *Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Brasil (INPE)* y cumple con los requerimientos establecidos por la *WMO* (Dias da Silva *et al.*, 2014).

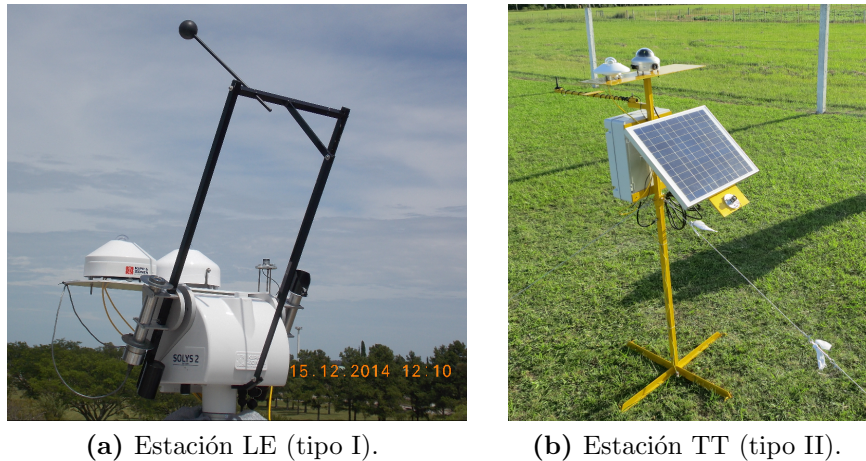


Figura 3.8: Ejemplo de estaciones tipo I y tipo II.

El segundo grupo de estaciones, o tipo II (ver la *Figura 3.8b*), está integrado por siete sitios en Uruguay, que junto a LE, conforman la *RMCIS*¹, diseñada y administrada por el *LES*. En ellos se utilizan instrumentos Kipp & Zonen de respuesta plana clase A o B para medir *GHI* entre otras variables. Todos sus piranómetros son calibrados en el *LES* cada dos años contra el instrumento CMP22 mencionado antes. Estas estaciones están diseñadas para funcionar de manera autónoma y no cuentan con seguidores solares, que requieren supervisión constante, y por tanto no miden *DNI* de forma directa. Se ubican en estaciones meteorológicas de *INUMET*, estaciones experimentales del *INIA* o predios de la Udelar, donde existen condiciones de seguridad y pueden recibir mantenimiento periódico.

En vista de lo expuesto en la *Subsección 3.3.1*, se le asignan incertidumbres a las estaciones tipo I y tipo II en función de su instrumental y el régimen de mantenimiento declarado para cada una de ellas (ver la *Tabla 3.6*). Las estaciones LE y LU cuentan con equipos clase A y el mantenimiento recomendado, por lo que se les asigna la incertidumbre a nivel horario reportada por el fabricante; 3% para *GHI* y 2% para *DNI*, mientras que MS recibe mantenimiento más esporádico por su ubicación remota, por lo que se le asignan incertidumbres de 5% (*GHI*) y 4% (*DNI*). Las estaciones tipo

¹Detalles relacionados a *RMCIS* y su evolución se pueden encontrar en http://les.edu.uy/wp-content/uploads/2016/04/2015_informe_RMCIS.pdf.

II tienen instrumental clase A o B y mantenimiento esporádico y se les asigna una incertidumbre de 5 % horario para [GHI](#).

Tabla 3.6: Descripción del instrumental de cada estación en el período en que se utilizan los datos, su régimen de mantenimiento e incertidumbre relativa a la media de las medidas de cada variable, en el caso horario.

Código estación	Equipo		Clase	Régimen de mantenimiento	Incertidumbre	
	GHI	DNI			GHI	DNI
LE	CMP11 K&Z	CHP1 K&Z	A	semanal	3 %	2 %
MS	CM11 K&Z	NIP Eppley	A	mensual	5 %	4 %
LU	CMP11 K&Z	NIP Eppley	A	semanal	3 %	2 %
LB	CMP10 K&Z	–	A	mensual	5 %	–
TT	CMP10 K&Z	–	A	mayor a mensual	5 %	–
SA	CMP6 K&Z	–	B	mayor a mensual	5 %	–
RO	CMP10 K&Z	–	A	mayor a mensual	5 %	–
AR	CMP11 K&Z	–	A	mayor a mensual	5 %	–
ZU	CMP6 K&Z	–	B	mensual	5 %	–
TA	CMP6 K&Z	–	B	mayor a mensual	5 %	–

3.3.3. Pre-procesamiento y control de calidad

Las medidas de irradiancia solar son registradas en todas las estaciones a nivel minuto como resultado de promedios de 4 o 6 medidas instantáneas a intervalos regulares (de 10 o 15 segundos), siempre mayores que el tiempo de respuesta de los instrumentos. Las medidas son luego integradas de forma de obtener irradiación horaria (en Wh/m²) siguiendo el criterio de que al menos en cada hora haya 2/3 de los datos minutales disponibles. Las series de datos horarios de irradiación global y directa son luego sometidas a un algoritmo de control de calidad. Los algoritmos utilizados se basan en una inspección visual y una posterior aplicación de cuatro filtros sucesivos. El objetivo es conformar un conjunto de valores típicos, donde se excluyen tanto datos ausentes o afectados por algún tipo de error, como mediciones válidas pero afectadas por fenómenos aislados o de corta duración (como sobreirradiancias). En la [Tabla 3.7](#) se resumen los 4 filtros aplicados para cada componente. El conjunto de datos válidos utilizado como conjunto de partida ya no tiene en cuenta los datos eliminados manualmente (por sombras o desalineación de los equipos) ni los datos ausentes (por cambio de equipos, problemas técnicos, etc.) y considera únicamente el conjunto de datos diurnos que supera con éxito las cotas recomendadas por la [BSRN \(Long y Shi, 2008\)](#), al que llamaremos filtro (i). El criterio de [BSRN](#) utilizado supone un filtrado básico, eliminando únicamente valores físicamente posibles pero extremadamente raros¹.

¹El filtrado [BSRN](#) también propone otros filtros basados en el conocimiento simultáneo de [GHI](#), [DHI](#) y [DNI](#). Esa información no está disponible en la mayoría de las estaciones estudiadas, por lo

Tabla 3.7: Filtros de calidad secuenciales aplicados sobre las componentes global y directa. I_0 es la irradiación horaria TOA, el supra-índice ESRA indica que la variable es estimada con ese modelo.

GHI		
Filtro	Condición	Descripción
i	$-2 \text{ Wh/m}^2 < I_h < I_0 1.2 \cos \theta_z^{1.2} + 50 \text{ Wh/m}^2$	cotas de BSRN (Long y Shi, 2008)
ii	$0 \text{ Wh/m}^2 < I_h < I_h^{ESRA}$	cotas del MISCC ESRA con $T_L = 1.8$
iii	$k_{tp} < 0.85$	valor máximo del índice de Pérez
iv	$\alpha_s > 7^\circ$	altura solar mínima
DNI		
Filtro	Condición	Descripción
i	$-2 \text{ Wh/m}^2 < I_b < I_0 0.75 \cos \theta_z^{1.2} + 30 \text{ Wh/m}^2$	cotas de BSRN (Long y Shi, 2008)
ii	$0 \text{ Wh/m}^2 < I_b < I_b^{ESRA}$	cotas del MISCC ESRA con $T_L = 1.8$
iii	Pertenencia a región del espacio (k_t, k_n) definida por curvas Gompertz	basado en SERI-QC (Maxwell <i>et al.</i> , 1993)
iv	$\alpha_s > 7^\circ$	altura solar mínima

En el caso de GHI, los filtros (ii) y (iii) son conceptualmente similares y consisten en proponer un rango de valores permitidos (cota inferior y superior) a los valores de irradiación a través de diferentes expresiones que dependen en la altura solar, brindando una cota superior más ajustada que la de BSRN. El filtro (ii) consiste en imponer como envolvente superior admitida a los estimativos del MISCC ESRA (Subsección 2.5.1) para una turbidez atmosférica muy baja ($T_L = 1.8$). El filtro (iii) implica una cota para el índice de claridad modificado por Perez *et al.* (1990), k_{tp} ¹ definido en la Ec. (4.2). El último criterio impone una altura solar mínima de $\alpha_s > 7^\circ$ (o $\cos \theta_z > 0.12$) para evitar regiones donde los errores en las medidas sobre el plano horizontal son relativamente mayores debido al error coseno de los instrumentos. La turbidez de Linke utilizada en el filtro (ii) y el valor umbral del filtro (iii) se determinan por exploración visual de los datos. Los resultados del algoritmo de control de calidad para GHI, desglosando en cada etapa el porcentaje de las medidas descartadas en cada paso se muestran en la Tabla 3.8. En la Figura 3.9 se muestra el efecto de filtrado en AR, MS y RO. Se concluye que el nivel de filtrado en general no es alto y se considera aceptable, donde los filtros (ii) y (iii) detectan problemas más finos.

Para la componente DNI la estrategia es similar. El conjunto de partida es el obtenido de la inspección visual y de aplicar el filtro (i), de BSRN (las cotas se detallan en la Tabla 3.7). El filtro (ii) son los valores acotados por el MISCC ESRA, con $T_L = 1.8$. Se incluye además un filtro (iii) basado en la exploración visual del gráfico de (k_n, k_t), inspirado en el algoritmo de SERI-QC (Maxwell *et al.*, 1993), desarrollado por el NREL para el control de calidad a medidas de radiación solar (global y directa) horaria o intra-horaria. Por último, el filtro (iv) elimina las muestras que no superan la altura solar mínima. SERI-QC determina la calidad de datos de radiación solar comparando valores

que no se implementan aquí. En caso de utilizar únicamente filtros BSRN para control de calidad, se recomienda ajustar sus parámetros para cada sitio.

¹Este parámetro adimensionado es análogo al índice de claridad, pero sin su dependencia característica con la altura solar. Se describe con más detalle en la Sección 4.2.

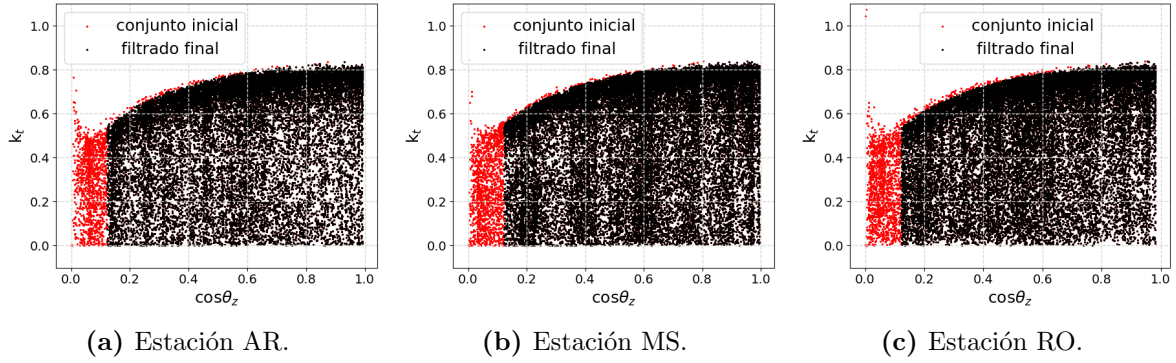


Figura 3.9: Filtrado de GHI para tres estaciones.

Tabla 3.8: Control de calidad para GHI horario. El conjunto de partida son los datos válidos que superan el filtro (i). Se muestra el número de horas que lo superan y el porcentaje de horas descartado en cada paso. La últimas dos columnas muestran el número de horas que superan el control de calidad en conjunto y su relación porcentual con la cantidad de datos diurnos válidos disponibles inicialmente. Los períodos de tiempo utilizados se muestran en la [Tabla 3.5](#).

sitio	Datos diurnos		Filtro (ii)		Filtro (iii)		Filtro (iv)		Datos
	válidos	desc.	horas	desc.	horas	selecc.	horas	selecc.	
LE	11847	0.3 %	11811	0.5 %	11755	6.6 %	10977	92.7 %	
MS	28374	0.5 %	28234	0.5 %	28101	4.9 %	26724	94.2 %	
LU	16027	0.8 %	15900	0.4 %	15830	7.5 %	14638	91.3 %	
LB	27671	0.5 %	27531	0.5 %	27380	7.8 %	25252	91.3 %	
TT	23096	0.6 %	22946	0.6 %	22809	5.8 %	21489	93.0 %	
SA	18292	0.5 %	18208	0.4 %	18131	7.0 %	16860	92.2 %	
RO	25380	0.7 %	25196	0.6 %	25044	5.5 %	23660	93.2 %	
AR	20843	0.5 %	20747	0.6 %	20621	5.8 %	19417	93.2 %	
ZU	8301	0.4 %	8270	0.5 %	8230	7.4 %	7623	91.8 %	
TA	8250	0.6 %	8200	0.6 %	8151	6.1 %	7655	92.8 %	
total	188081	0.6 %	187043	0.5 %	186052	6.3 %	174295	92.6 %	

medidos con valores esperados en el espacio $k_t - k_n$ ¹, cuando se conoce en simultáneo GHI y DNI. Muestras con k_n bajo y k_t alto, corresponden probablemente a eventos de sobreirradiación difusa asociados a nubosidad parcial. La ecuación de clausura puede escribirse de forma adimensionalizada, $k_t = k_n + k_t f_d$ (ver [Ec. \(A.15\)](#)), donde todos los términos son positivos. Por lo tanto $k_n > k_t$ es una condición física que implica que la nube de puntos se encuentra en el triángulo inferior. Además, el método propone determinar visualmente una región aún más acotada donde es esperable que se ubiquen las mediciones. Esa región se puede delimitar con dos curvas dependientes de k_t tipo doble exponencial² (funciones Gompertz), determinando así una región de ocurrencia típica. La región buscada puede variar según la estación del año, altura solar y clima local y también lo harán los coeficientes de las curvas que la limitan. En este trabajo se utiliza un filtro (iii), inspirado en el método SERI-QC, definiendo empíricamente una única región de valores típicos en cada estación tipo I. Los resultados se ven en

¹ k_n es la transmitancia directa definida en la [Apéndice A.2](#).

²de la forma $y = a_1 b_1^{c_1} b_1^{d_1 (k_t - x_0)}$

la [Figura 3.10](#) y en la tabla [Tabla 3.9](#), donde se incluyen los resultados del control de calidad de DNI. El filtro (iii) resulta en un control de calidad exigente para DNI, necesario por lo susceptible que es la medición de la irradiación directa a varios tipos de errores. El nivel general de filtrado es alto (aprox. 20 % de datos válidos descartados), especialmente en MS. Esto da cuenta de la dificultad de mantener medidas continuas de DNI y de la necesidad de supervisión frecuente en las estaciones que la miden. Como resultado del proceso de control de calidad se obtiene un conjunto de valores típicos, base para el entrenamiento y validación de modelos de RSS.

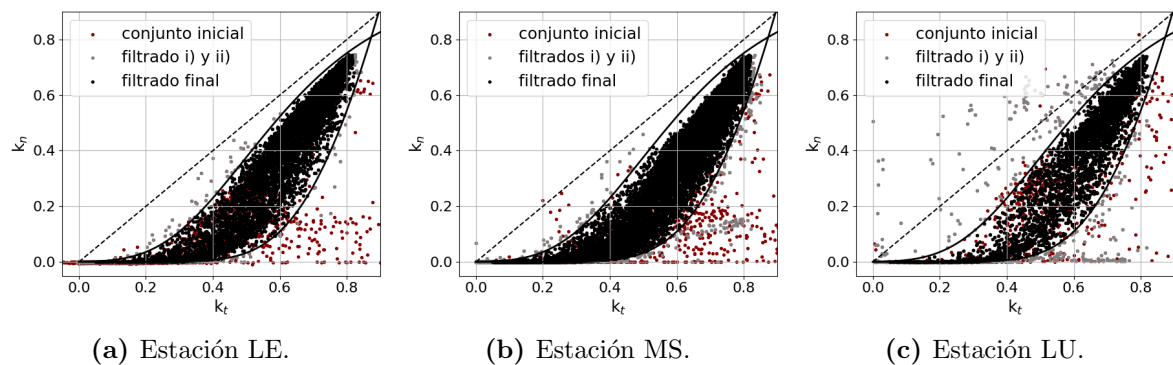


Figura 3.10: Filtrado de DNI en el espacio k_t, k_n). En cada figura se muestra la recta $x=y$ y las curvas Gompertz (doble exponenciales) determinadas empíricamente que delimitan la región típica.

Tabla 3.9: Control de calidad de DNI horario en estaciones tipo I. El conjunto de partida son los datos válidos que superan la inspección visual y el filtro (i). Se muestra el porcentaje de datos descartados en cada criterio. Las últimas dos columnas muestran en número de datos que superan el filtro y el porcentaje del total que significan..

sitio	Datos diurnos	Filtro (ii)		Filtro (iii)		Filtro (iv)		selecc.
	válidos	desc.	horas	desc.	horas	desc.	horas	
LE	9474	0.0 %	9473	13.8 %	8168	5.0 %	7758	81.9 %
MS	15390	0.0 %	15387	9.8 %	13876	18.5 %	11303	73.4 %
LU	5262	0.5 %	5235	11.3 %	4644	4.0 %	4456	85.1 %
total	30126	0.2 %	30095	11.3 %	26688	11.9 %	23517	80.1 %

Capítulo 4

Caracterización de la atmósfera local

Los modelos con base física para estimar la radiación solar en superficie requieren información sobre el estado de la atmósfera local. La calidad de la información atmosférica es determinante debido a que un MISCC es tan preciso como lo sean sus variables atmosféricas de entrada (Zhong y Kleissl, 2015; Polo *et al.*, 2019, Cap. 5). Estimaciones o caracterizaciones inadecuadas del estado de la atmósfera pueden disminuir notablemente la precisión de los estimativos de irradiancia, en especial para los MISCC más sofisticados y detallados, especialmente en la estimación de la componente DNI, por su mayor sensibilidad con el estado de la atmósfera.

En este Capítulo se analizan aspectos relacionados al conocimiento del estado de la atmósfera, que son previos y necesarios para la implementación de MISCC (Capítulo 5). En la Sección 4.1, se relevan y validan fuentes de libre acceso de estimativos de variables atmosféricas basadas en información satelital. En particular, se valida la información de aerosoles, vapor de agua y ozono de la base MERRA-2 (Laguarda y Abal, 2020), estimativos de vapor de agua y aerosoles de instrumentos satelitales MODIS y estimativos de ozono por el instrumento satelital OMI. En la Sección 4.2 se implementan algoritmos para seleccionar datos de irradiación horaria en condiciones de cielo claro, necesarios para caracterizar la atmósfera local de cielo despejado en base a las mediciones terrestres de irradiancia. La selección automática de muestras de cielo claro es necesaria además para la validación de MISCC (Capítulo 5). Utilizando esta información, en la Sección 4.3 se implementan y validan dos técnicas para obtener los ciclos anuales de la turbidez de Linke en la región de interés (Laguarda y Abal, 2016).

4.1. Evaluación de bases de datos atmosféricas

En esta sección se evalúa la precisión de variables atmosféricas estimadas a través de las medidas de los instrumentos MODIS, OMI y por la base de reanálisis MERRA-2,

descritas en la [Sección 3.1](#). Se considera el tipo y concentración de aerosoles, cuantificados de forma adimensionada a través de la profundidad óptica a 550 nm (AOD_{550}) y el exponente de Angström (α), y el contenido de vapor de agua precipitable (w , en cm), que son las más relevantes para el modelado de RSS ([Polo *et al.*, 2019](#), Cap.5). El [profundidad óptica de aerosoles](#), que incluye los efectos de dispersión y absorción por aerosoles, es una cantidad de dependencia suave con λ^1 ([Ec. \(2.22\)](#)), por lo que es posible utilizar una única longitud de onda en el visible para su caracterización. Se opta por utilizar AOD_{550} por ser una variable frecuentemente reportada (por ejemplo por MERRA-2 y MODIS). También se estudian los estimativos de la columna de ozono, $[O_3]$. Esta cantidad es una variable secundaria en la estimación de RSS de banda ancha, pero es determinante en la región UV-B del espectro solar. En la [Tabla 4.1](#) se resumen las variables analizadas de las distintas bases, junto con la resolución espacio-temporal utilizada y su periodo de disponibilidad. Los datos con base satelital (MODIS y OMI) están disponibles en resolución de $1^\circ \times 1^\circ$ en el portal Giovanni-NASA².

Tabla 4.1: Disponibilidad espacial y temporal de variables atmosféricas para el modelado de la irradiancia solar de diferentes bases de datos.

Base	AOD_{550}	α	w	$[O_3]$	Frec.	Resolución	Período disponible
Aura-OMI				•	diario	$1^\circ \times 1^\circ$	10/2004–hoy
Aqua-MODIS	•	•	•		diario	$1^\circ \times 1^\circ$	07/2002–hoy
Terra-MODIS	•	•	•		diario	$1^\circ \times 1^\circ$	02/2000–hoy
MERRA-2	•	•	•	•	horario	$0.5^\circ \times 0.625^\circ$	01/1980–hoy

Como información de referencia para la validación de aerosoles y vapor de agua se utilizarán datos de la red [AERONET](#), descrita en la [Subsección 3.1.1](#). En la región existen únicamente tres estaciones de esta red con series de medida con más de 3 años de productos nivel 2.0. Dos de ellas se ubican en Argentina (en las provincias de Buenos Aires y Córdoba³) y la otra se ubica en Rio Grande do Sul en São Martinho da Serra. En 2019 comenzó a operar una nueva estación en Montevideo, Uruguay. Los datos de esta estación son recientes, de nivel 1.5 y no han sido utilizados en este trabajo. Para el caso de $[O_3]$, como referencia se utiliza el conjunto de mediciones diarias realizadas por [INUMET](#) en Salto en el período 2004-2012 descritas en la [Subsección 3.1.2](#). Los detalles de estas estaciones se muestran en la [Tabla 4.2](#) y en la [Figura 4.1](#).

La validación para estimativos de origen satelital es llevada a cabo a nivel diario debido a la disponibilidad del portal Giovanni-NASA (ver la [Tabla 4.1](#)). La validación de variables MERRA-2 se realiza a nivel horario para todas las variables excepto para $[O_3]$, dado que el conjunto de referencia está integrado a nivel diario. En este último caso

¹Los fenómenos de absorción por aerosoles son selectivos según λ , pero su peso relativo en comparación a la dispersión es pequeño.

²<https://giovanni.gsfc.nasa.gov>

³La estación de Córdoba es aledaña a la Pampa Húmeda y su clasificación climática Köppen-Geiger actualizada es Cwa, similar a la Cfa pero con inviernos más secos.

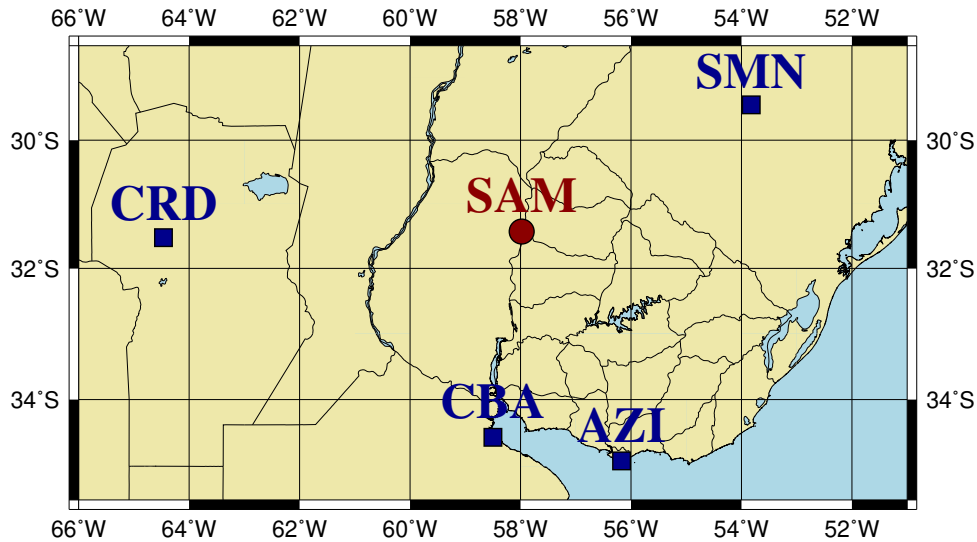


Figura 4.1: Estaciones AERONET en la región (cuadrados azules) y estación INUMET-Dobson (círculo rojo). La estación AZI comienza a medir en enero de 2019 y no se utiliza en este trabajo.

Tabla 4.2: Detalles de las estaciones AERONET regionales, y los periodos utilizados en la validación

Código estación	Dependencia	Lat. (°)	Lon. (°)	Alt. (msnm)	Período utilizado
CRD	Cordoba -CETT	-64.464	-31.524	730	10/1999 –12/2010
CBA	Ceilap-BA	-58.500	-34.567	10	10/1999 –12/2018
SMN	Sao Martinho-SONDA	-53.823	-29.443	489	01/2008 –12/2017
AZI	Montevideo-FING	-56.167	-34.918	71	no se utilizó
SAM	INUMET-Salto	-57.981	-31.439	50	01/2004–12/2012

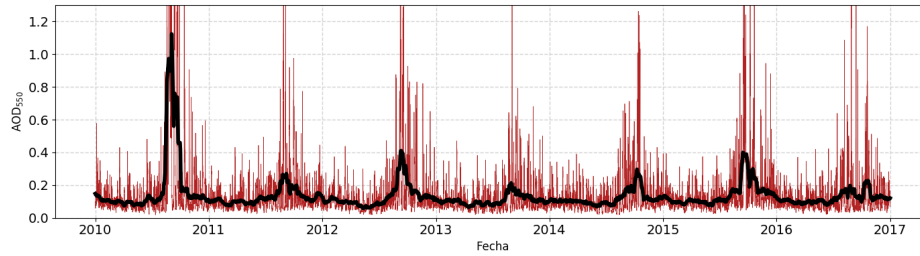
es necesario calcular los promedios diarios de los estimativos MERRA-2. La precisión de las series estudiadas se cuantifica usando el coeficiente de correlación de Pearson y las métricas de desempeño MBD y RMSD definidas en la Sección 2.1, utilizando la mediana en vez de la media en su cálculo para reducir la influencia de *outliers* en las series satelitales (se usa el tilde para diferenciar los cálculos realizados con mediana, ej: $\tilde{\text{MBD}}$).

En la Figura 4.2 se muestran, a modo de ejemplo, las series temporales de las cuatro variables atmosféricas para la estación de SMN provistas por MERRA-2. Calculando la media con una ventana móvil se observa que AOD, w y $[\text{O}_3]$ presentan ciclos anuales distinguibles.

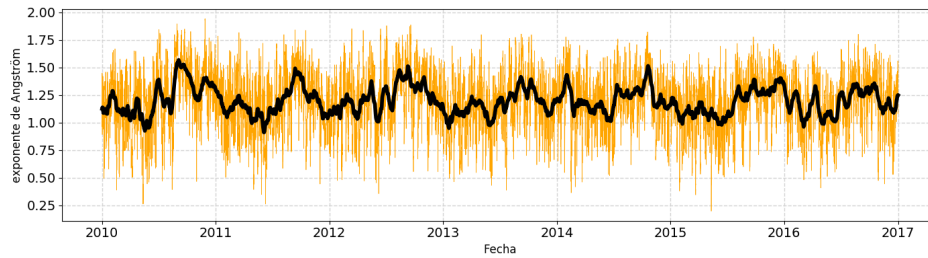
4.1.1. Pre-procesamiento de datos de referencia

Antes de realizar la validación fue necesario realizar un pre-procesamiento de los datos de referencia para obtener series de variables comparables y en escalas de tiempo simultáneas (horarias o diarias).

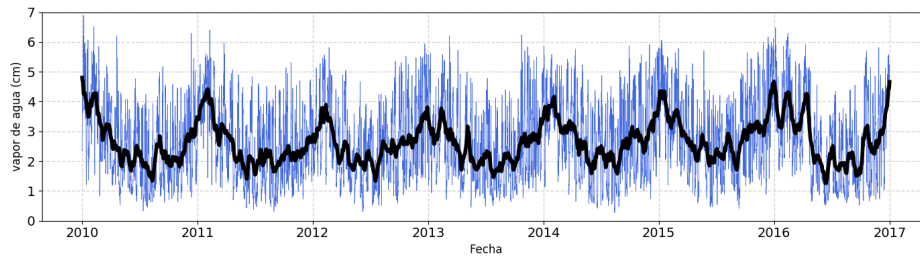
MERRA-2 y MODIS estiman α en los rangos espectrales 470–870 y 412–470 nm respectivamente, mientras que la base AERONET (nivel 2.0) cuenta con estimaciones



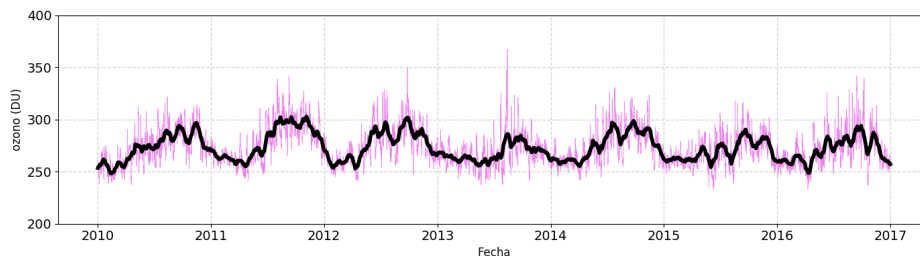
(a) Profundidad óptica de aerosoles a 550 nm.



(b) Exponente de Angström.



(c) Contenido de vapor de agua.



(d) Contenido de ozono.

Figura 4.2: Series temporales de variables atmosféricas MERRA-2 para la estación SMN. Las líneas negras muestran los promedios en una ventana móvil de tres semanas.

instantáneas de esa cantidad en los intervalos espectrales 340–440, 440–870, 380–500, 440–675 y 500–870 nm. Los valores [AERONET](#) del exponente de Angstrom son calculados a partir de mediciones de profundidad óptica en los intervalos espectrales anteriores, utilizando la [Ec. \(2.22\)](#). Para la validación utilizamos los datos de referencia en las ventanas espectrales más próximas a las de las estimaciones, como se muestra en la [Figura 4.3](#). En dicha figura se indica con asteriscos las ventanas utilizadas en cada caso. Si bien las ventanas no son exactamente iguales, son parecidas entre sí.

En lo que refiere a [profundidad óptica de aerosoles](#), [AERONET](#) cuenta con infor-

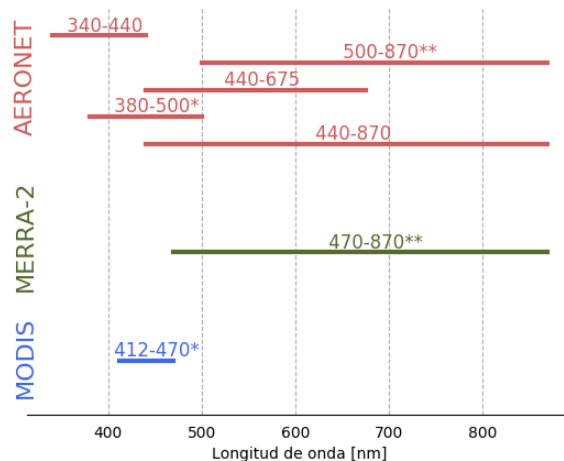


Figura 4.3: Rangos de exponentes de Angström reportados por AERONET, MERRA-2 y MODIS. En la figura se señalan los pares que se comparan entre sí con uno o dos asteriscos.

mación de AOD_{500} , pero no de AOD_{550} (que es lo provisto por las distintas bases de información estimada). Por tanto, se utiliza la información medida de AOD_{500} y los valores de α en el rango 440–675 nm para calcular el valor de AOD_{550} a través de la Ley de Angström, Ec. (2.22),

$$AOD_{550} = AOD_{500} \left(\frac{550}{500} \right)^{-\alpha}. \quad (4.1)$$

Otro aspecto que fue necesario regularizar es el paso temporal de los datos de referencia. La información de AERONET es generada a partir de mediciones de irradiancia espectral tomadas en instantes irregulares del día. Para lograr una serie de datos horaria se realizó un promedio simple entre los datos que caen en cada hora, por ejemplo, el dato correspondiente a las 13:00 es el promedio entre las mediciones entre las 13:00 y las 13:59 (siguiendo el estándar de integración horaria de la WMO). Los valores diarios se construyeron promediando la serie horaria dentro del día.

Los datos de $[O_3]$ de INUMET, Salto (SAM) corresponden a promedios diarios de varias medidas instantáneas. Esto no presenta mayores inconvenientes dado que el contenido de ozono muestra cambios suaves en el tiempo, como se ve en la Figura 4.2d.

4.1.2. Validación MODIS

La información MODIS de AOD_{550} , α y w (colección 6.1) utilizada en este trabajo corresponde al nivel 3 (L3) de procesamiento, disponible en el portal Giovanni-NASA. Esto significa que las variables están integradas a nivel diario y promediadas en una grilla espacial regular fija de $1^\circ \times 1^\circ$ (latitud-longitud). En el caso (frecuente) de que los satélites (Aqua o Terra) tomen cada uno 2 o 3 medidas instantáneas de una ubicación

dentro de un día, el portal brinda el promedio de cada uno como su valor diario. Además, la información disponibilizada por el portal para ubicaciones arbitrarias (fuera de la grilla fija) corresponde información interpolada y promediada espacialmente sobre una celda definida por el usuario. Este proceso se lleva a cabo durante el proceso de bajada desde el portal. Para cada punto estudiado en este trabajo, se utilizó el promedio espacial en celdas centradas en el sitio de $1^\circ \times 1^\circ$ (latitud-longitud).

Se usaron dos series de datos, correspondientes cada una a los satélites Terra y Aqua. A partir de ellas se generó una tercera serie, definida como el promedio de las anteriores, a la que se le denominó MIX¹. Este enfoque tiene dos ventajas: i) La serie MIX es por definición más completa que la de Aqua o Terra por separado, ii) Los valores de MIX (cuando son promedios de los valores de Aqua y Terra-MODIS) son, en principio, más representativos del valor diario de la magnitud estimada.

AOD₅₅₀

Tabla 4.3: Validación de estimativos de profundidad óptica de aerosoles de las series Aqua, Terra y MIX-MODIS en tres estaciones AERONET. Para cada fuente de información se muestran los promedios espaciales ponderados por el número de muestras.

Profundidad óptica de aerosoles (AOD ₅₅₀) - MODIS												
	Aqua				Terra				MIX			
	CRD	CBA	SMS	Total	CRD	CBA	SMS	Total	CRD	CBA	SMS	Total
rMBD (%)	-31.6	+19.5	+12.0	+4.9	-34.6	+27.7	+14.5	+8.4	-33.2	+25.9	+17.1	+8.2
rRMSD (%)	38.5	38.5	29.3	37.1	39.6	45.7	33.0	42.4	38.1	43.0	29.5	39.9
Correlación	0.782	0.654	0.800	0.710	0.763	0.570	0.771	0.650	0.781	0.613	0.800	0.684
#datos	997	2217	563	3777	1277	2668	570	4515	1405	2971	637	5013
mediana	0.071	0.074	0.058	0.071	0.070	0.074	0.060	0.071	0.071	0.076	0.060	0.073

En la [Tabla 4.3](#) se muestran las métricas de desempeño rMBD y rRMSD de forma relativa a la mediana de los datos de referencia y la correlación de Pearson de los estimativos de AOD₅₅₀ de Aqua, Terra y MIX al compararlos con las series obtenidas de [AERONET](#). Se especifica el número de pares de datos utilizados y la mediana de referencia en cada caso. En la [Figura 4.4](#) se muestran los gráficos de dispersión para el sitio CBA a modo de ejemplo, donde hay mayor cantidad de medidas. La [Figura 4.4d](#) muestra el histograma de las diferencias con los estimativos de cada serie con la referencia. Allí se observa que a nivel cualitativo el comportamiento de las tres series es similar para AOD₅₅₀. Los sesgos relativos son grandes y negativos en la estación CRD (entre -31.6% y -34.6%) y positivos en CBA y SMS (entre 12.0% y 27.7%). Los rRMSD muestran diferencias importantes con las medidas de referencia, con valores entre 29.3% y 38.5%. Las series de ambos satélites muestran mayor concordancia con las medidas [AERONET](#) en SMS. En general los estimativos AOD₅₅₀ de Aqua-MODIS

¹Si en cierto día, debido a los controles de calidad, solo se cuenta con estimativos de uno de los satélites, éste es el valor utilizado en MIX.

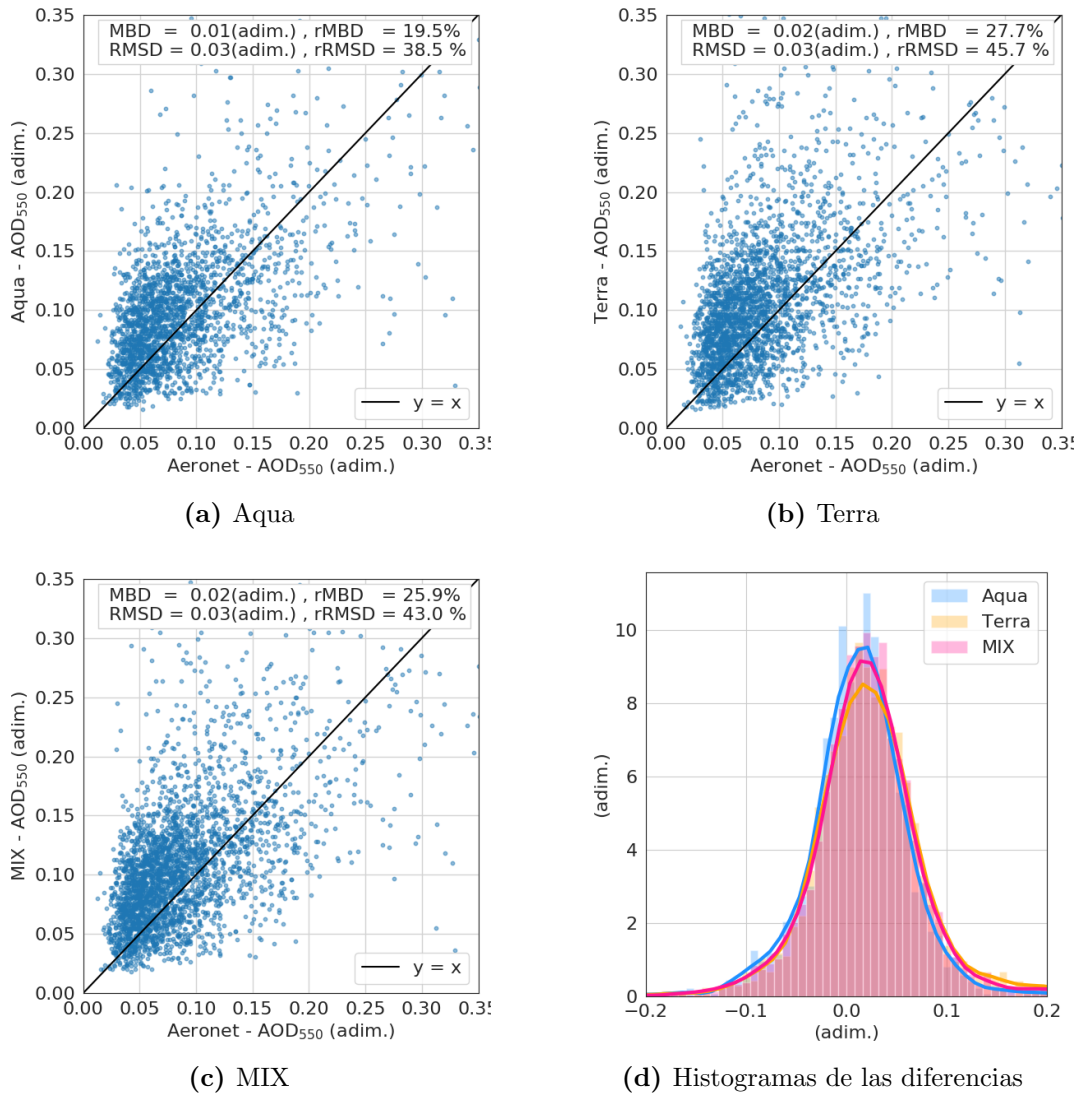


Figura 4.4: Comparación entre AOD₅₅₀ diarios entre mediciones Aeronet y estimativos de Aqua, Terra y MIX para el sitio CBA. Se muestra el histograma de las diferencias de las tres fuentes.

presentan menos desvíos que los de Terra y MIX en los tres sitios. De las medianas se observa que generalmente hay menos contenido de aerosoles en SMS en comparación con CRD y CBA. Los resultados encontrados sugieren que la estimación de AOD₅₅₀ con instrumentos MODIS es pobre en la región. Estos resultados son similares a los obtenidos en otras validaciones, como la de Wei *et al.* (2018) para Terra-MODIS en Sudamérica, tanto a nivel cualitativo como cuantitativo.

Exponente de Angström

Los resultados para α se muestran en la Tabla 4.4 y en la Figura 4.5. Ambos satélites (y la serie combinada) muestran estimativos de desempeño similar en los tres sitios, mostrando importantes desvíos positivos de $\tilde{M}BD$ en el rango 16.5–24.5% y altas dispersiones de $r\tilde{R}MSD$ en el rango 19.5–25.2%. Llama la atención la correlación

Tabla 4.4: Validación de estimativos del exponente de Angström de las series Aqua, Terra y MIX-MODIS en tres estaciones AERONET. Para cada fuente de información se muestran los promedios espaciales ponderados por el número de muestras.

Exponente de Angström (α) - MODIS												
	Aqua				Terra				MIX			
	CRD	CBA	SMS	Total	CRD	CBA	SMS	Total	CRD	CBA	SMS	Total
r \bar{M} BD (%)	+20.2	+17.6	+24.6	+19.3	+16.5	+17.6	+24.1	+18.1	+16.6	+17.2	+24.5	+18.0
r \bar{R} MS (%)	22.4	20.5	25.2	21.7	19.5	20.7	24.4	20.8	19.5	19.9	25.1	20.4
Correlación	0.008	0.130	0.044	0.085	0.011	0.090	0.037	0.061	0.025	0.121	0.049	0.085
#datos	992	2223	557	3772	1268	2684	565	4517	1398	2985	631	5014
mediana	1.25	1.30	1.22	1.27	1.29	1.29	1.24	1.29	1.28	1.30	1.22	1.29

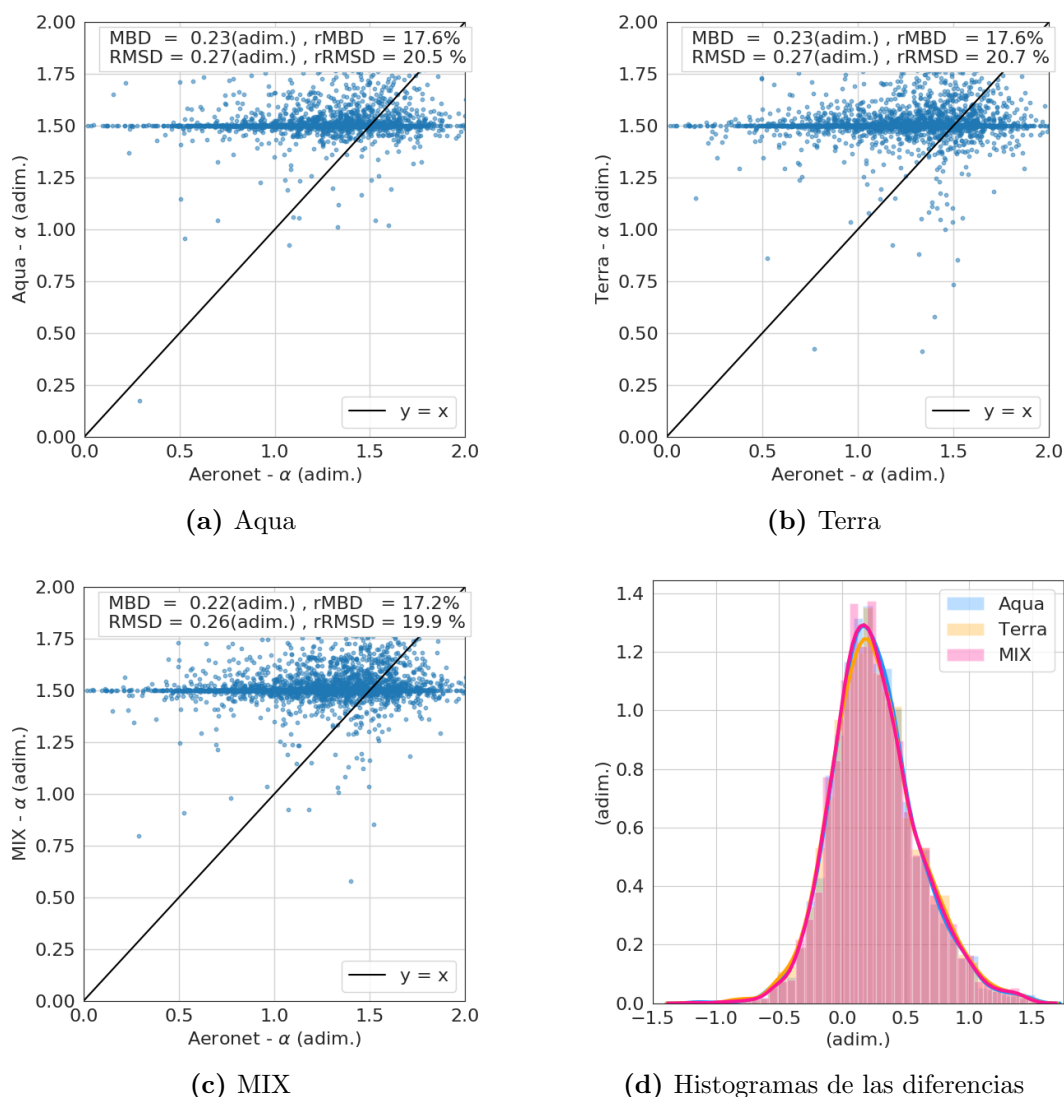


Figura 4.5: Comparación entre el exponente de Angström a nivel diarios entre mediciones Aeronet y estimativos de Aqua, Terra y MIX para el sitio CBA. Se muestra el histograma de las diferencias de las tres fuentes.

extremadamente baja (menor a 0.150), que indica una baja correspondencia de los estimativos satelitales y la referencia de [AERONET](#), como se aprecia en la [Figura 4.5](#).

Esto puede deberse a los diferentes métodos indirectos utilizados por las bases MODIS y AERONET. Los estimativos de α de MODIS oscilan en torno a un valor fijo de 1.5, siendo la media cercana a 1.29, valor asociado a aerosoles presentes en el aire continental limpio (Tabla 2.5) y cercano al valor $\alpha = 1.3$ utilizado usualmente por defecto en modelos de RSS para zonas rurales. En tanto las medidas de AERONET abarcan un mayor rango de α y tienen una dispersión de ± 0.5 (a P68) en torno a la media de 1.12. Como se verá en el Capítulo 5, la incertidumbre en la estimación de α es poco relevante en el desempeño de MISCC, exceptuando condiciones específicas como quemas, erupciones o ciudades muy afectadas por aerosoles como Santiago o Beijing.

Vapor de agua

Tabla 4.5: Validación de estimativos de contenido de vapor de agua de las series Aqua, Terra y MIX-MODIS en tres estaciones AERONET. Para cada fuente de información se muestran los promedios espaciales ponderados por el número de muestras.

Vapor de agua precipitable (w) - MODIS												
	Aqua				Terra				MIX			
	CRD	CBA	SMS	Total	CRD	CBA	SMS	Total	CRD	CBA	SMS	Total
rMBD (%)	+8.9	+24.2	+23.8	+20.4	-1.3	+13.3	+11.3	+9.4	+4.3	+18.7	+17.5	+14.9
rRMS (%)	17.4	27.0	25.8	24.5	17.3	20.1	19.2	19.3	16.5	22.7	21.2	20.9
Correlación	0.812	0.809	0.835	0.813	0.798	0.809	0.843	0.811	0.824	0.826	0.852	0.829
#datos	1247	3097	719	5063	1412	3457	720	5589	1431	3522	728	5681
mediana (cm)	1.47	1.61	1.62	1.58	1.42	1.60	1.64	1.57	1.43	1.62	1.64	1.57

En la Tabla 4.5 y en la Figura 4.6 se muestran los resultados para la columna de vapor de agua, w . Ambos satélites sobrestiman el contenido de vapor de agua (con excepción de Terra en CRD), siendo más marcado en el caso de Aqua. Los desvíos medios promedio de Aqua son de 20 %, los de Terra de 9.4 % y los de MIX de 14.9 %, mientras que los respectivos rRMSD son de 20.4 %, 9.4 % y 14.9 %, de donde se concluye que la base Terra es más precisa que la de Aqua en este caso. En particular los estimativos de vapor de agua son más precisos en CRD en comparación a los otros sitios. La sobreestimación a nivel global de ambos satélites (en especial la de Aqua) ya había sido observada por Bright *et al.* (2018). En ese estudio se observan para estaciones en climas templados resultados incluso menos precisos que los mostrados aquí: rMBD en el rango -11–23 % y rRMSD de 35–40 %.

Consideraciones generales

En términos generales, el desempeño de las variables MODIS relevantes para el RSS en la región condice con lo encontrado en la literatura reciente (Wei *et al.*, 2018; Bright *et al.*, 2018), donde la precisión de los estimativos al compararlos con medidas en estaciones AERONET es muy pobre para α , pobre para profundidad óptica de aerosoles

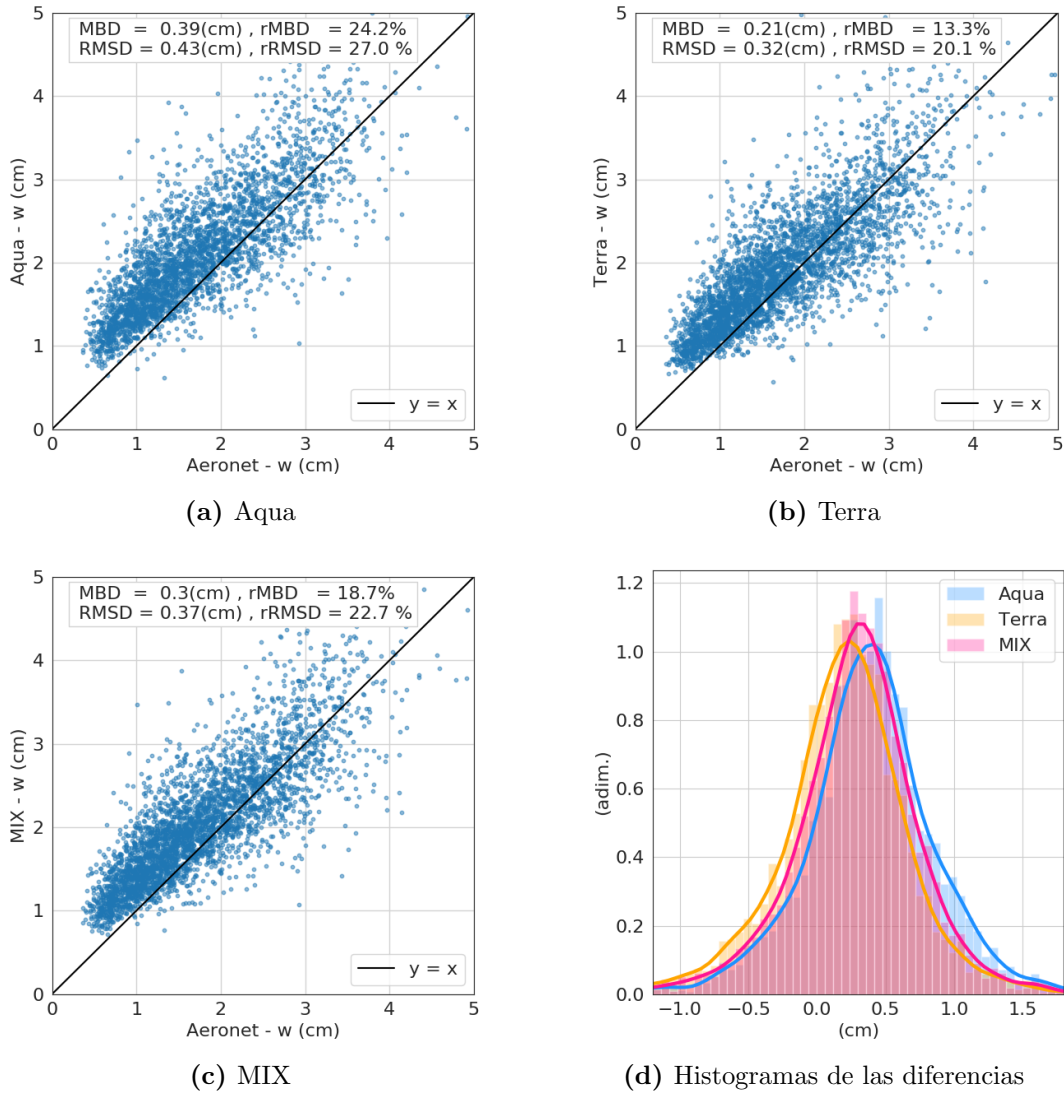


Figura 4.6: Comparación entre estimativos diarios de vapor de agua precipitable entre mediciones Aeronet y estimativos de Aqua, Terra y MIX para el sitio CBA. Se muestra el histograma normalizado de las diferencias de las tres fuentes con datos AERONET.

y apenas aceptable para w . No se observa una clara dependencia de la precisión en función del sitio. La opción más precisa depende de la magnitud; Aqua muestra ser más preciso para AOD y Terra para w , aunque las diferencias no son muy importantes. Estas diferencias entre Aqua y Terra-MODIS pueden estar relacionadas con las diferentes horas de pasaje sobre la región de ambas plataformas y una posible asimetría (mañana/tarde) en los contenidos diarios. En todos los casos MIX se posiciona en un lugar intermedio y dada su mayor completitud su uso puede ser más conveniente en algunos casos.

4.1.3. Validación de la base MERRA-2

MERRA-2 brinda información horaria de AOD_{550} y α , adimensionados, y w expresado en kg/m^2 o cm^1 . La información original (ver [Tabla 4.1](#)) es promediada en celdas de $1^\circ \times 1^\circ$ centradas en cada sitio de interés, al igual que en el caso de la información de la base MODIS.

AOD_{550}

Los resultados de la validación de los estimativos de AOD de MERRA-2 se muestran en la [Tabla 4.6](#) y en la [Figura 4.7](#). En la [Figura 4.7b](#) se muestra la distribución de las diferencias entre las series de reanálisis contra mediciones [AERONET](#). Los desvíos

Tabla 4.6: Comparación de la profundidad óptica de aerosoles de MERRA-2 a nivel horario utilizando medidas Aeronet como referencia. Los promedios son ponderados con los datos disponibles en cada estación.

AOD_{550} - MERRA-2				
	CRD	CBA	SMS	Total
r $\tilde{M}BD$ (%)	+4.8	+22.9	+20.8	+17.6
r $\tilde{R}MSD$ (%)	23.0	38.5	31.9	33.4
Corr.	0.779	0.668	0.809	0.716
#datos	11400	24457	5031	40888
mediana	0.072	0.072	0.059	0.070

medios son positivos en los tres sitios, con valores entre 5 y 23 %, y los rRMSD se ubican en el rango 23–32 %. Se observa que MERRA-2 presenta dificultades para estimar AOD de forma precisa, especialmente cuando el contenido es alto. Esta conclusión ha sido recientemente observada en el estudio global realizado por [Gueymard y Yang \(2020\)](#), donde los indicadores de desempeño hallados para sitios con clima similar son parecidos (rMBD de -1.1 % y rRMSD de 35 %). Al final de la Subsección, en la [Tabla 4.9](#) se muestra un cuadro comparativo entre los resultados MERRA-2 y MODIS para esta y otras variables para facilitar la comparación.

Exponente de Angström

Los estimativos MERRA-2 para α son imprecisos pero mejores que los de [MODIS](#) en los tres sitios, con r $\tilde{M}BD$ entre -10 y 12 %, r $\tilde{R}MSD$ estables entre 24 y 29 % y coeficientes de correlación bajos (pero superiores a 0.3), como se muestra en la [Tabla 4.7](#). La gráfica de dispersión ([Figura 4.8](#)) da cuenta de que α de MERRA-2 es mejor comportada que

¹La columna de agua, $w = \int_0^\infty \rho_w ds$, se mide en kg/m^2 y se convierte a cm dividiendo por un factor de 10. Un kg de agua ocupa $1 m^2 \times 1 mm$ a condiciones normales, entonces $1 kg/m^2 \sim 1 mm = 0.1 cm$.

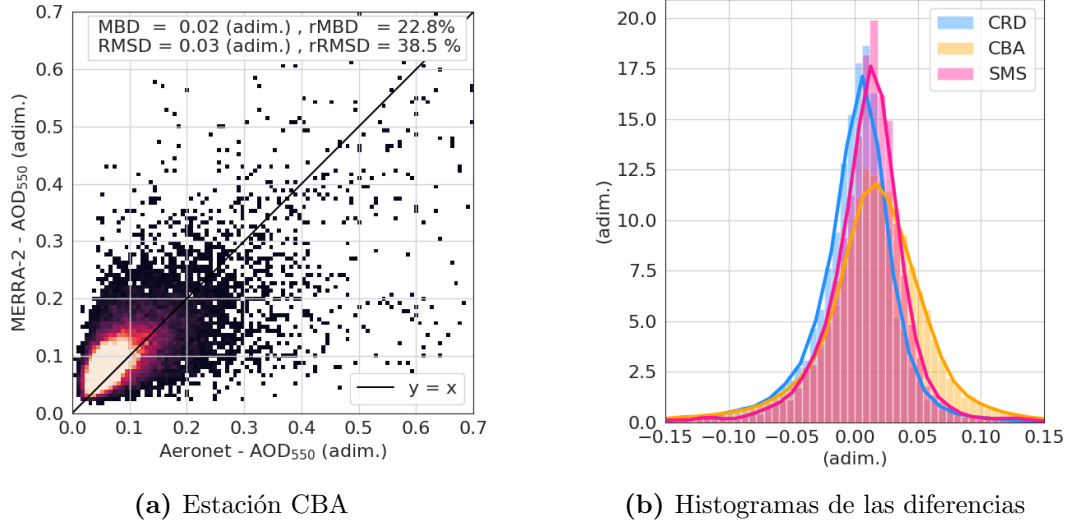


Figura 4.7: Comparación entre estimativos horarios de AOD_{550} entre mediciones Aeronet y estimativos de MERRA-2 para el sitio CBA. Se muestra el histograma normalizado de las diferencias entre los estimativos y medidas Aeronet para los tres sitios estudiados.

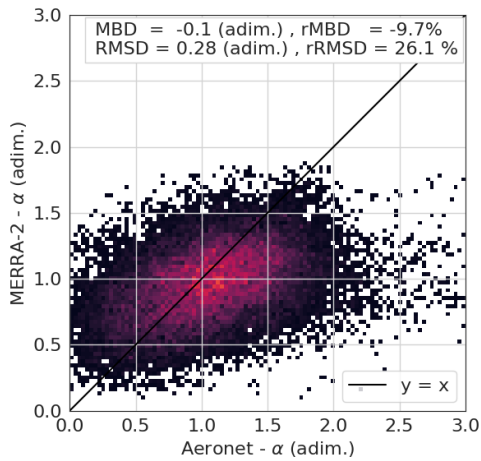
la MODIS, con la mayoría de los puntos concentrados en la diagonal, a pesar de que la dispersión es importante.

Tabla 4.7: Comparación del exponente de Angström a nivel horario de la base MERRA-2 utilizando medidas Aeronet como referencia.

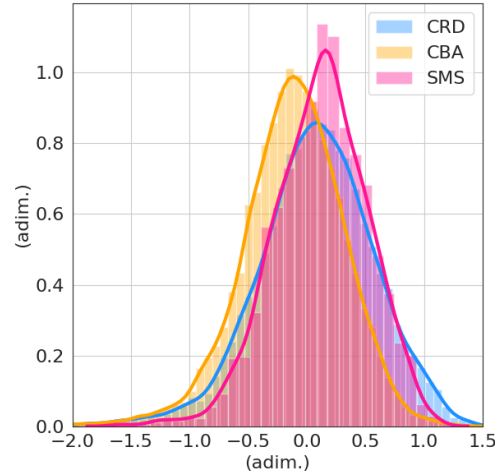
Exponente de Angström - MERRA-2				
	CRD	CBA	SMS	Total
$r\tilde{M}BD$ (%)	+8.2	-9.7	+11.8	-2.9
$r\tilde{R}MSD$ (%)	29.1	26.1	24.4	26.8
Corr.	0.312	0.375	0.436	0.361
#datos	11126	24520	2850	38496
mediana	1.11	1.08	1.14	1.09

La distribución de los residuos (Figura 4.8b) es variable en función del sitio. En particular, los estimativos MERRA-2 tienden a subestimar en CBA. Esto puede deberse a que el α medido en CBA, ubicado una ciudad, puede estar influenciado por aerosoles urbanos locales no captados por MERRA-2, asociados a exponentes mayores (ver Tabla 2.5).

Si bien el desempeño general de la estimación de esta variable por MERRA-2 es pobre, los resultados son concordantes con los encontrados por Gueymard y Yang (2020) para esta variable en climas similares ($rMBD$ de -1.3 y $rRMSD$ de 26%). Estos resultados motivan el estudio de la influencia de estas incertidumbres en el desempeño de los MISCC. En ese sentido, como se concluye en el Capítulo siguiente, la incertidumbre



(a) Estación CBA



(b) Histogramas de las diferencias

Figura 4.8: Comparación entre estimativos horarios del exponente de Angström de mediciones Aeronet y estimativos de MERRA-2 para el sitio CBA. Se muestra el histograma de las diferencias de las tres fuentes.

de α es la de menor relevancia.

Vapor de agua

Como se muestra en la [Tabla 4.8](#) y en la [Figura 4.9](#), el vapor de agua estimado por MERRA-2 tiene un comportamiento más adecuado que el de las variables anteriores, con sesgos medios siempre positivos entre 4.4 y 21% de la mediana, mientras que $r\tilde{RMSD}$ varía entre 11.8 y 21.1%. Hay una diferencia en el desempeño según el sitio, donde los sesgos y dispersiones son sensiblemente menores en CRD y CBA.

Tabla 4.8: Comparación de vapor de agua MERRA-2 contra medidas AERONET a nivel horario.

Vapor de agua - MERRA-2				
	CRD	CBA	SMS	Total
$r\tilde{MBD}(\%)$	+6.2	+4.4	+21.0	+7.1
$r\tilde{RMSD}(\%)$	11.8	8.9	21.1	11.2
Corr.	0.919	0.949	0.968	0.946
#datos	7091	24684	5249	37024
mediana	1.39	1.60	1.55	1.55

Consideraciones generales

Las métricas de desempeño en los tres sitios muestran que los estimativos horarios de MERRA-2 son más precisos que los estimativos diarios de [MODIS](#), como se

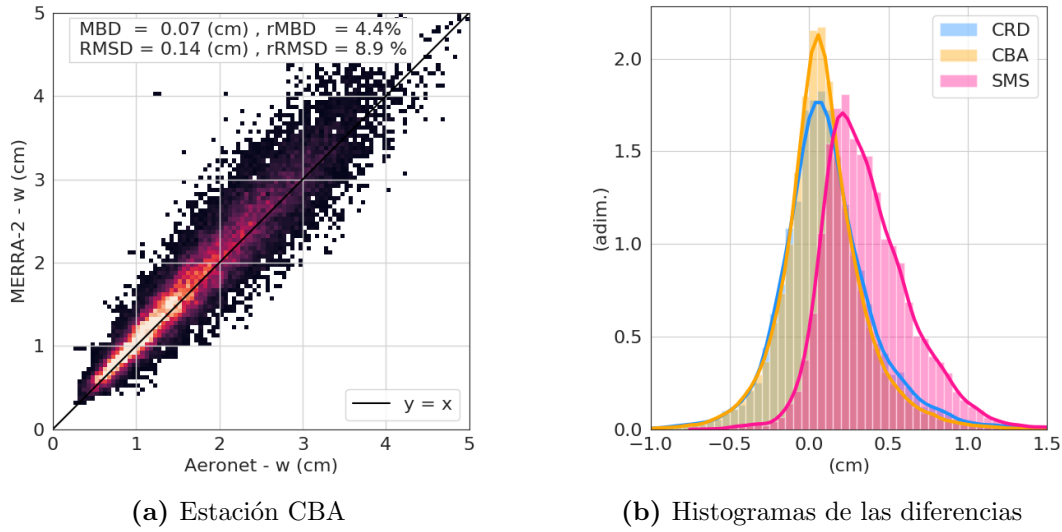


Figura 4.9: Comparación entre estimativos horarios de vapor de agua precipitable entre mediciones Aeronet y estimativos de MERRA-2 para el sitio CBA. Se muestra además el histograma (normalizado) de las diferencias entre los estimativos y medidas Aeronet para los tres sitios estudiados.

resume en la [Tabla 4.9](#). La base MERRA-2 emerge como la opción más conveniente en la región para proveer estimaciones sobre las variables analizadas (AOD , α y w), con buena cobertura espacio-temporal, ausencia de huecos y precisión superior a otras fuentes. En vista de las diferencias de los estimativos entre MERRA-2 y las mediciones de [AERONET](#) (Figuras [4.7b](#), [4.8b](#) y [4.6d](#)) se ve que sus distribuciones son bien comportadas pero difieren según el sitio (en algunos casos con sesgos medios de diferente signo según la ubicación), lo que dificulta realizar un post-procesamiento simple a la información de la base MERRA-2 para la región.

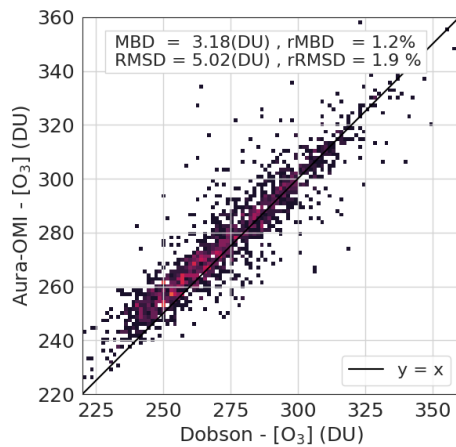
Los resultados hallados aquí y en la [Subsección 4.1.2](#) confirman la necesidad de explorar otras opciones, potencialmente más precisas, para caracterizar la atmósfera local y la necesidad de realizar un análisis del impacto de la incertidumbre de estas variables en los [MISCC](#) ([Sección 5.4](#)).

Tabla 4.9: Comparación resumida de desempeño de variables MIX-MODIS y MERRA promediadas en los tres sitios AERONET utilizados.

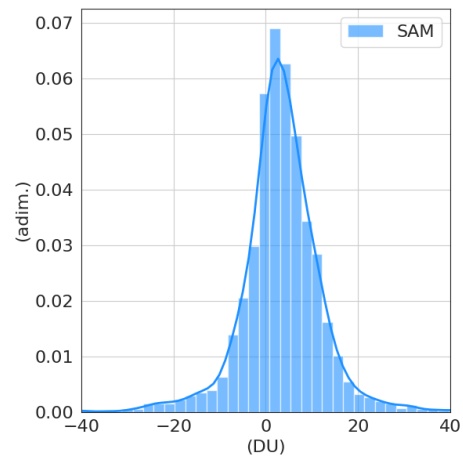
	MIX-MODIS (diario)			MERRA-2 (horario)		
	AOD_{550}	α	w	AOD_{550}	α	w
$r\tilde{MBD}$ (%)	+8.2	+18.0	+14.9	+17.6	-2.9	+7.1
$r\tilde{RMSD}$ (%)	39.9	20.4	20.9	33.4	26.8	11.2
Correlación	0.684	0.085	0.829	0.716	0.361	0.946

Tabla 4.10: Métricas de desempeño de estimativos de la columna de ozono obtenidos de estimativos Aura-OMI y MERRA-2 comparados con medidas diarias del instrumento DOBSON sobre SAM.

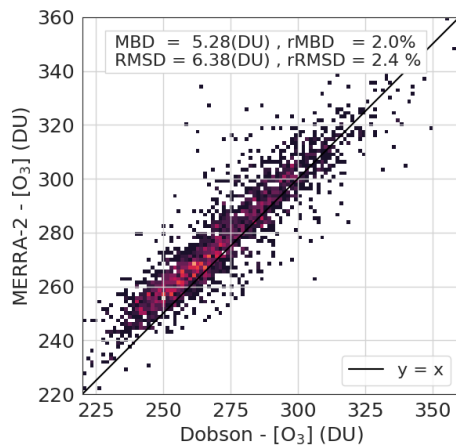
Contenido de ozono		
	Aura-OMI	MERRA-2
r $\tilde{\text{MBD}}$ (%)	+1.2	+2.0
r $\tilde{\text{RMS}}$ (%)	1.9	2.4
Correlación	0.923	0.917
#datos	1786	2276
mediana (DU)	270.3	269.3



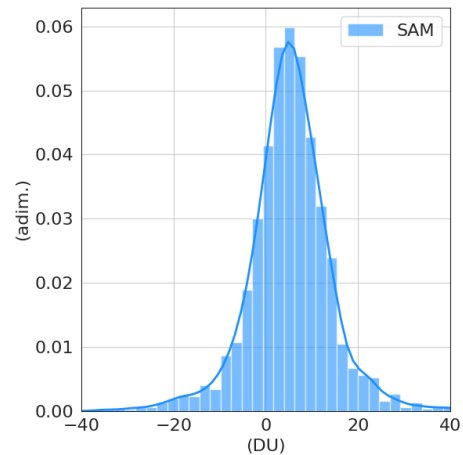
(a) Gráfico de dispersión (OMI).



(b) Histograma de las diferencias (OMI).



(c) Gráfico de dispersión (MERRA-2).



(d) Histograma de las diferencias (MERRA-2).

Figura 4.10: Comparación de las diferencias entre acumulados diarios de estimativos de la columna de ozono (DU) de OMI-TOMS y MERRA-2 contra medidas diarias del instrumento DOBSON en la estación SAM.

4.1.4. Validación de la columna de ozono (OMI y MERRA-2)

Se evaluaron los promedios diarios de ozono obtenidos a partir de (i) el algoritmo TOMS (Subsección 3.1.4) basados en mediciones instantáneas del instrumento OMI a bordo del satélite Aura y (ii) la base MERRA-2. En el caso de los estimativos OMI las integrales diarias se hallaron de igual forma que en el caso de la información MODIS. La información de ozono de MERRA-2 se obtuvo como el promedio de la información horaria dentro de cada día. Ambos conjuntos de datos corresponden a promedios espaciales en celdas de $1^\circ \times 1^\circ$ de latitud y longitud y fueron comparadas con los valores diarios de $[O_3]$ registrados por INUMET con el instrumento Dobson en SAM.

En la Tabla 4.10 se muestran las métricas de desempeño para ambas fuentes de información. En la Figura 4.10 se muestran los gráficos de dispersión y las distribuciones de las diferencias. Se observa que la estimación satelital de OMI tiene gran concordancia con las medidas en tierra, mostrando un $r\tilde{M}BD$ de 1.2% (3.2 DU), un $r\tilde{M}SD$ de 1.9% (5.1 DU) y una correlación de 0.923. El ozono en promedio es de 270 DU. También se observa un buen desempeño de MERRA-2, con un sesgo de 2.0% (5.3 DU), y un desvío cuadrático de 2.4% (6.4 DU), mientras que la correlación de Pearson entre ambas cantidades es de 0.917.

El contenido de ozono varía suavemente en la escala de días (Figura 4.2d) y tanto los acumulados diarios de estimativos OMI-TOMS como MERRA-2 muestran ser precisos y adecuados para estimarla, en ambos casos con alta correlación (superior a 0.90).

4.2. Detección de muestras de cielo claro

En esta sección se presenta el procedimiento utilizado para detectar condiciones de cielo claro a partir de series horarias de irradiación solar global y directa. Este es un insumo necesario en varios aspectos en esta tesis, como en la evaluación de MISCC o en la determinación de la turbidez de Linke de la próxima Sección.

En términos de la radiación solar, la definición de cielo claro depende de la componente solar a estudiar. En el caso de la DNI se considera cielo claro a la ausencia de nubes bloqueando específicamente la región circunsolar, mientras que para GHI es la ausencia de nubes en toda la bóveda celeste. La presencia de nubosidad afecta de forma diferente a las componentes global y directa. Mientras que el efecto de la nubosidad atenúa de forma importante a la DNI con respecto a su valor en cielo despejado, su efecto sobre la GHI puede resultar en una atenuación leve o incluso en un aumento (sobreirradiancia o efecto lente), dificultando la detección de nubosidad en GHI.

La curva de irradiancia (global o directa) vs. tiempo en ausencia de nubes es una curva que varía suavemente (ver Figura 4.11), con valores que son una fracción alta con respecto a la irradiancia extraterrestre (en plano horizontal o en un plano normal, según la componente). Dadas estas condiciones la detección de períodos de cielo claro

puede en general realizarse visualmente. Sin embargo, cuando el volumen de información utilizado es importante, es necesario contar con una herramienta que seleccione datos de cielo claro de forma automatizada. En [Younes y Muneer \(2007\)](#) se describen y examinan nueve algoritmos de selección de mediciones horarias de cielo claro, sobre seis bases de datos en el hemisferio norte, basados en las componentes de la irradiancia solar y otros parámetros meteorológicos medidos. Los algoritmos allí planteados requieren información auxiliar, como observaciones de cobertura nubosa o turbidez atmosférica. De forma similar [Ineichen \(2016\)](#) selecciona datos de cielo claro utilizando un algoritmo basado en datos simultáneos de **GHI**, **DNI**, **DHI** y estimativos de AOD de **AERONET**. Estos métodos no son aplicables en sitios donde sólo se cuenta con medidas de **GHI**, en los cuales es necesario utilizar métodos basados únicamente en **GHI** y otras cantidades fácilmente calculables, sin recurrir a información adicional. [Reno y Hansen \(2016\)](#) proponen un algoritmo basado en 5 criterios sobre series de medidas de **GHI** de resolución minutal. Los criterios se aplican sobre series temporales de irradiancia en intervalos de algunos minutos (< 15 minutos), a las cuales se le imponen valores umbrales al valor medio y máximo al compararlos con una parametrización de irradiancia en cielo claro. Además consideran cotas a algunos aspectos geométricos de la curva de **GHI** vs. tiempo en ese intervalo; longitud geométrica, desviación estándar y diferencia máxima entre las pendientes. De esa forma se determina si el intervalo (con todas las muestras minutales que contiene) se clasifica como de cielo claro o no. Los algoritmos de detección usados en este trabajo se basan en estos y otros filtros, adaptados a medidas horarias de irradiación, y en la inspección visual de las series, como se detalla a continuación.

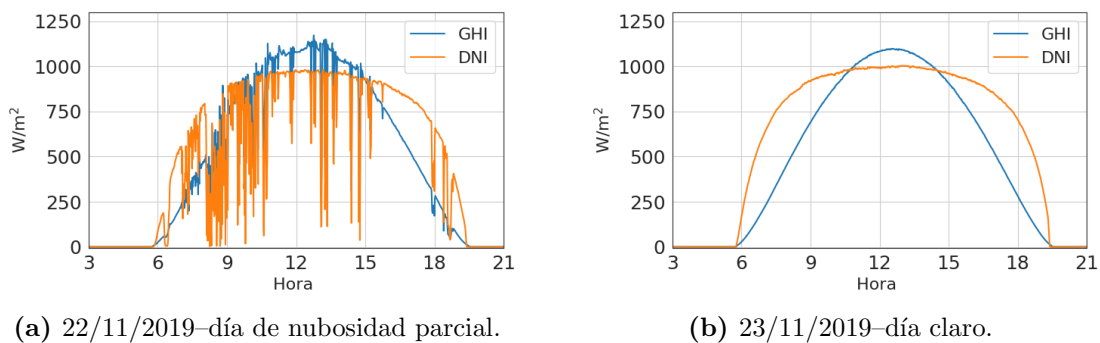


Figura 4.11: Series de irradiancia en LE para (a) un día con nubosidad leve (excepto entre las 15 y 18 hrs) y (b) un día claro. Nótese como la nubosidad afecta fuertemente a DNI.

4.2.1. Detección horaria

Para detectar muestras de cielo claro se aplicaron procedimientos independiente para cada componente sobre las series de información de irradiación horaria que superaron los controles de calidad (presentados en la [Subsección 3.3.3](#)).

Irradiación directa (DNI)

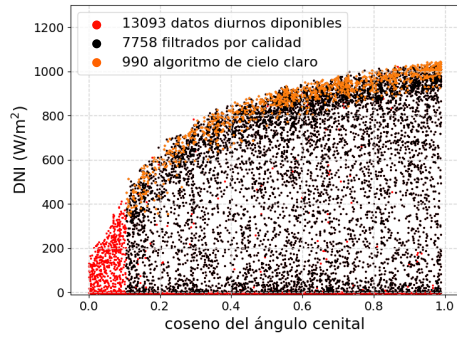
Visualmente la detección de muestras claras de DNI es más sencilla que la de GHI por su fuerte atenuación en presencia de nubes. Por otro lado, las series de DNI en condiciones despejadas pueden presentar variabilidad en términos de su amplitud o valor máximo por su gran sensibilidad con el estado de la atmósfera. Esto dificulta la aplicación de algoritmos para detectar cielo claro formados por criterios sucesivos basados en valores umbrales de ciertas cantidades.

El método utilizado aplica dos filtros simples seguidos de una importante inspección visual. Los filtros iniciales funcionaron como una preselección de forma de disminuir el volumen de datos a inspeccionar; primero se filtraron los días en los que el índice de claridad directo diario, K_n ¹, supera el umbral de 0.52 y luego, a la serie horaria se le impuso que $I_b > 350 \text{ Wh/m}^2$. Ambos umbrales se determinaron empíricamente. Por último se revisaron las series seleccionadas de forma asegurar la ausencia de falsos positivos. El resultado se puede ver gráficamente para la estación de LE en la [Figura 4.12](#). En la [Figura 4.12a](#) se muestra la irradiación directa con respecto al coseno del ángulo cenital. Se observa que las muestras de cielo claro para un θ_z fijo se acumulan en la parte superior. En la [Tabla 4.11](#) se muestran los sucesivos pasos para filtrar datos horarios de DNI de cielo claro. La imposición del índice de claridad diario busca seleccionar días mayoritariamente despejados, donde es menos probable la presencia de medidas horarias contaminadas con nubosidad. Este filtro mostró ser importante descartando casi un 70 % de los datos de partida, e implica el descarte de medidas de cielo claro con ocurrencia en días nublados en pos de disminuir el riesgo de falsos positivos. Durante la inspección visual también se descartaron días completos en el caso que varias muestras sean notoriamente nubladas. La aplicación de estos exigentes criterios arroja como resultado una selección de 10 % de los datos del conjunto válido inicial.

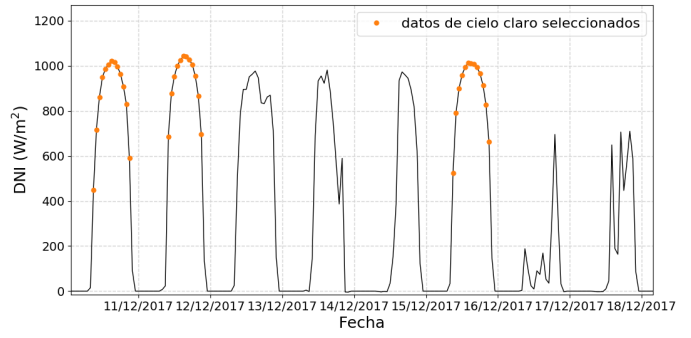
Tabla 4.11: Filtrado a partir de datos horarios DNI ya sometidos a controles de calidad. Para cada filtro se muestra el porcentaje de horas descartado y el número de horas que lo superan. La últimas dos columnas (en negrita) muestran el número de horas seleccionadas como cielo claro y su relación con la cantidad de horas que superan el control de calidad.

sitio	datos de calidad	$K_n \geq 0.52$		$I_b > 350 \text{ Wh/m}^2$		inspección visual		Horas claras selett.
		desc.	horas	desc.	horas	desc.	horas	
LE	7758	66.5 %	2602	2.2 %	2544	59.2 %	1038	13.4 %
MS	13303	75.2 %	3302	1.4 %	3255	68.0 %	1041	7.8 %
LU	4456	71.6 %	1265	1.5 %	1246	68.5 %	461	10.3 %
total	25517	71.9 %	7169	1.7 %	7045	66.5 %	2540	10.0 %

¹ $K_n = H_b/H_0$, donde H_b es el acumulado diario de la irradiación directa y H_0 es la irradiación diaria TOA.



(a) DNI vs el coseno del ángulo cenital.



(b) Detalle de serie temporal de DNI.

Figura 4.12: Resultados de la detección de datos de DNI de cielo claro para la estación LE. En naranja se muestran las medidas de cielo claro seleccionadas.

Irradiación global (GHI)

Para detectar GHI horaria en condiciones de cielo claro se desarrolló un algoritmo completamente automatizado basado en la propuesta de Remund *et al.* (2003), que consiste en una serie de criterios sucesivos. El criterio principal se basa en el índice de claridad de Pérez (Perez *et al.*, 1990), k_{tp} . Esta variable es un índice de claridad pero normalizada contra una parametrización simplificada de cielo despejado de forma de eliminar dependencias de segundo orden con el ángulo cenital¹,

$$k_{tp} = \frac{k_t}{1.031 \exp(-1.4/(0.9 + 9.4/m)) + 0.1}, \quad (4.2)$$

donde m es la masa de aire (Ec. (2.20)). La normalización de k_t propuesta por Pérez está inspirada en el modelo de cielo claro de Kasten (Kasten, 1984), utilizando la relación pirheliométrica (Ec. (2.32)) con $T_L = 1.4$, elegido de forma arbitraria, y considerando que en condiciones claras DHI es un 10 % de la irradiancia extraterrestre².

Los criterios usados en el algoritmo de selección de datos de GHI en cielo claro son:

- i. $k_{tp} > 0.74$. El valor umbral fue definido por inspección visual.
- ii. Al menos el 40 % de las horas diurnas de un día deben pasar el filtro i para considerar los datos horarios de ese día.
- iii. En cada día se calcula la variabilidad de la serie de k_{tp} de las muestras que superan los filtros anteriores como la desviación estándar de la serie de forma relativa con la media. Si $\frac{VAR(k_{tp})}{\langle k_{tp} \rangle} > 0.10$ no se considera el día.

Los primeros dos filtros son basados en Remund *et al.* (2003), que también considera un filtro por altura solar mayor a 7° . Aquí, el criterio de altura solar mínima ya fue

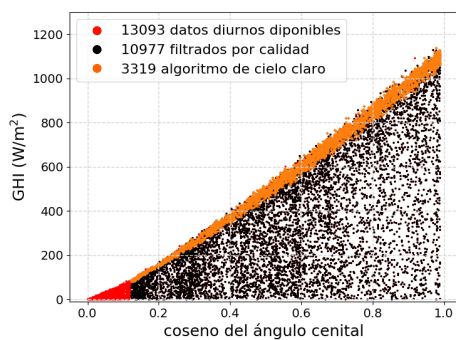
¹ k_t es el cociente entre GHI y la irradiancia en el TOA (Ec. (A.10)).

²Cualquier modelo de cielo claro que capte el comportamiento cualitativo de la irradiancia global es adecuado para definir un k_t modificado sin dependencia con el ángulo cenital.

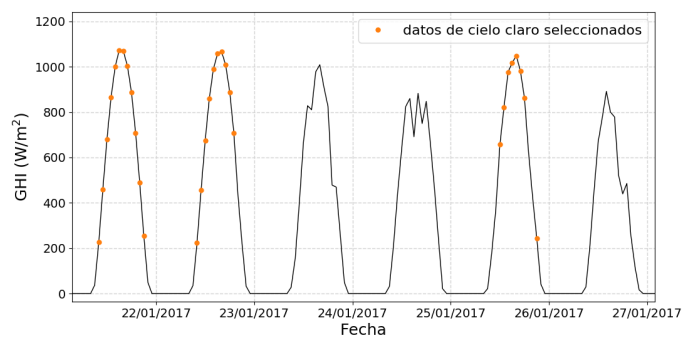
incluido en el control de calidad de medidas en la [Subsección 3.3.3](#). Para detectar medidas de cielo claro un tercer criterio es incorporado. Este es un criterio exigente y si bien implica perder horas claras en días que presentan nubosidad, asegura que los datos elegidos no incluyen muestras con nubosidad (falsos positivos). En la [Tabla 4.12](#) se muestra el efecto de los sucesivos filtros aplicados al conjunto inicial de datos de GHI ya sometidos a controles de calidad en la [Subsección 3.3.3](#). Aproximadamente el 24% de los datos horarios fueron seleccionados como de cielo claro. Estos métodos podrían adaptarse a escalas temporales sub-horarias, pero con precaución. A menor intervalo temporal, mayor la frecuencia de eventos transitorios de sobre-irradiación

Tabla 4.12: Filtrado a partir de datos horarios GHI ya sometidos a controles de calidad. Para cada filtro se muestra el porcentaje de horas descartado y el número de horas que lo superan. Las últimas dos columnas (en negrita) muestran el número de horas seleccionadas como cielo claro y su relación con la cantidad de horas que superan el control de calidad.

sitio	datos de calidad	criterio (i)		criterio (ii)		criterio (iii)		Horas claras	
		desc.	horas	desc.	horas	desc.	horas	selecc.	
LE	10977	56.0 %	4834	10.9 %	4308	23.0 %	3319	30.2 %	
MS	26724	60.6 %	10530	14.9 %	8964	26.1 %	6625	24.8 %	
LU	14638	56.2 %	6411	15.5 %	5420	23.0 %	4173	28.5 %	
LB	25252	59.9 %	10125	16.7 %	8431	26.5 %	6200	24.6 %	
TT	21489	65.3 %	7459	21.8 %	5836	34.2 %	3838	17.9 %	
SA	16860	54.2 %	7718	10.3 %	6926	24.0 %	5263	31.2 %	
RO	23660	65.3 %	8199	21.9 %	6405	33.8 %	4241	17.9 %	
AR	19417	60.1 %	7742	13.9 %	6663	22.6 %	5156	26.6 %	
ZU	7623	60.1 %	3045	14.0 %	2620	25.5 %	1952	25.6 %	
TA	7655	63.3 %	2811	17.5 %	2318	26.2 %	1711	22.4 %	
total	174295	62.1 %	66133	12.5 %	57891	26.6 %	42478	24.4 %	



(a) GHI vs el coseno del ángulo cenital.



(b) Detalle de la serie temporal.

Figura 4.13: Resultados de la detección de datos de GHI de cielo claro para la estación LE. En ambas gráficas los puntos naranjas muestran las medidas seleccionadas.

4.3. Caracterización de la turbidez local

Varios modelos que estiman la irradiación solar en condiciones de cielo claro se basan en la Turbidez de Linke, T_L , presentada en la [Subsección 2.4.4](#). Esta es una

magnitud conveniente por englobar en un único parámetro los efectos producidos por vapor de agua y aerosoles. Aquí aplicamos dos métodos para estimar ciclos anuales de T_L medio diario a partir de mediciones de irradiancia solar en cielo claro, inspirados en métodos similares publicados en la literatura (Pedrós *et al.*, 1999; Raichijk y Fasulo, 2010; Diabaté *et al.*, 2003), detallados en la [Subsección 2.4.4](#). Como se mencionó antes, el método preferido se basa en DNI, pero dado la escasez relativa de esta variable, se plantea un método basado en GHI para relevar T_L en todo el territorio. Los resultados obtenidos para la región con estas estrategias fueron publicados en [Laguarda y Abal \(2016\)](#), junto con la comparación con la base de datos de T_L del software Meteonorm (Remund *et al.*, 2003). En el final de esta Sección se analizan otras opciones para estimar T_L , incluyendo el uso de parametrizaciones fenomenológicas a partir de información de aerosoles y vapor de agua.

4.3.1. Ciclos anuales de Turbidez de Linke

Denominaremos como método I y método II a los procedimientos de estimación de T_L basados en DNI y GHI, respectivamente. Ambos utilizan un modelo de irradiación de cielo claro basado en T_L y requieren mediciones de cada componente en condiciones de cielo despejado. Se utilizó para ambas componentes el modelo ESRA ([Subsección 2.5.1](#)), por incluir a T_L en su formulación a través de consideraciones físicas.

Método I: determinación de T_L a partir de medidas de DNI

Para obtener T_L por el método I se invirtió la expresión analítica de la componente directa del modelo ESRA, [Ec. \(2.36\)](#),

$$T_L = \frac{1}{m \delta_R(m)} \ln \left(\frac{F_n I_{sc}}{I_b} \right), \quad (4.3)$$

donde I_b es la DNI horaria medida en condiciones de cielo claro. Los datos de DNI utilizados son los detallados en la [Sección 3.3](#) para estaciones tipo I, filtrados por el algoritmo de detección de cielo claro mostrado en la [Sección 4.2](#). Una vez obtenidas series de T_L (simultáneas a las medidas de DNI seleccionadas), se realizó un segundo filtrado que contiene dos criterios diseñados para descartar horas en las que T_L tiene un valor demasiado alto, producido en general por la presencia de nubosidad tenue ([Gueymard y Garrison, 1998](#)):

- Si la diferencia entre los valores T_L de dos horas consecutivas supera 0.5, el valor más alto se descarta. Este criterio se basa en que T_L describe turbidez de la atmósfera y se espera que varíe poco a escala horaria. Un aumento brusco puede ser un efecto artificial debido a presencia de nubosidad en la medida.
- Todos los valores de T_L de cierto día que superen la mediana +1 para el día, se

descartan como *outliers*. En cielo claro, T_L sufre una leve variación intradiaria asociada a su dependencia intrínseca con la altura solar. Valores alejados a esa tendencia se suponen debidos a nubosidad leve y son descartados.

Estos criterios tienen como objetivo la corrección de posibles defectos del proceso de filtrado de horas claras, sin embargo en este trabajo no tuvieron gran impacto debido al exigente filtrado previo de medidas en cielo claro. Se descartaron en total un 1% de los datos para LE y MS, y un 5% para LU. Los valores de T_L del conjunto resultante se separaron por mes, y dentro de cada mes se calculó la media para determinar el T_L mensual y la desviación estándar para estimar su variabilidad. De esta forma se obtuvo un ciclo anual con valores mes a mes para cada estación. La incertidumbre asignada a cada T_L mensual es la desviación estándar. En la [Figura 4.14](#) se muestra un ejemplo de la distribución típica de T_L en el mes de abril sobre la estación LE. Los ciclos obtenidos con este método y su incertidumbre se muestran en la [Tabla 4.13](#). La incertidumbre mensual del método en la región es en promedio un 0.2 (u 8% de la media), un poco menor al 0.5 (o 15%) reportado en el trabajo de [Raichijk y Fasulo \(2010\)](#) para el mismo método aplicado sobre San Luis, Argentina.

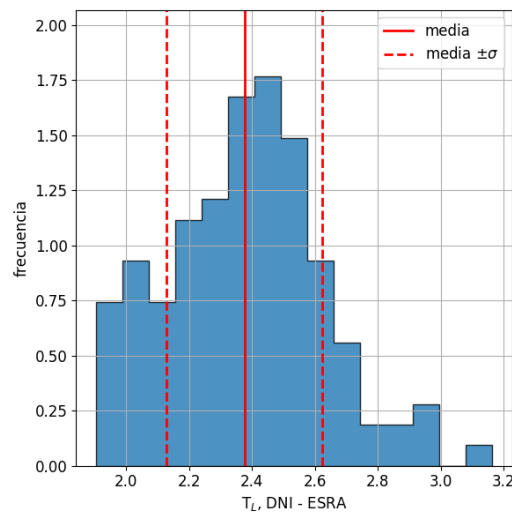


Figura 4.14: Histograma de T_L obtenidos a partir de información de DNI para LE en el mes de abril. Se muestra la media en $T_L=2.38$ y la desviación estándar de $\sigma = 0.27$.

Este método es el más adecuado para este fin, dado que está basado en un cálculo directo sobre medidas de DNI, de baja incertidumbre (ver [Tabla 3.6](#)) y menor probabilidad de error en la selección de muestras claras. Por otro lado, al requerir información de DNI de calidad (relativamente escasa), su uso no se puede generalizar a todo el territorio. Los ciclos obtenidos con este método en las tres estaciones se compararán más adelante con los resultados del método II, más adecuado para lograr representatividad espacial de los ciclos anuales.

Tabla 4.13: Ciclos de T_L obtenidos a partir de medidas de DNI (método I). Se indica la desviación estándar de la media de los valores en cada mes. Se pueden ver gráficamente en la [Figura 4.17](#).

	LE		LU		MS	
	T_L	σ	T_L	σ	T_L	σ
enero	2.6	0.2	2.7	0.4	2.9	0.3
febrero	2.6	0.2	2.5	0.3	2.7	0.2
marzo	2.6	0.3	2.4	0.2	2.5	0.2
abril	2.4	0.3	2.4	0.3	2.6	0.3
mayo	2.5	0.1	2.1	0.1	2.1	0.1
junio	2.1	0.1	2.4	0.2	2.2	0.2
julio	2.1	0.2	2.2	0.1	2.4	0.3
agosto	2.2	0.2	2.5	0.2	2.2	0.2
setiembre	2.4	0.3	2.7	0.3	2.6	0.3
octubre	2.7	0.4	2.7	0.4	2.6	0.3
noviembre	2.6	0.3	3.0	0.2	2.7	0.3
diciembre	2.5	0.2	2.6	0.2	2.5	0.2
Media	2.4	0.2	2.5	0.2	2.5	0.2

Método II: determinación de T_L a partir de medidas de GHI

Al igual que el método I, la estrategia se basa en utilizar el modelo ESRA. Sin embargo en este caso T_L no puede obtenerse analíticamente, por lo que se utilizó con T_L como parámetro de ajuste. Para cada mes los estimativos a nivel horario del modelo de cielo claro se compararon con mediciones utilizando un único T_L como variable. Luego se calcularon las métricas de desempeño de las series estimadas con las medidas de cielo claro, y se minimizaron con respecto a T_L para hallar el valor óptimo. Las métricas utilizadas son el MBD, RMSD y KSI.

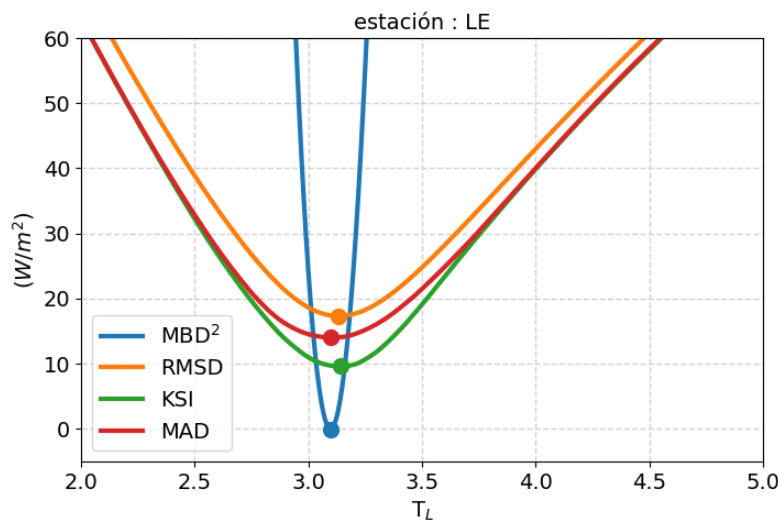


Figura 4.15: Sensibilidad de las métricas del modelo ESRA con el valor de T_L . En caso de MBD se minimiza su valor al cuadrado (de unidades $(W/m^2)^2$, no explicitadas en la figura). Los datos corresponden al mes de enero y la estación LE. La figura, adaptada de [Laguarda y Abal \(2016\)](#), es representativa de otros meses y estaciones.

En la [Figura 4.15](#) se muestra la dependencia de los indicadores del modelo con el valor de T_L para la estación LE en el mes de enero, destacando el mínimo para cada uno de ellos. Se observa que para todas las métricas el valor óptimo de T_L tiene pequeña variación. Este comportamiento se repite en todos los meses y sitios de medida. El valor de T_L se estableció como el promedio del obtenido con cada métrica. Se utilizó un procedimiento estándar de validación cruzada con muestreo al azar: para cada mes se determinó el T_L óptimo utilizando la mitad de los datos de cielo claro disponibles, seleccionados con un muestreo al azar. El procedimiento de ajuste y validación con separación 50/50 se repitió 1000 veces en forma independiente, y se reportan los valores medios de los T_L óptimos que resultan de las iteraciones. La desviación estándar de la media en las iteraciones en todos los casos es menor a 0.06 (o 2%). Este valor no debe entenderse como la incertidumbre en los valores de T_L , dado que solo incluye el error estadístico asociado al método de muestreo aleatorio. El error en T_L tiene como fuentes adicionales al error en las mediciones de GHI (3–5%), al del modelo utilizado e incertidumbre debida al procedimiento de selección de cielo claro. Esto hace que una incertidumbre realista para un T_L obtenido por este método sea mayor, en el rango del 10-15%.

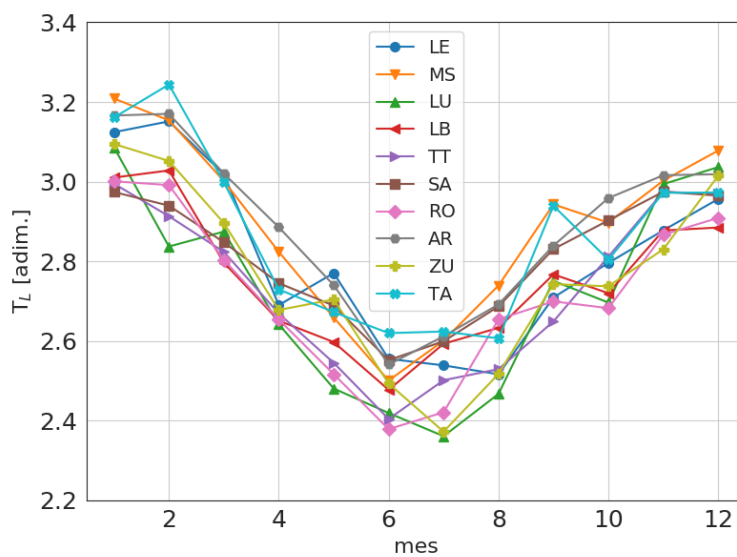


Figura 4.16: Ciclos de T_L obtenidos a partir de medidas de GHI (método II) y el modelo de ESRA. El error asignado a cada valor es menor al 10% y no se representa en la figura.

El procedimiento se llevó a cabo sobre los 12 meses en las 10 estaciones que cuentan con medidas de GHI, descritas en la [Sección 3.3](#). Las medidas de irradiación horaria correspondientes a cielo claro necesarias para hallar las métricas fueron seleccionadas con el algoritmo para GHI detallado en la [Sección 4.2](#). Los resultados del método se muestran en la [Figura 4.16](#) y en la [Tabla E.1](#).

Comparación entre los métodos I y II

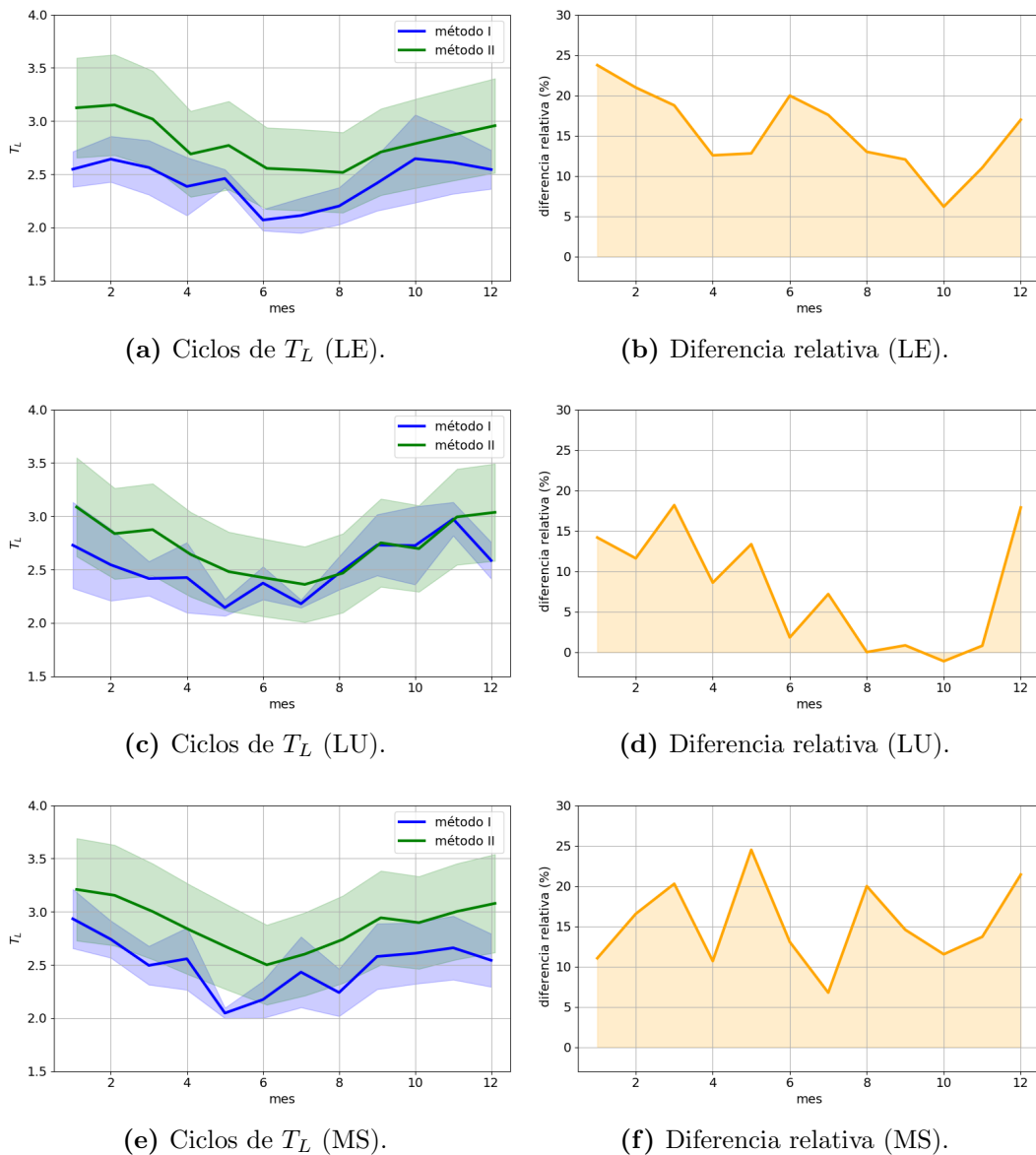


Figura 4.17: Comparación entre ciclos de T_L obtenidos por los métodos I y II en sitios que disponen de información simultánea de GHI y DNI. En las figuras de la derecha se muestran las diferencias relativa a la media del ciclo del método I. Las bandas sombreadas muestran la incertidumbre asignada en cada caso.

Se compararon los resultados entre los métodos I y II en las estaciones donde se dispone de medidas simultáneas de DNI y GHI, es decir en LE, LU y MS. En la [Figura 4.17](#) se muestran ambos ciclos para las tres estaciones y se incluyen sus diferencias relativas (con respecto al ciclo del método I). Se observa que los ciclos obtenidos del segundo método tienden a sobrestimar sistemáticamente el valor de la turbidez en todas las estaciones para todos los meses (con excepción de octubre en LU). Los indicadores medios muestran desvíos en el rango de 7–15 %, con rRMSD entre 10 y 16 % con respecto a los ciclos de referencia. Considerando las incertidumbres de cada método

y por la gran cobertura espacial de estaciones de [GHI](#), se utilizarán los ciclos de T_L hallados por el método II para caracterizar el comportamiento regional de la turbidez. Los resultados de ambos métodos muestran ser más adecuados que, por ejemplo, los provistos por el software *Meteonorm* para la región. *Meteonorm* genera ciclos de T_L en grillas de cobertura global a partir de un método que incorpora (según disponibilidad) información de radiación global (diaria y horaria), directa (horaria) e información de AERONET. Cuando se comparan con los ciclos obtenidos con el método I, los valores de *Meteonorm* tienden a sobrestimar T_L con sesgos entre 9 y 19 % y rRMSD entre 13 y 22 %. Detalles se muestran en la [Tabla E.3](#). La sub-estimación del método I no implica necesariamente un mal desempeño de [MISCC](#), como se verá más adelante.

4.3.2. Distribución espacial de T_L

La densidad de estaciones que registran [GHI](#) en el territorio permitió determinar la distribución espacial de los ciclos. En la [Figura 4.18](#) se observa para cada mes una interpolación espacial bicúbica de los valores de T_L en cada sitio. Allí se aprecia un gradiente en la dirección esencialmente en la dirección sur-norte, oscilando según el mes del año entre sudeste-noroeste (verano), sudoeste-noreste (invierno). Este gradiente y su variación estacional coinciden con los observados para la irradiación solar media mensual en [Laguarda et al. \(2020a\)](#) y en los [MSU-v1](#) y [MSU-v2](#). Este comportamiento es esperable dado que la obtención de T_L fue obtenida a partir de [GHI](#).

De las [Figuras 4.16](#) y [4.18](#) se observa que la distribución varía suavemente en el espacio y el tiempo. A partir de esta observación se realizó un agrupamiento (o *clustering*) de las estaciones de medida utilizando el método de *k-means* para agrupar las estaciones según T_L . El método *k-means*, detallado por ejemplo en [Wilks \(2011\)](#), es un método estándar de agrupación que requiere definir el número de grupos de antemano y una semilla para realizar el procedimiento, y ya ha sido utilizado en la regionalización del territorio en función de la radiación solar en [Laguarda et al. \(2020a\)](#). Se decidió clasificar a las estaciones en dos grupos utilizando como semilla los ciclos de las estaciones AR y LB (en los extremos sur y norte del país). Los resultados, esquematizados en la [Tabla 4.14](#) sugieren agrupar por un lado las estaciones LE, MS, SA, AR, TA, y por otro LU, LB, TT, RO, ZU.

Tabla 4.14: Clasificación de las estaciones de medida según los ciclos de turbidez de Linke.

Región	Sitios
Sur	LU, LB, TT, RO, ZU
Norte	LE, MS, SA, AR, TA

Estos dos grupos son consistentes en el espacio con una clara zonificación Norte y Sur, en esencia delimitada por el Río Negro. Esta zonificación es coincidente con la

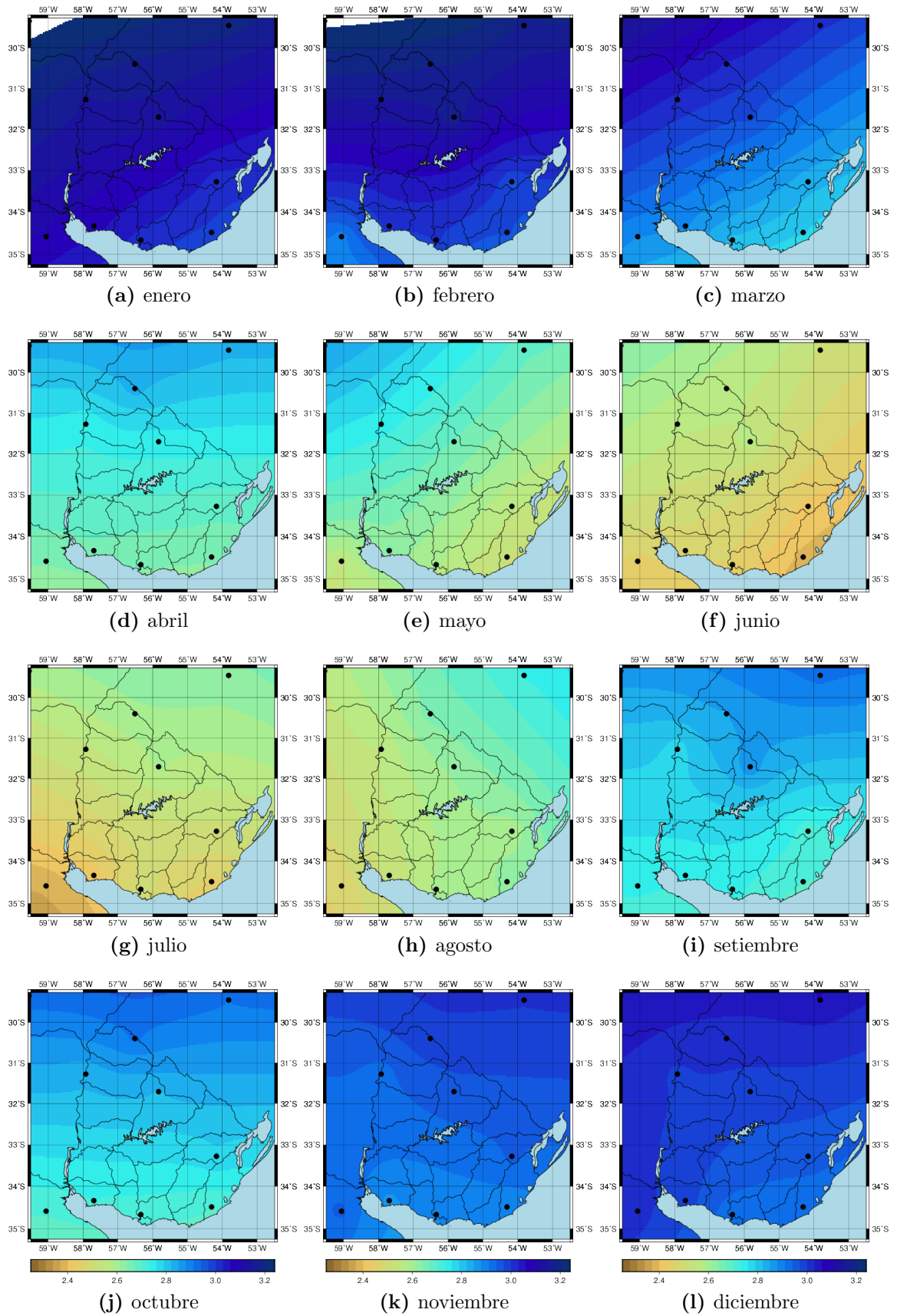


Figura 4.18: Distribución espacial de la turbidez Linke T_L para cada mes, interpolados a partir de la información obtenida para cada estación (puntos negros). La interpolación es bicúbica.

separación climática histórica utilizada para Uruguay, con un clima costero (Sur) y otro rural (Norte), y con la zonificación según la variabilidad de la RSS (Laguarda *et al.*, 2020a). La coherencia de la regionalización se evidencia en la Figura 4.19, donde se muestra el promedio de los ciclos para las estaciones perteneciente a cada grupo, mostrando la desviación estándar de la media para cada uno. También se muestra el promedio de todas las estaciones como referencia. Los valores tabulados se encuentran en la Tabla E.2.

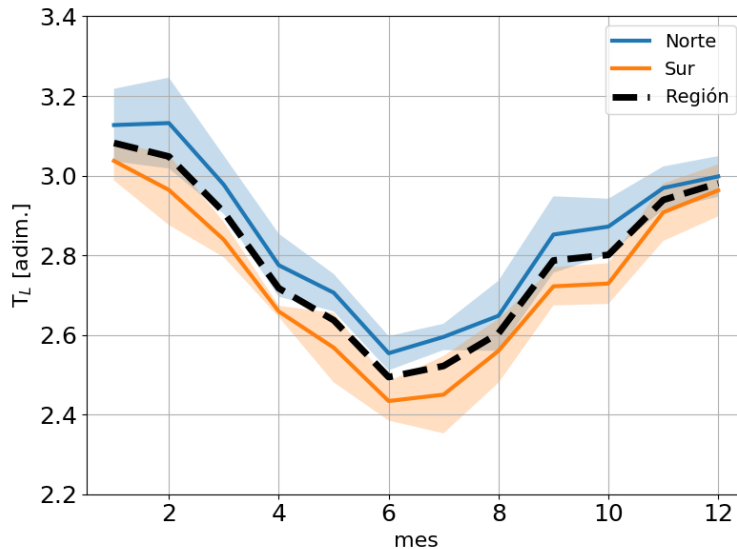


Figura 4.19: Ciclos de T_L de la Figura 4.16 agrupados en regiones Norte y Sur. Las bandas muestran la desviación estándar de la media en cada región. La línea punteada muestra el ciclo promedio en toda la región.

4.3.3. Otros métodos

Método II: KIP vs. ESRA

El método II (Subsección 4.3.1) supone, implícitamente, que sus resultados no dependen fuertemente del modelo de cielo claro usado. Sin embargo, si consideramos el método II usando el modelo KIP (Subsección 2.5.2) como referencia y comparamos los resultados con el caso anterior (modelo ESRA), surgen discrepancias entre los ciclos de T_L obtenidos, debido a diferencias en la formulación de los modelos. Mientras que ESRA calcula las componentes de la radiación solar basado en consideraciones físicas en base a T_L , el modelo KIP (Ineichen y Perez, 2002) integra a T_L de forma fenomenológica en su estructura (ajustada en 6 sitios en EUA y uno en Suiza). En la Figura 4.20 se muestra el diagrama de dispersión entre los ciclos de valores mensuales de T_L obtenidos en base a los modelos KIP y ESRA en las diez estaciones consideradas. Este resultado implica que el modelo KIP, cuando es alimentado con los ciclos hallados en la Subsección 4.3.1, muestre un desempeño sub-óptimo en la región. De forma de realizar una comparación

justa entre los modelos en la validación (Capítulo 5), se aplica una corrección lineal a los T_L de entrada del modelo KIP. Este procedimiento puede entenderse como un ajuste empírico local del modelo KIP. El resultado del ajuste de T_L , específico para cada sitio, se muestra en la Tabla 4.15.

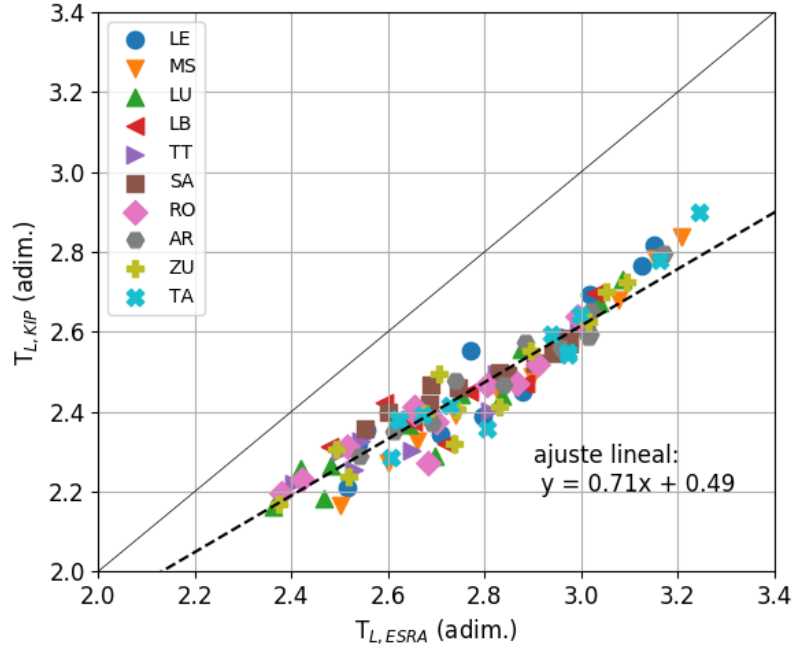


Figura 4.20: Comparación de los ciclos de T_L obtenidos con el método II, usando el modelo ESRA o KIP. Se muestra la regresión lineal entre ellos para visualizar la relación. La regresión por sitio se encuentra en la Tabla 4.15.

Tabla 4.15: Regresión lineal entre los ciclos de T_L obtenidos con el método II utilizando el modelo ESRA y el modelo KIP. $T_L^{KIP} = c_1 T_L^{ESRA} + c_0$.

	LE	MS	LU	LB	TT	SA	RO	AR	ZU	TA	Promedio
c_1	0.82	0.91	0.75	0.58	0.64	0.47	0.66	0.75	0.74	0.82	0.71
c_0	0.20	-0.11	0.39	0.86	0.67	1.16	0.63	0.37	0.40	0.18	0.49

Algoritmos para T_L basados en AOD y vapor de agua

Como se mencionó en la Subsección 2.4.4, existen algoritmos para relacionar T_L con otras variables atmosféricas, como el algoritmo de Ineichen (Ineichen, 2008b) o el de Remund (Remund *et al.*, 2003), que relaciona T_L con información de AOD y w , según las Ecs. 2.34 y 2.35, respectivamente. En la Figura 4.21 se muestra, para LE, el T_L (a escala horaria) obtenido utilizando estos algoritmos con información atmosférica MERRA-2, comparado con el de la serie horaria obtenida en el procedimiento del método I. La figura incluye las métricas de desempeño para esa estación en cada caso. Los estimativos del algoritmo de Ineichen muestran un desvío positivo en las tres estaciones, entre 11 y

25 % y un rRMSD entre 15 y 27 %. El algoritmo de Remund tiene un comportamiento similar pero un poco más preciso, con desvíos entre 3 y 20 % y rRMSD entre 12 y 23 %. En ambos casos las métricas son menores en MS y mayores en LE. La precisión de estos algoritmos fenomenológicos se encuentra en el rango de otras alternativas con buena cobertura espacial (Meteonorm, método II). Su uso puede resultar útil para estimar T_L si se cuenta con información atmosférica precisa o existe la posibilidad de adaptar localmente las expresiones que vinculan estas cantidades.

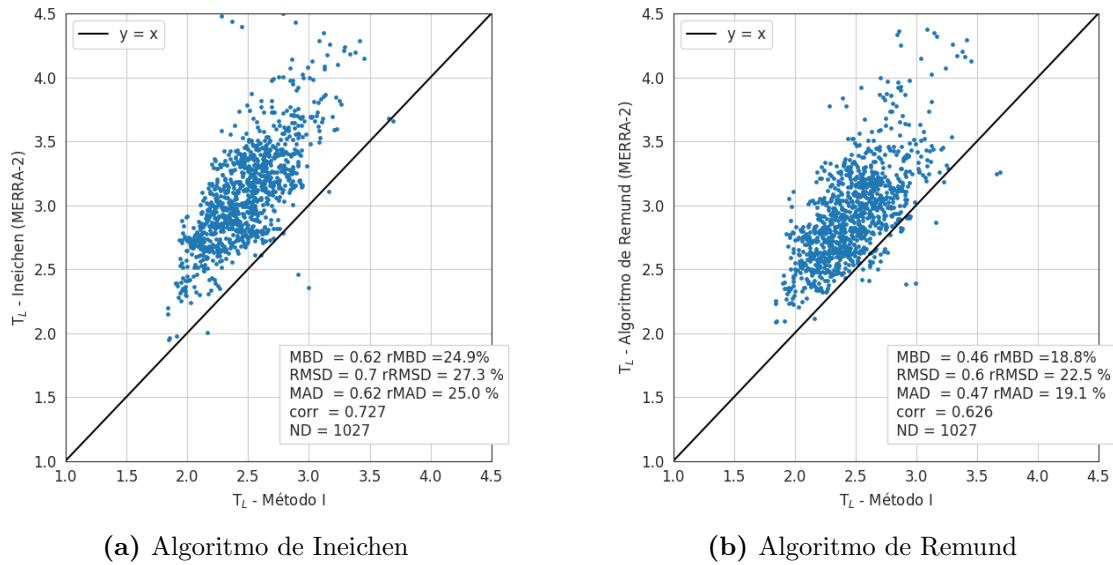


Figura 4.21: Comparación entre las series horarias de T_L obtenidas de información de DNI (método I) y algoritmos en base a AOD y vapor de agua.

Capítulo 5

Irradiación solar en cielo claro

Los modelos de irradiancia solar de cielo claro ([MISCC](#)) son la base de los modelos satelitales para toda condición de cielo estudiados en este trabajo. Su desempeño, además de depender de las condiciones geográficas y características del clima local, depende de la disponibilidad de datos atmosféricos de calidad. Como consecuencia, la elección del [MISCC](#) más adecuado debe ser llevada a cabo localmente.

Existen decenas de propuestas de [MISCC](#) ([Antonanzas-Torres *et al.*, 2019](#); [Gueymard, 2012](#)) de diferente complejidad, como se describe en la [Sección 2.5](#). El número de variables atmosféricas de entrada que requieren varían entre 0, en el caso de los más primitivos, y 8 en los más sofisticados. Los modelos con formulación más detallada tienen el potencial de ser muy precisos si se dispone de buena información de la atmósfera para cada instante. Por otro lado, los modelos más simplificados son capaces de alcanzar incertidumbres de estimación aceptables, aunque la información disponible no sea abundante o detallada ([Polo *et al.*, 2019](#); [Zhong y Kleissl, 2015](#)).

En este Capítulo se evalúa el desempeño local en la Pampa Húmeda de cinco [MISCC](#) de relevancia, que utilizan diferentes métodos para describir el estado de la atmósfera local. Los modelos se implementan y validan a nivel horario según la metodología descrita en la [Sección 5.1](#). Los resultados se discuten por separado para [GHI](#) ([Sección 5.2](#)) y [DNI](#) ([Sección 5.3](#)). En cada caso se exploran variantes en la información de entrada, que se pueden dividir en dos grupos: ciclos anuales de turbidez de Linke obtenidos localmente e información atmosférica intradiaria (MERRA-2 o CAMS). Los resultados para la componente [GHI](#) han sido publicados en [Laguarda y Abal \(2017\)](#) y [Laguarda *et al.* \(2020b\)](#). Los de [DNI](#) están pendientes de publicación. Finalmente, en la [Sección 5.4](#), se analiza el impacto de la incertidumbre asociada a las variables atmosféricas provistas por la base MERRA-2 (destacada en el [Capítulo 4](#)) en las estimaciones de radiación de cielo despejado. Los resultados de este análisis han sido publicados en [Laguarda y Abal \(2020\)](#).

5.1. Metodología de la validación

El rendimiento de un MISCC está condicionado por la calidad de la información de la atmósfera local que utiliza como entrada. Conceptualmente cada modelo debe entenderse entonces como las expresiones analíticas que lo conforman más la información atmosférica que se utiliza. Aquí se validan en la región estimativos de GHI y DNI obtenidos a partir de cinco MISCC, introducidos en la Sección 2.5: ESRA, Kasten-Ineichen-Perez (KIP), SOLIS simplificado (SOLs), REST2 y McClear, cuyas variables de entrada originales se detallan en la Tabla 2.6. Los estimativos de los modelos son generados a partir de diferente información atmosférica. Por un lado, se utilizan los ciclos de la turbidez de Linke, determinados en la Subsección 4.3.1, en los modelos KIP y ESRA. Por otro lado, se utiliza información horaria de la base de reanálisis MERRA-2. Como se discutió en la Sección 4.1, los estimativos satelitales de algunas variables atmosféricas pueden ser aproximaciones gruesas a la realidad local. En esa Sección se analizó en detalle la incertidumbre de bases de datos, destacando a MERRA-2 por sobre otras opciones de origen satelital, como MODIS. La base MERRA-2 presenta además la ventaja de proveer datos de mayor resolución temporal, alcanzando la cadencia horaria. Esta base se utiliza en los modelos ESRA, KIP, SOLs y REST2. También se considera información tri-horaria de la base CAMS-ECMWF (Subsección 3.1.5) en el modelo McClear.

Los modelos de GHI y DNI se implementan en los sitios definidos en la Tabla 3.5 a escala horaria, realizando los cálculos para el centro del intervalo horario, como es habitual. En el caso de modelos basados en ciclos anuales de T_L (un valor por mes), el ciclo se interpola linealmente en base diaria a partir del valor mensual asignado al día medio de cada mes. Este procedimiento permite asignar un valor de T_L a cada día, y no implica gran pérdida o ganancia de precisión en los modelos. El procedimiento se realiza para evitar un comportamiento discontinuo, y por tanto no físico, de los estimativos de irradiación en las interfases de cada mes.

Para la validación se utilizan como referencia las medidas de irradiación resultantes del procedimiento de control de calidad presentado en la Subsección 3.3.3. Para GHI se utilizan diez estaciones de medida, que son las estaciones tipo I y tipo II descritas en la Sección 3.3. Para DNI se utilizan las tres estaciones tipo I que son las que miden esa componente en la región de estudio. Para seleccionar las mediciones de cielo claro se utilizan los algoritmos presentados en la Sección 4.2, cuyos resultados se muestran por componente en las Tablas 4.11 y 4.12. El desempeño de los modelos es cuantificado a través de las métricas presentados en la Sección 2.1; MBD y RMSD, sus versiones relativas a la media de las medidas y el KSI.

En las Secciones 5.2 y 5.3 se discute, de forma independiente para GHI y DNI, la validación de las series de irradiación de cielo claro generadas (modelos + información

atmosférica) más relevantes. Las métricas de desempeño presentadas corresponden al promedio ponderado entre sitios, de modo de dar más peso a los conjuntos de datos más precisos. Los pesos en la ponderación se definieron como C/σ_I^2 , donde σ_I es la incertidumbre de la medida de irradiación en cada sitio (ver [Tabla 3.6](#)) y la constante C asegura que la suma de los pesos sea 1. La ponderación resultante se muestra en la [Tabla 5.1](#). En las Tablas [E.6](#) y [E.7](#) se incluyen los resultados de la validación discriminados por sitio y resultados adicionales asociados a series generadas con variantes (modelos+información) menos relevantes, no discutidas aquí en detalle para no entorpecer la lectura.

Tabla 5.1: Ponderación utilizada para el promediado entre sitios. Los pesos están normalizados y son proporcionales a $1/\sigma_I^2$, donde σ_I es la incertidumbre de la medida de irradiación ([Tabla 3.6](#)).

	Ponderación para el promediado espacial									
	LE	MS	LU	LB	TT	SA	RO	AR	ZU	TA
GHI	0.205	0.074	0.205	0.074	0.074	0.074	0.074	0.074	0.074	0.074
DNI	0.444	0.111	0.444	–	–	–	–	–	–	–

Con el fin de facilitar la discusión llevada a cabo se propone una valoración del desempeño de [MISCC](#) según su componente, basada en las categorizaciones utilizadas por [Antonanzas-Torres et al. \(2019\)](#); [Engerer y Mills \(2015\)](#). Las categorías de desempeño: pobre (P); medio (M); bueno (B) y muy bueno (MB) se definen en función de rMBD y rRMSD y se muestran en la [Tabla 5.2](#).

Tabla 5.2: Valoración del desempeño de modelos de cielo claro a nivel horario en función requisitos en rMBD y rRMSD. La tabla muestra las cotas superiores de cada categoría y cada modelo es valorado con la calificación más alta que verifica.

	GHI		DNI	
Valoración	rMBD	rRMSD	rMBD	rRMSD
Muy bueno (MB)	< 2 %	< 3 %	< 3 %	< 7 %
Bueno (B)	< 3 %	< 5 %	< 5 %	< 10 %
Medio (M)	< 4 %	< 7 %	< 7 %	< 14 %
Pobre (P)	otro caso		otro caso	

5.2. Validación de GHI en cielo claro

Se presenta la validación de [MISCC](#) en función del tipo de información atmosférica de entrada que utilizan los modelos: ciclos anuales de T_L ; información de aerosoles y vapor de agua o de T_L basados en información horaria MERRA-2; información de reanálisis CAMS.

5.2.1. Atmósfera caracterizada por T_L

Turbidez adaptada al sitio

Se evaluaron los modelos ESRA y KIP basados en ciclos anuales de T_L (método II, [Subsección 4.3.1](#)) calculados específicamente para cada sitio. En el caso del modelo KIP se utilizaron también los ciclos adaptados específicamente, como se discutió en la [Subsección 4.3.3](#). La adaptación utilizada es con los parámetros espaciales promedio (ver la [Tabla 4.15](#)), dado que no hay pérdida apreciable de precisión del modelo en comparación con la adaptación específica para cada sitio.

Los resultados de desempeño se presentan en la [Tabla 5.3](#). Las métricas desglosadas por sitio pueden encontrarse en el [Apéndice E](#). Según los criterios de valoración definidos ([Tabla 5.2](#)), tanto el modelo ESRA como el modelo KIP con T_L adaptado tienen en promedio un muy buen desempeño en la región.

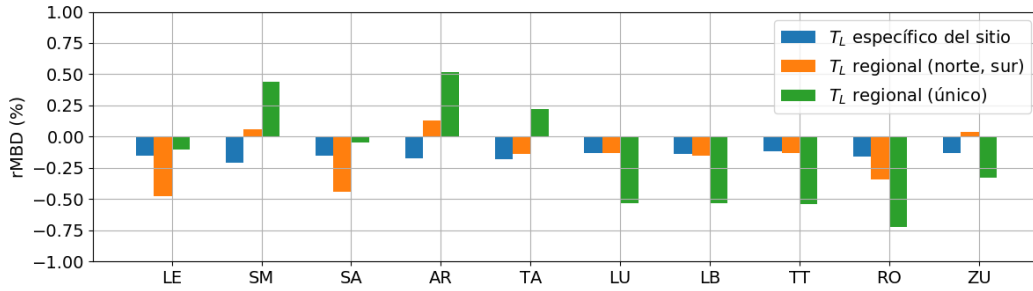
Tabla 5.3: Validación de estimativos de GHI en cielo claro basados en ciclos de T_L específicos para cada sitio (método II). Se muestran los promedios (ponderados) sobre las diez estaciones (la información desglosada se encuentra en la [Tabla E.6](#)). En la última fila se muestra el número de datos horarios utilizado en promedio y su media en Wh/m^2 .

GHI en cielo claro			
Métricas	ESRA (T_L -MII)	KIP (T_L -MII)	KIP (T_L -MII adap.)
rMBD (%)	-0.2	-2.1	-0.1
rRMS (%)	2.9	3.4	2.8
KSI (Wh/m^2)	5.2	13.1	3.4
Valoración	MB	B	MB
# datos: 4248 por estación (promedio), $\langle I_h \rangle = 626 \text{ Wh/m}^2$			

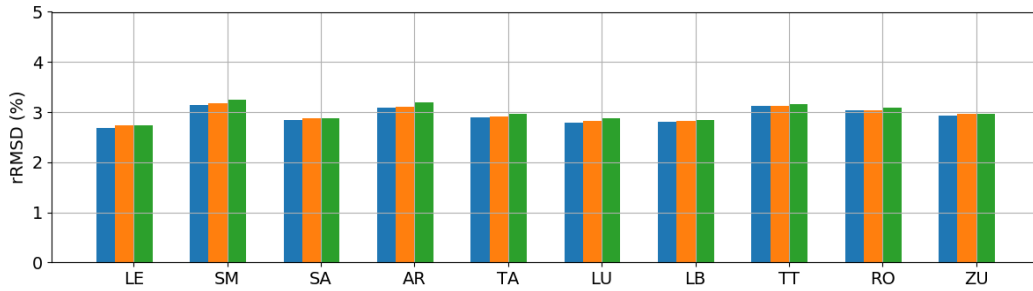
Turbidez regional

En la [Subsección 4.3.2](#) se clasificaron los diez sitios de medida en dos grupos en función de los ciclos de T_L (ver [Tabla 4.14](#)). Los grupos son consistentes espacialmente y definen regiones del territorio (norte y sur), donde se determinaron los ciclos de turbidez promedio. Para cuantificar el impacto de la regionalización en el desempeño de modelos de cielo claro basados en T_L , se implementó el modelo ESRA utilizando como información de entrada: (i) el ciclo T_L hallado específicamente para cada sitio; (ii) el T_L de su región correspondiente (norte o sur) o (iii) el ciclo promedio único para toda la región (ver [Tablas E.1](#) y [E.2](#)).

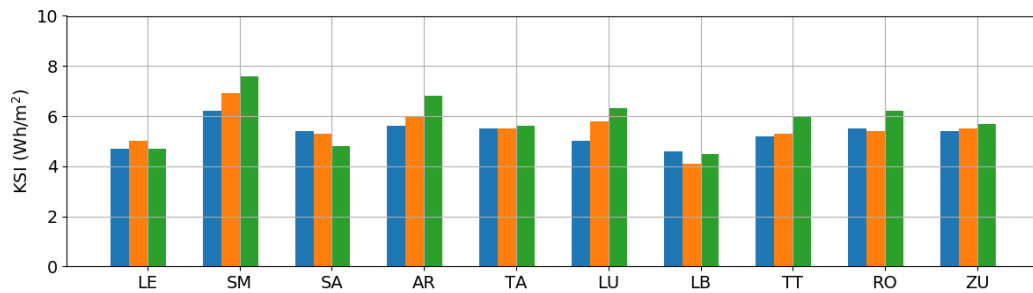
La [Figura 5.1](#) muestra la variación en el desempeño del modelo para diferentes ciclos de turbidez. El rMBD varía al pasar de ciclos específicos a ciclos regionales, siempre con diferencias menores a 0.6%. El aumento en el rRMSD al utilizar ciclos regionales es marginal (menor al 0.1%), mientras que KSI aumenta menos de 0.5 Wh/m^2 . El



(a) rMBD.



(b) rRMSD.



(c) KSI.

Figura 5.1: Variación en las métricas de desempeño rMBD, rRMSD y KSI de GHI del modelo ESRA utilizando: ciclos de T_L específicos para la cada sitio (Figura 4.16); ciclos para las regiones norte y sur (Figura 4.19); y un ciclo único para toda la región. En cada gráfica, las cinco estaciones a la izquierda corresponden a la región norte y las cinco a la derecha a la sur.

desempeño en todos los casos es muy bueno. Para todas las métricas, en promedio el ciclo único arroja resultados un poco inferiores que los ciclos norte/sur. En particular, en las estaciones que conforman la región sur, la subestimación es más relevante cuando se utiliza el ciclo único. Se concluye que el uso de ciclos norte/sur no afecta el muy buen desempeño de ESRA en los sitios estudiados, permitiendo ampliar su uso a nuevas ubicaciones en la región. El caso del ciclo único es similar, pero implica un aumento en la subestimación de la irradiación de cielo claro en la región sur.

5.2.2. Atmósfera caracterizada por MERRA-2

Se validaron los modelos ESRA, KIP, SOLs y REST2 implementados con información horaria MERRA-2. Cada modelo tiene diferentes requerimientos en sus variables

de entrada en su forma original (ver la [Tabla 2.6](#)). En el caso de ESRA y KIP, que requieren conocer la turbidez atmosférica, se utilizaron el algoritmo de Ineichen y el de Remund (Ecs. [2.34](#) y [2.35](#)), para obtener una serie horaria de T_L (se los indica con el subíndice I o R , respectivamente). Para calcular AOD_{700} , necesario para SOLs, se utilizó la [Ec. \(2.22\)](#) con datos de AOD_{550} y α . En el caso de REST2, sus variables más importantes (AOD_{550} , w y α) y la columna de ozono están incluidas en MERRA-2. Las demás variables requeridas por el modelo fueron fijadas según los valores recomendados ([Gueymard, 2008](#)).

En la [Tabla 5.4](#) se muestran los resultados de la validación promediados sobre los diez sitios. En este caso los modelos ESRA_R , ESRA_I , SOLs y REST2 tienen un buen desempeño, donde REST2 es el más preciso. KIP muestra en ambos casos un desempeño de nivel medio.

Tabla 5.4: Validación de estimativos de GHI en cielo claro de modelos alimentados con información horaria MERRA-2. Los subíndices I y R indican el algoritmo usado para estimar T_L (Ineichen y Remund). Se muestran los promedios (ponderados) sobre las diez estaciones. En la última fila se muestra el número de datos horarios utilizado en promedio, y su media en Wh/m^2 .

GHI en cielo claro (MERRA-2)						
Métricas	ESRA_I	ESRA_R	KIP_I	KIP_R	SOLs	REST2
rMBD (%)	-2.1	-1.2	-3.8	-3.0	-2.4	-0.4
rRMSD (%)	3.5	3.4	4.6	4.1	4.9	3.5
KSI (Wh/m^2)	13.8	9.6	23.9	18.9	9.8	4.2
Valoración	B	B	M	M	B	B
# datos: 4248 por estación (promedio), $\langle I_h \rangle = 626 \text{ Wh/m}^2$						

5.2.3. Atmósfera caracterizada por CAMS

McClear se basa en [LUT](#) desarrolladas a partir de cálculos detallados de transferencia radiante, como se indicó en la [Subsección 2.5.6](#). Desde el punto de vista del usuario es un modelo tipo caja negra, por lo que sus estimativos horarios fueron descargados directamente del portal de CAMS¹ para la validación. El modelo se basa en información tri-horaria de AOD_{550} y w de la base de reanálisis CAMS. En la [Tabla 5.5](#) se muestra el muy buen desempeño promedio del modelo a nivel regional.

5.2.4. Resumen y discusión para GHI

Casi todos los modelos estudiados presentaron un desempeño bueno o muy bueno en términos de rMBD y rRMSD (según la [Tabla 5.2](#)) y al compararlos con validaciones en la bibliografía ([Tabla 2.8](#)). Se destacan en particular los modelos ESRA y KIP (con ciclos específicos del sitio o regionales) y McClear con rRMSD similares, e incluso por

¹<http://www.soda-pro.com/web-services/radiation/cams-mcclear>

Tabla 5.5: Validación de estimativos de GHI del modelo McClear, basado en información de reanálisis de CAMS. Se muestra el promedio ponderado sobre las diez estaciones (la información desglosada se encuentra en la [Tabla E.6](#)). El número de datos horarios utilizado y su media en Wh/m² son los mostrados en la [Tabla 5.3](#).

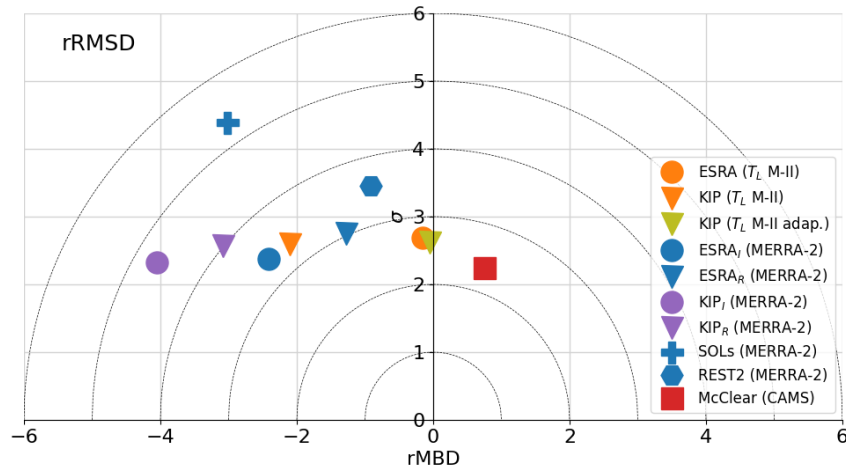
GHI en cielo claro (CAMS)	
Métricas	McCClear
rMBD (%)	+1.2
rRMS (%)	2.8
KSI (Wh/m ²)	7.5
Valoración	MB

debajo de la incertidumbre asignada a las medidas, dependiendo de la estación. Los modelos basados en ciclos de T_L promediados en regiones (norte/sur) no mostraron pérdida significativa de precisión comparados a los que usan un T_L específico para cada sitio. Este resultado sustenta la posibilidad de emplear el modelo ESRA en ubicaciones arbitrarias de la región basándose en estos ciclos. El modelo KIP, cuando fue implementado con el T_L determinado a través del método II (ajustado especialmente para el modelo) alcanzó un buen desempeño. En este caso se observó que el ajuste de la información de turbidez de entrada no tiene por qué ser local, sino que alcanza con una corrección general para todos los sitios. Los modelos basados en información MERRA-2 mostraron en general un desempeño levemente inferior. En el caso de ESRA y KIP puede deberse a la mediación de los algoritmos para determinar T_L . Por otro lado, el desempeño de REST2, que usa directamente la información MERRA2, es muy bueno. El KSI, que mide la similitud estadística entre la serie de medidas y los datos, distingue a los modelos REST2 y McClear (en ese orden) en el caso de los modelos que utilizan información atmosférica intra-diaria.

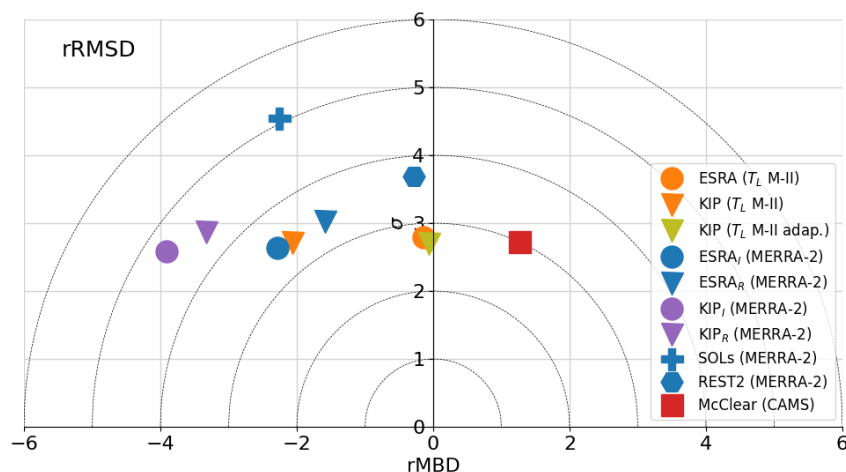
Una forma útil de visualizar los resultados es a través de diagramas circulares, que utilizan la relación entre MBD, RMSD y la desviación estándar¹ (σ_d) de los residuos ($d_i = \hat{y}_i - y_i$), que verifican $\text{RMSD}^2 = \sigma_d^2 + \text{MBD}^2$. En un diagrama circular se grafica MBD vs. σ_d , de modo que la distancia al origen es el RMSD. En la [Figura 5.2](#) se muestra el diagrama circular de las variantes de modelos de GHI para las estaciones de LE y LB. El σ_d de la mayoría de los modelos es similar en todos los sitios, ubicándose entre 2.5 y 3%, lo que sugiere que las diferencias de rRMSD están afectadas principalmente por el sesgo en los estimativos. Este efecto es una particularidad de la evaluación para cielo despejado, dado que tanto las series estimadas como medidas (para ambas componentes) varían suavemente en curvas cualitativamente similares. Como consecuencia las series pueden mostrar diferencias sistemáticas (sesgo), que influyen en el RMSD. Este aspecto añade relevancia al sesgo en la evaluación de desempeño de MISCC, directamente relacionado con el sesgo en las variables de entrada utilizadas, como se

¹ $\sigma_d = \sqrt{\langle (d - \langle d \rangle)^2 \rangle}$.

discutirá en la [Sección 5.4](#).



(a) estación LE



(b) estación LB

Figura 5.2: Diagramas circulares σ_d vs. rMBD (porcentuales) para los estimativos de GHI de modelos de cielo claro. La distancia al origen es el rRMSD (%).

Para un estudio más detallado, se seleccionaron cuatro modelos según sus características y desempeño: ESRA y KIP, basados en ciclos estacionales de T_L , por su buen balance entre simplicidad y precisión; REST2, basado en información MERRA-2 horaria; McClear, seleccionado por ser el único basado en información CAMS. Todos muestran una gran concordancia con las medidas en tierra, como se observa en las Figuras 5.3 y 5.4. En la primera se muestran las gráficas de dispersión para ESRA (a) y REST2 (b), mientras que en la segunda se muestran las series temporales para tres días claros consecutivos, a modo de ejemplo.

A efectos de desglosar el error en términos de la masa de aire, en la [Figura 5.5](#) se muestra la dependencia del rMBD y el rRMSD (normalizados con la media de las

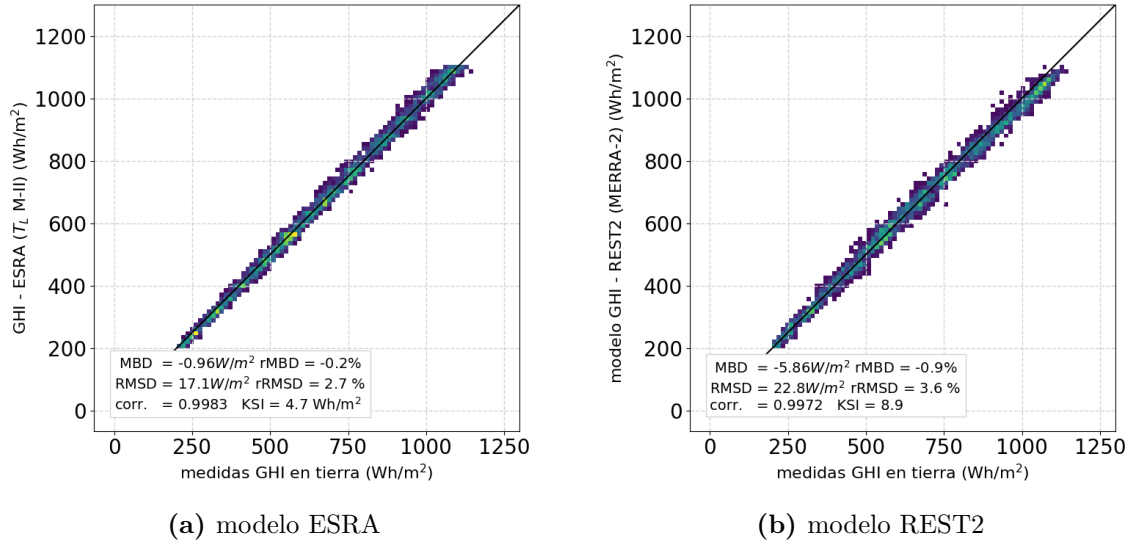


Figura 5.3: Gráficas de dispersión para modelos seleccionados de GHI; ESRA y REST2.

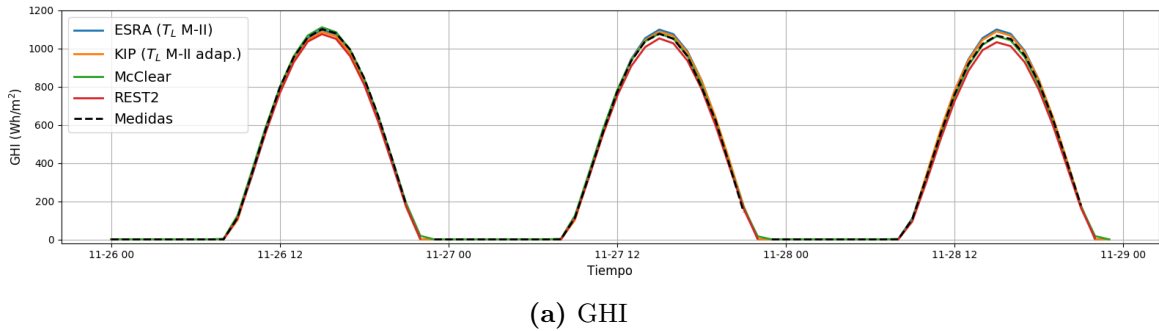


Figura 5.4: Series temporales para modelos de cielo claro seleccionados para tres días consecutivos de 2017 en la estación LE.

medidas total, 626 Wh/m^2) con el coseno del ángulo cenital para los modelos seleccionados. Las curvas que se muestran resultan del promedio entre estaciones, mientras que las bandas de error representan una desviación estándar de los indicadores (P68 asumiendo distribución normal). ESRA y KIP, basados en la turbidez local, subestiman la irradiación solar de cielo claro cuando la altura solar es baja y sobrestiman cerca del mediodía solar ($\cos \theta_z \approx 1$). REST2 muestra una clara subestimación cerca del mediodía solar y McClear muestra una sobreestimación sistemática. Por otro lado, todas las dispersiones aumentan con altura solar (donde la irradiación es mayor).

El modelo McClear tiene el mejor desempeño, con el problema de ser un modelo no implementable fácilmente. ESRA con T_L regional aparece como la alternativa con mejor balance entre simplicidad y desempeño. El modelo REST2 es el de mayor potencial de mejora, en la medida en que se cuente con información local de calidad.

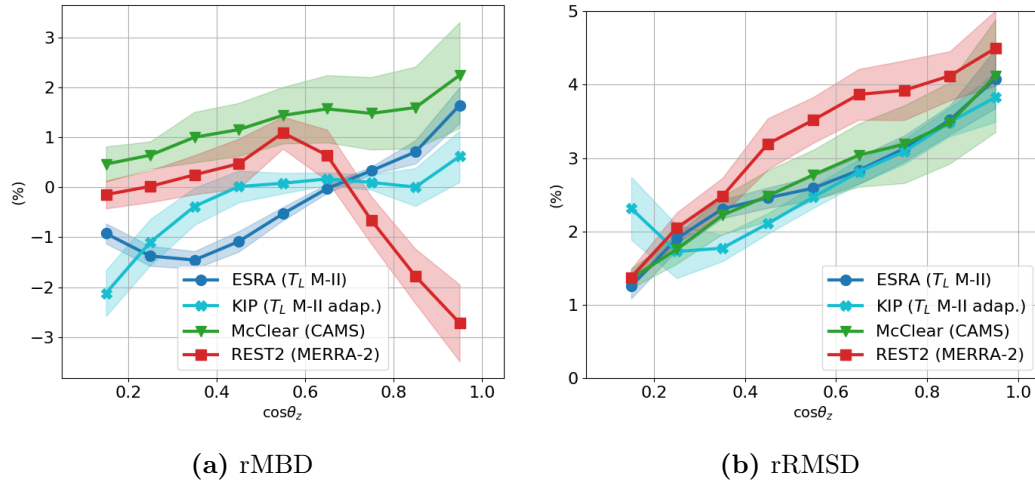


Figura 5.5: Métricas de 4 modelos de GHI seleccionados en función del coseno del ángulo cenital, normalizadas con la media de las medidas, 626 Wh/m^2 . Se muestra el promedio sobre las diez estaciones. Las bandas de error representan una desviación estándar de los indicadores entre sitios (P68 asumiendo distribución normal).

5.3. Validación de DNI en cielo claro

La DNI es más sensible al estado de la atmósfera que GHI y presenta una mayor variabilidad, por lo cual los modelos de cielo claro para DNI se analizan por separado. Al igual que en la [Sección 5.2](#), se ordena la validación en función de la información de entrada. Primero se muestra la validación de modelos basados en ciclos de T_L , luego de información horaria MERRA-2 y por último el modelo McClear, basado en CAMS.

5.3.1. Atmósfera caracterizada por T_L

Se evaluaron los modelos ESRA y KIP basados en ciclos de T_L (método II). Para ser utilizado en KIP, a T_L se le aplica la adaptación con coeficientes regionales, en vez de específicos de cada sitio (ver la [Tabla 4.15](#)), dado que la precisión del modelo no se resiente de forma apreciable. En forma independiente, los modelos también se evaluaron al ser usados con los ciclos de T_L obtenidos con el método I ([Subsección 4.3.1](#)). La [Tabla 5.6](#) muestra el promedio ponderado (en las tres estaciones que miden DNI) de las métricas de desempeño (la información desglosada se encuentra en el [Tabla E.7](#)).

El modelo ESRA basado en ciclos de T_L determinados con el método II, mostró un desempeño pobre. Este no es el caso del modelo KIP, que alcanzó un buen desempeño, tanto en el caso de T_L adaptado como en el que no (con diferente signo en el sesgo). El uso de ciclos regionales (norte/sur o único) de turbidez en ESRA, que no son mostrados aquí, tiene impacto mínimo en estos modelos, similar a lo mostrado para GHI en la [Figura 5.1](#). Los resultados se pueden ver (por estación) en la [Tabla E.7](#), donde se aprecia un cambio de rRMSD menor al 1%, dentro de un desempeño pobre del modelo

Tabla 5.6: Validación de estimativos de **DNI** de modelos de cielo claro basados en ciclos de turbidez determinados con los métodos I y II. Se muestran los promedios ponderados de las métricas sobre las tres estaciones. En la última fila se muestra el número de datos horarios utilizado y su media.

DNI en cielo claro					
Métricas	ESRA (T_L -MII)	KIP (T_L -MII)	KIP (T_L -MII adap.)	ESRA (T_L -MI)	KIP (T_L -MI)
rMBD (%)	-5.9	-2.2	+3.5	-0.4	-0.2
rRMS (%)	8.6	6.6	6.9	5.4	5.5
KSI(Wh/m ²)	49.6	23.9	31.5	8.2	10.4
Valoración	M	MB	B	MB	MB
# datos: 831 por estación (promedio), $\langle I_b \rangle = 836$ Wh/m ²					

en general, debido al uso de ciclos T_L basados en GHI. Tanto ESRA como KIP, cuando utilizan ciclos T_L determinados con el método I mostraron un desempeño muy bueno. La mejora con el uso de estos ciclos es esperable dado que son determinados utilizando información de DNI. Por supuesto, la turbidez es una característica física del entorno e idealmente no debería depender del método con el que se determina (basado en GHI o en DNI). Este defecto, notado previamente por [Gueymard \(2018\)](#), parecer ser una limitación de los modelos basados en T_L : requieren diferentes ciclos T_L (para la misma atmósfera) para modelar las diferentes variables en forma precisa.

5.3.2. Atmósfera caracterizada por MERRA-2

Se implementaron los modelos ESRA, KIP, SOLs y REST2 basados en información MERRA-2 con el mismo procedimiento descrito en la [Subsección 5.2.2](#). La [Tabla 5.7](#) muestra los resultados de la validación.

Tabla 5.7: Validación de estimativos horarios de **DNI** de modelos de cielo claro basados en información MERRA-2. Los subíndices I y R indican el algoritmo usado para estimar T_L (Ineichen y Remund). Se muestran los promedios de las métricas sobre las tres estaciones. En la última fila se muestra el número de datos horarios utilizado en promedio y su media.

DNI en cielo claro (MERRA-2)						
Métricas	ESRA_I	ESRA_R	KIP_I	KIP_R	SOLs	REST2
rMBD (%)	-9.1	-6.8	-5.2	-3.1	-0.8	-2.8
rRMS (%)	10.6	9.1	7.7	6.8	6.2	6.4
KSI(Wh/m ²)	76.3	58.2	44.2	30.8	22.8	26.3
Valoración	P	M	B	B	MB	MB
# datos: 831 por estación (promedio), $\langle I_b \rangle = 836$ Wh/m ²						

El desempeño de los modelos ESRA y KIP con información horaria MERRA-2 horaria no alcanza al desempeño de SOLs y REST2, que muestran un muy buen desempeño en promedio. SOLs tuvo sesgos de 3% y de signo opuesto en LE y MS, haciendo que el sesgo promedio sea pequeño (ver [Tabla E.7](#) para más detalles). Esto también se observó en REST2 en las estaciones LU y MS (sesgos de $\pm 1.5\%$) y un sesgo importante

de casi -5 % en LE perjudica al resultado reportado en la [Tabla 5.7](#).

5.3.3. Atmósfera caracterizada por CAMS

La [Tabla 5.8](#) muestra los resultados de los estimativos de DNI del modelo McClear, basado en información de reanálisis CAMS. Su precisión es en promedio muy buena, como consecuencia de un muy buen desempeño en LE, y bueno en MS y LU (el desglose por estación se encuentra en la [Tabla E.7](#)).

Tabla 5.8: Validación de DNI del modelo McClear, basado en información CAMS. Se muestran los promedios de las métricas sobre las 3 estaciones. El número de datos horarios utilizado en promedio y su media en Wh/m² son los mismos que los que se muestran en la [Tabla 5.7](#).

DNI en cielo claro (CAMS)	
Métricas	McCclear
rMBD (%)	-1.1
rRMS (%)	6.3
KSI(Wh/m ²)	21.2
Valoración	MB

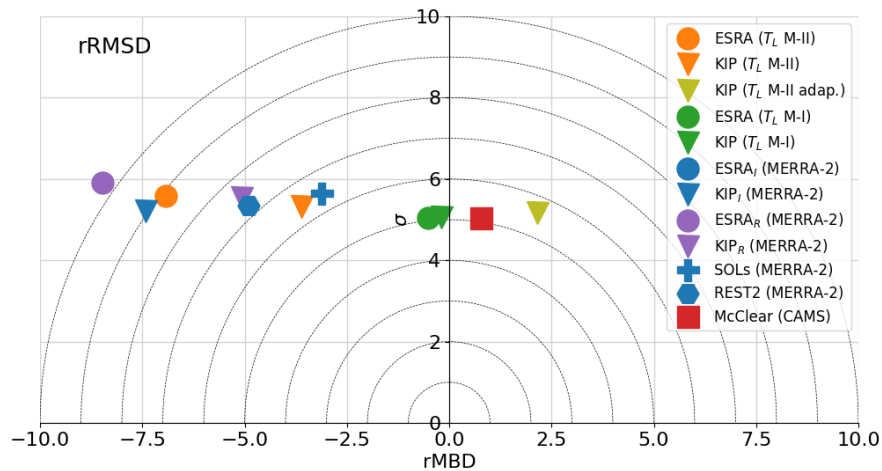
5.3.4. Resumen y discusión para DNI

De los modelos estudiados solo un pequeño grupo mostró un muy buen desempeño ($rRMSD < 7\%$ y $rMBD < |3|\%$) y, a diferencia del modelado de GHI, ninguno alcanzó la cota de 2–4 % impuesta por la incertidumbre de las medidas. Estos resultados están en la línea de lo reportado en la literatura para modelos recomendados en estudios de validación relevantes (resumidos en la [Tabla 2.8](#)).

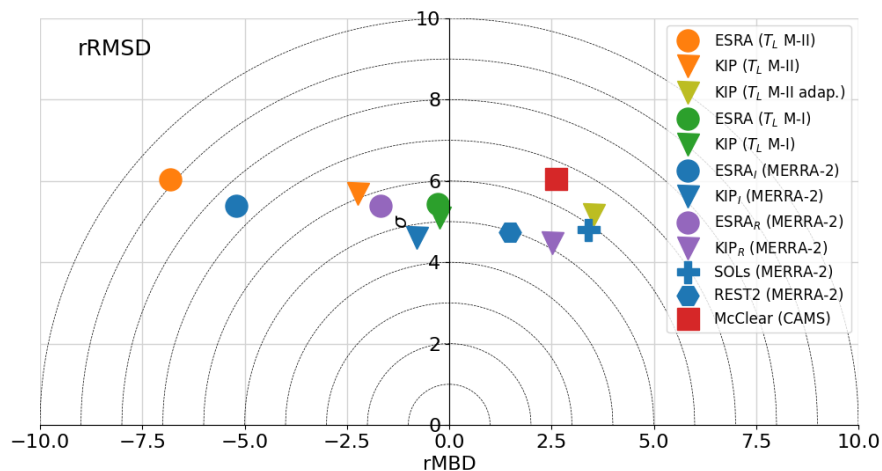
Los modelos basados en ciclos medios de T_L mostraron un peor desempeño, esperable debido a la gran sensibilidad de la DNI a variaciones en la composición de la atmósfera local. Una excepción son ESRA y KIP cuando utilizan ciclos de T_L específicos para DNI (método I). Estos modelos, al basarse en un T_L adaptado localmente para la componente directa, logran disminuir el sesgo a $|rMBD| < 0.5\%$ y $rRMSD < 6\%$ en todas las estaciones. Como contrapartida, estos ciclos no son extrapolables a sitios que no cuenten con mediciones de DNI de calidad.

El desempeño de los modelos basados en MERRA-2 o CAMS, que captan la variabilidad día a día e intra-diaria de las condiciones atmosféricas, tuvieron resultados dispares. Por un lado ESRA y KIP mostraron una subestimación de entre 3 y 10 % de la media, con un desempeño medio en general. La subestimación sistemática se relaciona con la sobrestimación en el proceso de cálculo de T_L basado el algoritmo de Ineichen y Remund e información MERRA-2. Por otro lado SOLs, REST2 y McClear lograron un desempeño muy bueno, con $rRMSD$ menores a 6.5 %, sesgos (promediados) del orden de -1 % y KSI en el entorno de los 25 Wh/m². En la [Figura 5.6](#) se muestra

el diagrama circular para DNI (estaciones de LE y MS), donde se observa el mismo comportamiento de σ_d que en GHI, con valores en un estrecho rango para todos los modelos, en este caso entre 5 y 6% (siendo levemente menor para modelos que captan la variabilidad intradiaria). Se concluye que el rRMSD mínimo alcanzable se encuentra entre esos valores, siendo el sesgo el factor determinante para lograrlo.



(a) LE



(b) MS

Figura 5.6: Diagramas circulares σ_d vs. rMBD (porcentuales) para los estimativos de DNI de modelos de cielo claro. La distancia al origen es el rRMSD (%).

Para profundizar el análisis se seleccionan 4 modelos de DNI en función de su desempeño y diversidad en la información de entrada: ESRA y KIP basados en ciclos de T_L (método I), REST2 y McClear. En la Figura 5.7 se muestran la gráficas de dispersión para ESRA y REST2 en la estación MS, a modo de ejemplo. La forma de la nube de puntos se repite para los cuatro modelos en todas las estaciones, siendo un poco menos dispersa para REST2 y McClear. En la Figura 5.8 se muestra un ejemplo de las

series temporales obtenidas de estos [MISCC](#) junto con la serie de medidas para tres días claros consecutivos en LE (los mismos que se mostraron en la [Figura 5.4](#)). Las medidas de DNI presentan una variación en su amplitud debido a su sensibilidad con el estado de la atmósfera sin nubes (apreciable por ejemplo al comparar las mediciones del primer día con el tercero). ESRA y KIP, basados en ciclos de turbidez, solo pueden replicar el comportamiento medio de DNI, mostrando una variación lenta de la amplitud día a día. En el ejemplo, REST2 y McClear acompañan de forma más satisfactoria las variaciones en la amplitud de DNI, aunque con una subestimación relevante en REST2.

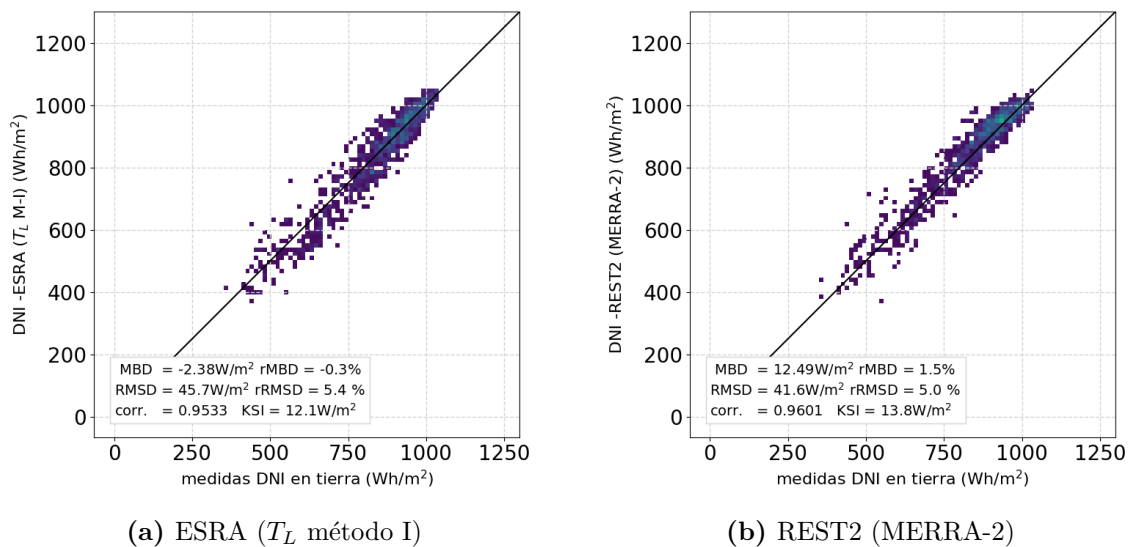


Figura 5.7: Gráficas de dispersión para dos modelos seleccionados de DNI en la estación MS.

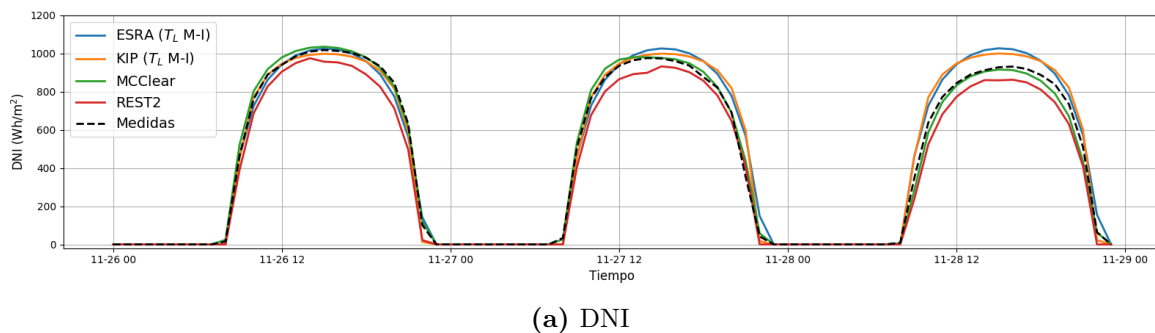


Figura 5.8: Series temporales para modelos de DNI de cielo claro seleccionados en tres días consecutivos de 2017 en la estación LE.

En la [Figura 5.9](#) se muestra la dependencia de rMBD y rRMSD con el coseno del ángulo cenital. Los modelos de [DNI](#) estudiados tienden a subestimar en la mañana y tarde, mientras que cerca del mediodía solar el comportamiento es variado: ESRA y KIP sobrestiman, mientras que REST2 y, levemente, KIP subestiman. Las dispersiones muestran diferencias cualitativas con lo mostrado para GHI, dado que aquí decrecen con la altura solar, de forma similar para todos los modelos mostrados.

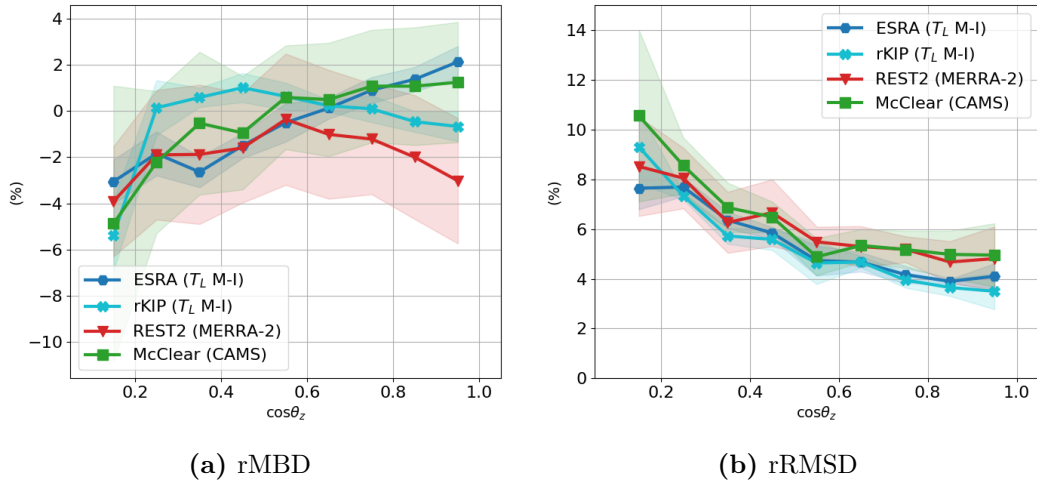


Figura 5.9: Métricas de cuatro modelos de DNI seleccionados en función del coseno del ángulo cenital. Se muestra el promedio sobre las tres estaciones. Las cantidades se expresan en porcentaje de la media de las medidas (836 Wh/m^2).

En resumen, el desempeño del modelo caja negra McClear es muy bueno. ESRA y KIP, cuando utilizan T_L del método I dan el mejor compromiso entre simplicidad y precisión, pero requieren medidas locales de DNI para determinarlo. REST2 cuando utiliza MERRA2 tiene muy buen desempeño y tiene el potencial de ser más preciso con medidas atmosféricas locales (por ejemplo AERONET).

5.4. Sensibilidad de MISCC con incertidumbres de la base MERRA-2

La sensibilidad de los modelos de radiación solar a la incertidumbre de las variables atmosféricas de entrada es un aspecto en el que se ha puesto poca atención en la literatura (Polo *et al.*, 2019). Algunos ejemplos son el estudio realizado por Polo *et al.* (2014) o Zhong y Kleissl (2015). Aquí se profundiza en este aspecto, estudiando el impacto específico de la incertidumbre de variables obtenidas de la base MERRA-2 usadas en los MISCC ESRA y REST2. El análisis de sensibilidad confirma que la profundidad óptica de aerosoles y el vapor de agua precipitable (en ese orden) son las variables más influyentes en ambas componentes en el desempeño de un MISCC. También se observa que los modelos son más sensibles al sesgo negativo (subestimación) en variables atmosféricas que al positivo.

5.4.1. Asignación de incertidumbre a variables MERRA-2

En la Sección 4.1 se validaron los estimativos de AOD_{550} , α , w y $[\text{O}_3]$ de la base MERRA-2 en tres sitios cercanos donde existen estaciones AERONET. La precisión de los estimativos de la base MERRA-2 se cuantificó para la región en las Ta-

blas 4.6, 4.7, 4.8 y 4.10. Definimos la incertidumbre típica de una variable v (donde v es AOD_{550} , α , w o $[\text{O}_3]$) como δv , estimada como la media del desvío cuadrático medio absoluto sobre las tres estaciones AERONET consideradas. El objetivo es evaluar el impacto de la incertidumbre en la precisión de los estimativos de irradiancia en cielo claro.

Las incertidumbres típicas obtenidas se muestran en la Tabla 5.9. La incertidumbre de la turbidez de Angström (β), variable no reportada por MERRA-2, se estima a partir de la propagación de errores de la ecuación de Angström Ec. (2.22),

$$\left(\frac{\delta\beta}{\beta}\right)^2 = \left(\frac{\delta\text{AOD}_\lambda}{\text{AOD}_\lambda}\right)^2 + \left(\frac{\alpha\delta\alpha}{\lambda}\right)^2, \quad (5.1)$$

donde $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$. En el cálculo de $\delta\beta$ se amplifican las incertidumbres de AOD_{550} y α (ver Tabla 5.9).

Tabla 5.9: Asignación de incertidumbre a las variables AOD_{550} , α , w y O_3 de MERRA-2 en forma absoluta. A modo de referencia se incluye la incertidumbre relativa al valor típico (obtenido promediado entre los sitios AERONET, ver Tablas 4.6, 4.7, 4.8 y 4.10). En la última columna se incluye el promedio de la estimación de $\delta\beta$. Las cantidades sin unidades son adimensionadas.

	AOD₅₅₀	α	w	[O₃]	β
Incertidumbre asignada (δv)	0.021	0.29	0.21 cm	6.6 DU	0.020
Incertidumbre relativa	31 %	27 %	14 %	2.4 %	57 %
Valor típico	0.068	1.11	1.51 cm	269.3 DU	0.035

5.4.2. Análisis de sensibilidad

En esta Sección se evalúa la sensibilidad de la precisión de los estimativos de GHI y DNI de los modelos de cielo claro de referencia: REST2 (Gueymard, 2008) y ESRA (Rigollier *et al.*, 2000) para el sitio LE, representativo de la zona de interés.

Tabla 5.10: Variables atmosféricas de entrada originales de REST2 y ESRA, y las utilizadas en el estudio de sensibilidad. T_L del modelo ESRA se calcula con la Ecuación 2.34.

Modelo	Variabes de entrada originales	Variales de entrada en el estudio de sensibilidad
REST2	$\beta, \alpha_1, \alpha_2, [\text{O}_3], u_n, w, \rho_{g1}, \rho_{g2}$	$\text{AOD}_{550}, \alpha, [\text{O}_3], w$
ESRA	T_L	AOD_{550}, w

Estos modelos, originalmente requieren distinta información de entrada (Tabla 5.10), por lo que se adaptaron para poder analizar las mismas variables en ambos:

- El modelo REST2 se implementó utilizando los valores por defecto recomendados por Gueymard (2008) para variables de bajo impacto como concentración de dióxido de nitrógeno ($u_n = 0.0002 \text{ cm}$). Se asumió que el albedo terrestre es igual en las dos bandas espectrales del modelo y se utilizó el valor por defecto de

albedo de suelo para pradera ($\rho_{g1} = \rho_{g2} = 0.20$). Se asumió que el exponente de Angström es igual en ambas bandas ($\alpha_1 = \alpha_2 = \alpha$). β se estima invirtiendo la ley de Angström (Ec. (2.22)) con información de AOD₅₅₀ y α .

- El modelo ESRA depende en su forma original del parámetro de turbidez de Linke, que aquí se calculó a través de la parametrización propuesta por Ineichen (2008a) en función de AOD₅₅₀ y w , expresada en la Ec. (2.34).

Implementados de esta forma, ambos modelos dependen, además de la posición aparente del Sol, de información de aerosoles y vapor de agua, como se resume en la Tabla 5.10, donde también se indica la información que utilizan los modelos en su forma original.

Para estudiar el efecto de la incertidumbre de la información atmosférica en el modelo de GHI y DNI, se seleccionaron 4 días claros (24/12/2017, 11/06/2016, 26/9/2016 y 16/03/2015, cercanos a equinoccios y solsticios) como representativos de la irradiancia solar sobre la estación LE. Se generaron estimativos de cada modelo para esos días, modificando cada vez una variable de entrada (v) por una cantidad $\pm\delta v$ o $\pm 2\delta v$ de forma independiente (ver Tabla 5.9). Se calcularon las métricas de desempeño rMBD y rRMSD de cada modelo con una de sus entradas modificadas, contra los estimativos de los modelos sin alterar ninguna de las entradas. Los resultados de este procedimiento se muestran gráficamente en la Figura 5.10.

Analizando los resultados presentados en la Figura 5.10 se puede ver que, para cada modelo, las sensibilidades de los estimativos de GHI y DNI tienen un comportamiento cualitativo similar. El sesgo de GHI y DNI estimados tienen signo opuesto al incremento de la variable bajo estudio en todos los casos (por ejemplo, mayor turbidez implica menor irradiación), mientras que rRMSD crece con cualquier modificación. A su vez se observa que ambos modelos se muestran más sensibles a subestimaciones en las variables de entrada que a sobrestimaciones. La profundidad óptica de aerosoles (β^1 o AOD₅₅₀) y vapor de agua (en ese orden) son las variables cuya incertidumbre más afecta al rendimiento de estos MISCC.

En el caso del modelo ESRA el impacto de la incertidumbre de ambas variables es similar, siendo un poco más importante el de AOD₅₅₀ que el w . Ante desvíos de $\pm 2\delta$ de w o AOD, el desempeño de la estimación de GHI varía entre -2 y 4% para rMBD, y entre 1 y 4% para el rRMSD. La incertidumbre en estas variables altera en un factor de 2 a las métricas de desempeño de DNI con respecto a GHI. Este comportamiento es esperado y se explica por el efecto opuesto que genera un incremento de la turbidez en las componentes difusa y directa, que resulta en una modificación menor en GHI que en DNI.

Para el modelo REST2 la componente DNI también es más afectada que GHI, en este caso por aproximadamente un factor de 4. La sensibilidad a incertidumbre sigue

¹ $\beta = \text{AOD}_{1000}$

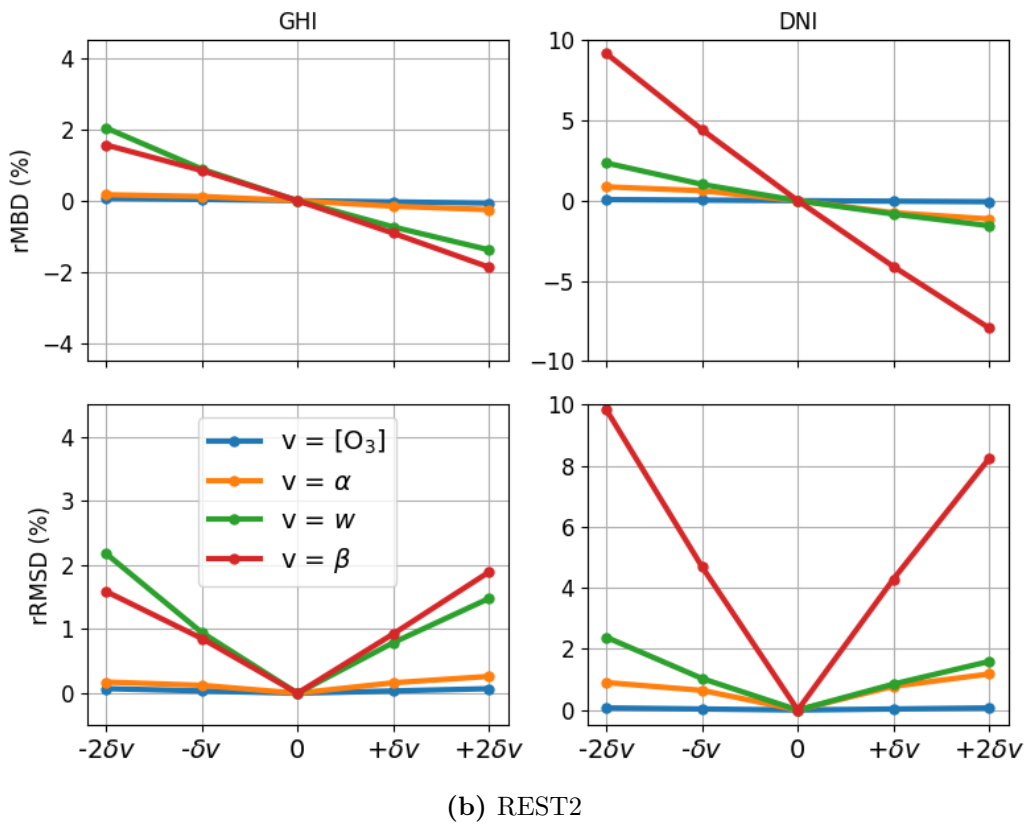
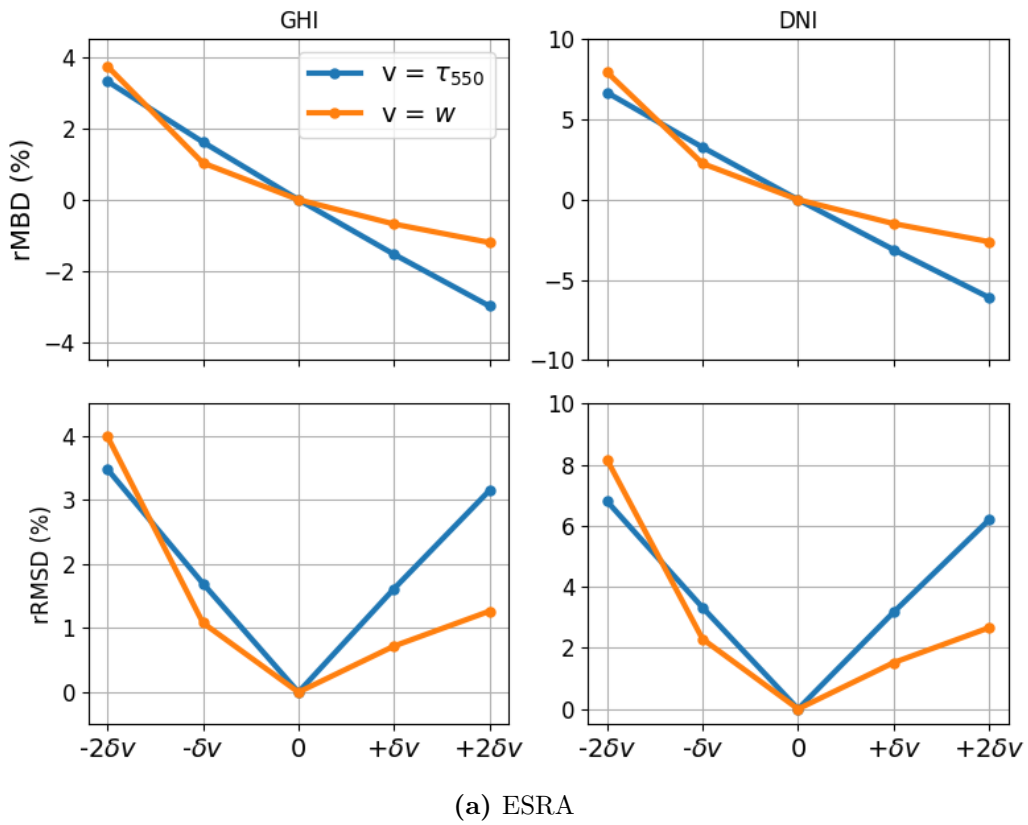


Figura 5.10: Sensibilidad de modelos ESRA y REST2 en función de las incertidumbres de las variables atmosféricas que utilizan como entrada.

el orden (mayor a menor): β , w , α y $[O_3]$, consistente para ambas componentes. Tanto β como w tienen impacto similar en la global; un cambio de $\pm 2\delta$ de w o β impacta en un $\pm 2\%$ (rMBD) y 2% (rRMSD). Por otro lado β afecta críticamente la estimación de **DNI** (cuatro veces más que w); un desvío de $\pm 2\delta\beta$ implica $\pm 9\%$ rMBD y 8-10% rRMSD, mientras que las demás variables implican cambios menores a $\pm 2\%$ (rMBD) y 2% (rRMSD). Si bien el exponente de Angström (α) tiene alta incertidumbre, su impacto en los estimativos de irradiancia es bajo. El impacto de la incertidumbre en $[O_3]$ es prácticamente despreciable para el modelado de **GHI** y **DNI** por REST2.

Si se comparan los resultados entre modelos, se observa que en términos de GHI, el modelo REST2 es más robusto a las incertidumbres de las variables atmosféricas de entrada que ESRA. Para la componente directa, ESRA es menos sensible a la incertidumbre de AOD, pero más sensible a w que REST2.

Como conclusión se tiene que la pobre estimación del exponente de Angström por el reanálisis MERRA-2 tiene bajo impacto en los **MISCC**. La incertidumbre de las variables MERRA2 para la región de AOD₅₅₀ y w son importantes para el modelado de **RSS** en cielo claro. Además afectan de forma más importante a la componente directa que a la global (entre 2 y 4 veces más).

5.5. Valoraciones generales

La validación realizada muestra que, en el caso de GHI, basta con modelos simples (ESRA y KIP) basados en ciclos anuales de T_L para obtener estimativos con muy buena precisión, de incertidumbre similar a las de los instrumentos de medida, rRMSD de 3% y desvíos medios menores a 1%. Los ciclos no requieren ser determinados para cada sitio específico, sino que es suficiente considerar ciclos promedios para el sur y norte de la región de interés. También se destacan McClear y REST2, a pesar de utilizar como entrada información no adaptada específicamente para la región. El comportamiento de REST2 está fuertemente ligado a la información MERRA-2, que sobrestima las variables atmosféricas en la región y por tanto subestima GHI. Si bien es el modelo más sofisticado, no justifica su uso en este caso, donde modelos simples basados en ciclos anuales de turbidez muestran rendimientos superiores. Mediciones en tierra en nuevas estaciones AERONET que puedan ser usados como entrada a REST2 pueden cambiar la situación, al menos para la región Sur.

En el caso de DNI, los modelos basados en ciclos de T_L muestran no ser adecuados. Esto fue recientemente señalado por **Gueymard (2018)**, que menciona que los modelos simples no estiman correctamente todas las componentes con una única entrada global como T_L . Una excepción es el caso de ESRA y KIP basados en ciclos de T_L con el método I, que resulta en un sesgo cercano a cero y un desempeño medio muy bueno, si bien no captan la variabilidad día a día que muestra la radiación directa. Los modelos de DNI basados en estos ciclos específicos de T_L no son extrapolables espacialmente

a toda la región, debido a que los ciclos solo se pueden determinar en estaciones de medida con DNI (de poca representatividad geográfica).

Dada la sensibilidad de la DNI con el estado de la atmósfera, para su correcto modelado en condiciones de cielo claro es conveniente conocer el estado de la atmósfera día a día (o incluso a escala intra-diaria). En ese sentido, se destaca el modelo McClear, basado en información tri-horaria (CAMS) y el modelo REST2, implementado con información horaria (MERRA-2). Ambos muestran un muy buen desempeño local, a pesar de tener una pequeña y sistemática subestimación, asociada a un sesgo positivo de las variables de las bases de reanálisis en la región. La subestimación de ambas componentes de REST2, encontrada en la validación regional, es consistente con la sobrestimación en AOD y w de MERRA-2 observadas en la [Subsección 4.1.3](#) y los resultados del análisis de sensibilidad de la [Subsección 5.4.2](#).

Las mayores fuentes de incertidumbre en estimativos de MISCC basados en información MERRA-2 son la profundidad óptica de aerosoles y el vapor de agua precipitable. La incertidumbre en estas variables afecta entre 2 y 4 veces más a DNI que a GHI debido al efecto compensatorio que tiene una modificación de la turbidez en las componentes difusa y directa en GHI. Este resultado concuerda con la conocida diferencia de precisión encontrada entre estimativos de GHI y DNI en cielo claro. Los estimativos MERRA-2 del coeficiente de Angström (α) muestran gran incertidumbre, pero su impacto en los estimativos de irradiancia es bajo, al igual que el contenido de ozono. Estas variables son de segundo orden en la incertidumbre de MISCC. Por último, tanto en GHI como en DNI, el modelo REST2 es más robusto a incertidumbres en el vapor de agua precipitable que ESRA. Sin embargo no ocurre lo mismo para AOD. Mientras ESRA tiene una respuesta similar ante cambios de AOD o w , la componente DNI estimada por REST2 muestra alta sensibilidad ante el sesgo en β . Este aspecto, probablemente relacionado con el cálculo indirecto de β a partir de la Ley de Angström (con información de AOD₅₅₀ y α), debe ser contemplado a la hora de considerar la información de entrada de REST2.

Los modelos más precisos para cada componente serán utilizados en el capítulo siguiente para desarrollar un modelo CIM para toda condición de cielo.

Capítulo 6

Irradiación solar en toda condición de cielo

En este Capítulo se desarrollan y evalúan modelos híbridos para estimar las componentes global y directa de la irradiación solar ante cualquier condición de cielo, en especial, frente a condiciones de nubosidad, a partir de información satelital. Esto resulta en una herramienta para estimar hora a hora la **GHI** y la **DNI** en cada punto del territorio con resolución de 1-2 kms, sin necesidad de que haya mediciones terrestres *in-situ*. El objetivo para **GHI** es lograr un modelo **CIM**, basado en variables atmosféricas y pocos parámetros ajustados, de desempeño igual o superior al modelo actualmente utilizado en Uruguay (JPTv2). El objetivo para **DNI** es, utilizando modelos **CIMs**, superar la precisión de la metodología de estimación indirecta actualmente utilizada en Uruguay, donde se calcula la **DNI** a partir de la estimación de **GHI** del modelo JPTv2 y modelos fenomenológicos de separación directa-difusa.

En la **Sección 6.1**, se describe el desarrollo de un **CIM** para **GHI** utilizando los modelos de cielo claro seleccionados en el **Capítulo 5** y ajustando un factor de nubosidad adecuado a partir de información de GOES-East. Los desempeños hallados fueron reportados en **Laguarda et al. (2018)** y en **Laguarda et al. (2020b)**. En la **Sección 6.2** se valida localmente el modelo físico Heliosat-4, basado en imágenes del satélite **MSG**. La agencia europea disponibiliza los estimativos de este modelo para la región observada por el satélite de forma libre, por lo que es ampliamente utilizada en la práctica. Sin embargo, se demuestra que debido a la posición del satélite **MSG**, su uso no es óptimo para la región (**Laguarda et al., 2020b**). La **Sección 6.3** brinda la base de incertidumbre para la estimación de **DNI** a través de modelos de fracción difusa. Este es el nivel de incertidumbre a superar por los modelos satelitales para estimar **DNI** de forma directa. En la **Sección 6.4** se propone, implementa y valida un **CIM** de estructura híbrida para **DNI**, mostrando que estimar la irradiación directa con un **CIM** es más conveniente que estimarla a partir de la **GHI** y modelos fenomenológicos de fracción difusa. Este resultado marca un hito (aún no publicado) en el modelado de **DNI** para la región.

Por último, los estimativos de los modelos estudiados y desarrollados se validan a nivel diario en la [Sección 6.5](#), de forma de dar un panorama más completo sobre su rendimiento en la región de interés.

6.1. Modelo CIM para irradiación global

Se desarrolló un modelo híbrido para estimar **GHI** en toda condición de cielo. La estrategia utilizada replica la estructura de otros modelos bien conocidos, como el método Heliosat-2 [Rigollier *et al.* \(2004\)](#) o el modelo SUNY ([Perez *et al.*, 2002, 2013](#)). El concepto central es tomar como base un modelo de cielo claro y modificar sus estimativos en función de un índice de nubosidad basado en información satelital. Los modelos basados en esta idea son llamados modelos de índice de nubosidad (CIM por sus siglas en inglés) y trabajan de forma separada sobre el modelado de cielo claro y el efecto de la nubosidad, sin que ello afecte significativamente la precisión del método ([Oumbe *et al.*, 2014](#); [Xie *et al.*, 2016](#)).

La estructura de un modelo **CIM** se resume en

$$\hat{I} = I_{cc} \times F(\eta), \quad (6.1)$$

donde \hat{I} es el estimativo horario de irradiación, I_{cc} es un estimativo de irradiación en ausencia de nubes, F es el **factor de atenuación por nubosidad** y η es un índice de nubosidad derivado de información satelital. Para estimar I_{cc} (en este caso GHI) se utilizaron los modelos de cielo claro seleccionados en la [Sección 5.2](#): ESRA y KIP, con T_L local; McClear y REST2, con información atmosférica de reanálisis CAMS y MERRA-2, respectivamente. Para el factor de nubosidad utilizamos una relación lineal con η ,

$$F(\eta) = a(1 - \eta) + b, \quad (6.2)$$

donde los parámetros a y b son ajustados para cada una de las diez estaciones de medida consideradas y dependen del modelo de cielo claro utilizado. La [Ec. \(6.2\)](#) puede considerarse una adaptación del modelo a los datos locales de irradiación solar.

6.1.1. Índice de nubosidad

Para caracterizar el efecto de la nubosidad se utilizó la información satelital del canal visible GOES-13 a través de la reflectancia planetaria, ρ , definida en la [Ec. \(2.51\)](#). La reflectancia planetaria fue normalizada para obtener el índice de nubosidad, η , en forma similar a la [Ec. \(2.52\)](#),

$$\eta = \frac{\rho - \rho_o}{\rho_{max} - \rho_o} = \frac{F_R - F_{Ro}}{\rho_{max} \cos \theta_z - F_{Ro}}, \quad (6.3)$$

donde ρ_o y F_{Ro} son la reflectancia planetaria de fondo y el factor de reflectancia de fondo, asociados a condiciones de cielo claro para cada celda. El parámetro ρ_{max} se asocia a condiciones de nubosidad total y aquí se asumió constante. Tanto ρ_o como F_{Ro} son mapas (campos escalares) que presentan variaciones estacionales e intradiarias. En la Ec. (6.3) se utilizó que $\rho = F_R / \cos \theta_z$ (Ec. (2.51)) para las reflectancias mínima y máxima. Los valores de η se saturan a 1 (cuando $\rho > \rho_{max}$) y a 0 (cuando $\rho < \rho_o$), de modo que $\eta \in [0, 1]^1$, como se muestra en la Figura 6.1. Un η cercano a 1 implica presencia de nubosidad con alto espesor óptico mientras que un η cercano a cero implica cielo claro.

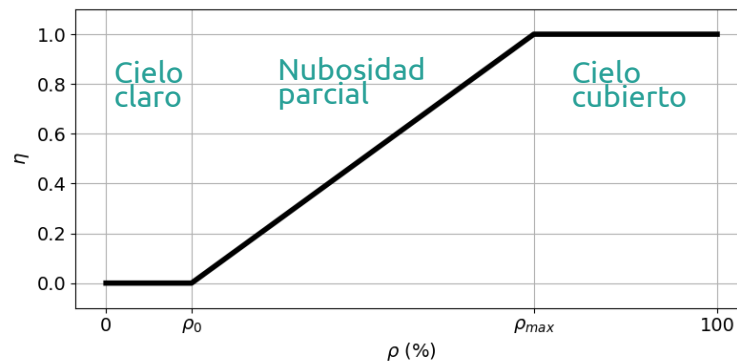
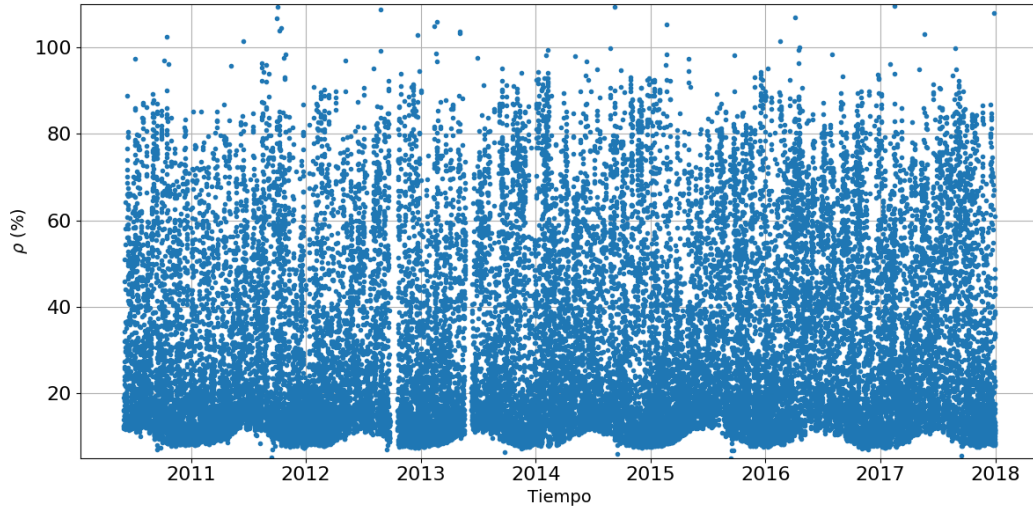


Figura 6.1: Definición del índice de nubosidad, η . El valor de ρ_{max} se asume constante, mientras que ρ_o presenta variaciones estacionales y con el momento del día.

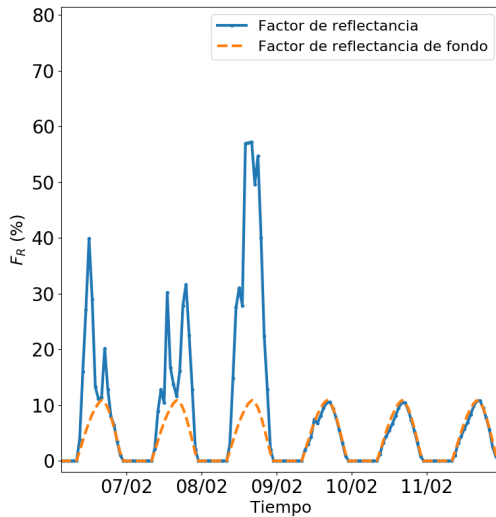
La reflectancia planetaria de fondo (ρ_o) se obtuvo a partir de la parametrización del factor de reflectancia de fondo (F_{Ro}) obtenida por Alonso-Suárez (2017), descrita en la Subsección 3.2.1. Para evitar divergencias en ρ_o para alturas solares bajas, se le impuso una cota superior de 16 % (determinada por inspección visual). El parámetro ρ_{max} se determinó de modo de optimizar el desempeño de modelos MISCC (Subsección 6.1.3). Como los efectos de la nubosidad afectan de forma diferente a las componentes global y directa, la determinación de ρ_{max} (asociado a atenuación máxima por nubosidad) se lleva a cabo de forma independiente para cada componente. En la Figura 6.2 se muestran tres gráficos relativos al comportamiento de ρ y F_R . La Figura 6.2a muestra la serie temporal de reflectancia planetaria sobre la estación LB. Allí se observa un ciclo estacional bien definido de la envolvente inferior de ρ , asociado a las condiciones de cielo claro (ρ_o). En la parte superior, relacionada con cielo cubierto (ρ_{max}), se ve una fluctuación menos definida. La Figura 6.2b muestra un detalle de la serie temporal de F_R y del F_{Ro} calculado, donde se pueden distinguir tres días nublados seguidos de tres días con cielo claro, en los que se observa una buena concordancia. Por último, en la Figura 6.2c se muestra el comportamiento de F_R contra el coseno del ángulo cenital. También se muestra la evolución del factor de reflectancia de fondo y

¹A la hora de acotar los valores de η se admite una pequeña tolerancia de 0.05 por encima de la unidad o por debajo de cero que mejora el rendimiento del CIM.

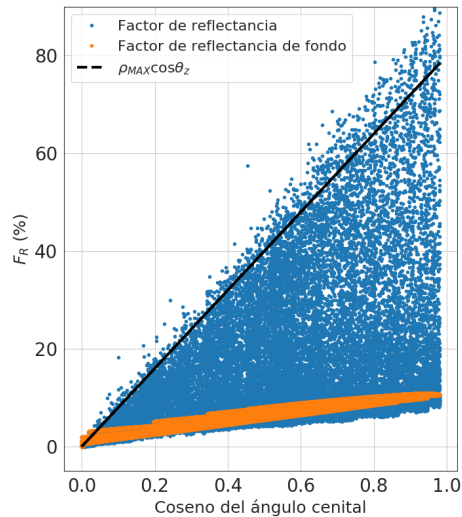
el límite que impone el factor de reflectancia máximo hallado para GHI, que cumple $F_{R,max} = \rho_{max} \cos \theta_z$.



(a) Reflectancia planetaria



(b) Factor de reflectancia (detalle)



(c) Factor de reflectancia vs. coseno del ángulo cenital

Figura 6.2: Factor de reflectancia y reflectancia planetaria en LB. Se muestra el factor de reflectancia de fondo utilizado.

La información de F_R y ρ proviene de imágenes satelitales instantáneas de resolución sobre la región de aproximadamente $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ (tamaño de un píxel). El valor en el píxel dado no representa en forma adecuada lo ocurrido sobre el sitio en una hora, y hay ganancia de desempeño al promediar la información satelital en el espacio (Alonso-Suárez, 2017). El tamaño de esta celda de integración espacial es un parámetro a optimizar. Esto equivale a una hipótesis ergódica, donde se asume que el promedio espacial de una imagen instantánea dentro de una celda es representativo de las condiciones promedio en un período de una hora. El cálculo del tamaño óptimo de la celda se detalla en la Subsección 6.1.3.

6.1.2. Factor de atenuación por nubosidad para GHI

El factor de atenuación, $F(\eta)$, puede entenderse como una parametrización del índice de cielo claro, $k_{cc} = I/I_{cc}$ (Ec. (A.12)). Por tanto, para determinar F se estudia la relación entre k_{cc} y η . El índice de cielo claro se obtiene a partir de las mediciones horarias de GHI y un modelo de cielo claro; ESRA, KIP, MCClear o REST2. En la Figura 6.3 se muestra la relación entre k_{cc} (en este caso utilizando el modelo de cielo claro ESRA basado en ciclos regionales de T_L) y $(1-\eta)$ para la estación LE. El comportamiento de estas variables sugiere una tendencia lineal entre los datos, lo que justifica el uso de la Ec. (6.2). Respecto a $\cos\theta_z$, los datos se distribuyen en toda la nube (como se observa en el mapa de colores), por lo que no emerge una relación clara con esta variable. Este comportamiento lineal persiste si se utilizan otros MISCC para el cálculo de k_{cc} .

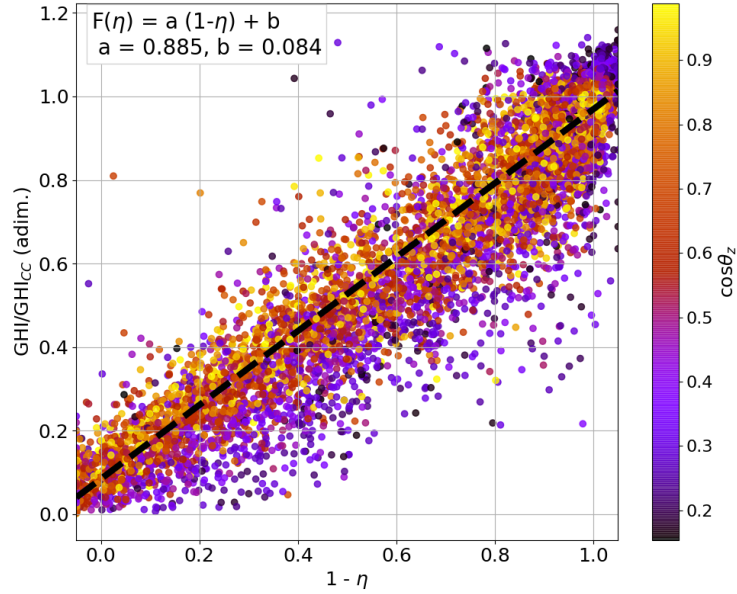


Figura 6.3: Índice de cielo claro basado en ESRA contra del índice de nubosidad en la estación LE. Los puntos se colorean de acuerdo al coseno del ángulo cenital. Se utiliza un ajuste lineal.

Idealmente, en condiciones de cielo despejado se cumple $\eta = 0$ y la Ec. (6.1) debería verificar $a + b = 1$, lo que implica sólo un parámetro independiente. Sin embargo, es frecuente en condiciones de cielo claro tener $\eta \gtrsim 0$, dado que la claridad de la atmósfera también depende de otros factores como la presencia de vapor de agua precipitable y aerosoles. Por tanto, con un único parámetro ajustable no se evita que I_h resulte más pequeño que I_{hcc} en condiciones de cielo despejado. Este efecto indeseado disminuye manteniendo a y b como parámetros independientes. Además, se permitió una pequeña tolerancia al valor de η de 0.05 por fuera del intervalo $[0,1]$. Estas modificaciones, sobre todo la primera, mejoran el rendimiento del modelo, discutido en la Subsección 6.1.4. Allí los parámetros a y b de la Ec. (6.2) se determinan con un ajuste entre k_{cc} y $(1-\eta)$.

6.1.3. Optimización del modelo CIM

Tamaño óptimo de las celdas

El tamaño de la celda para la integración de información satelital de reflectancia planetaria fue optimizado para minimizar la incertidumbre de los modelos a nivel horario. La tendencia de rRMSD de modelos CIM para GHI en función del tamaño de la celda se muestra en la [Figura 6.4](#), utilizando como ejemplo modelo CIM que usa el McClear como MISCC (al que denominaremos CIM-McCclear por brevedad). La curva representa el promedio espacial de desempeño (rRMSD) sobre todas las estaciones en función del tamaño de la celda. La curva mostrada (y también las obtenidas con otros CIM) es concordante con los resultados reportados previamente en [Alonso-Suárez \(2017\)](#), basados en diferentes estaciones terrestres, períodos de tiempo y modelo satelital. Esta similitud sugiere que la curva puede considerarse característica para la región, pudiendo estar asociada al tipo de nubosidad prevalente o al ángulo de visión del satélite, por ejemplo. La [Figura 6.4](#) muestra que el mínimo ocurre en celdas de 10 minutos de arco de lado (15 km×18 km en la región), y es poco pronunciado, obteniendo esencialmente el mismo resultado para tamaños entre 8 min y 12 min (minutos de arco), que corresponden aproximadamente a celdas de entre 12 km×15 km (latitud, longitud) y 18 km×22 km, respectivamente.

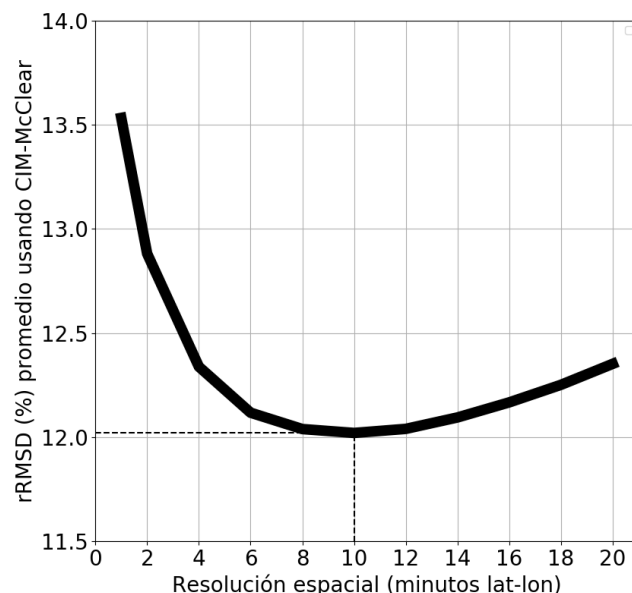


Figura 6.4: Desempeño del modelo CIM-McCclear de GHI en función del tamaño de celda utilizado para definir el índice de nubosidad η . La curva es el promedio sobre las diez estaciones de medida. Se observa que celdas de 10 min×10 min son óptimas para el modelado de irradiación horaria.

Determinación de ρ_{max}

Para determinar el valor de ρ_{max} se realizó una optimización para los CIM construidos a partir de las Ecs. 6.1, 6.2 y 6.3. Se entrenan los parámetros a y b utilizando un η definido con ρ_{max} como variable de entrada y utilizando ESRA o McClear como modelos de cielo claro.

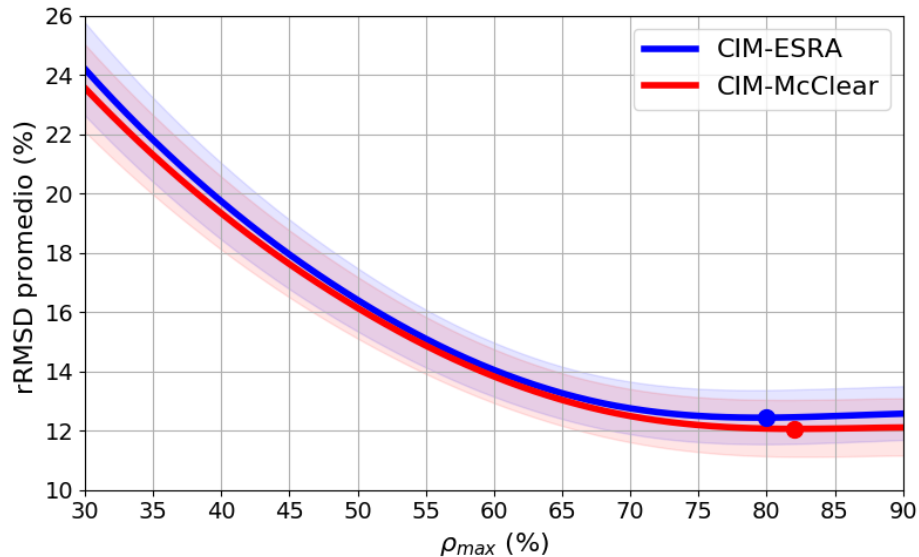


Figura 6.5: Optimización de modelos CIM de GHI con ρ_{max} a través del rRMSD. Se muestran los promedios espaciales sobre las 10 estaciones. Las bandas sombreadas muestran la dispersión sobre el promedio espacial. Se decide utilizar $\rho_{max} = 80\%$. Los puntos marcan los mínimos, que son poco pronunciados.

En la Figura 6.5 se muestra el indicador de desempeño rRMSD de ambos CIM ajustados localmente en función del ρ_{max} empleado. Las curvas muestran el promedio de rRMSD en todas las estaciones, siendo la desviación estándar del promedio espacial representada por las bandas en transparencia. En la gráfica se observa que en el rango $[75, 90]\%$ el desempeño de los CIM de GHI es estable. A partir de este estudio se opta por utilizar $\rho_{max} = 80\%$ (Laguarda *et al.*, 2018).

6.1.4. Ajuste y validación de CIM para GHI

El procedimiento general del ajuste de $F(\eta)$ y validación de los CIM consiste en aplicar una técnica de muestreo aleatorio y validación cruzada, para asegurar la independencia entre los datos de entrenamiento y evaluación. Para cada sitio se tomó al azar un conjunto con la mitad de los datos disponibles para ajustar los parámetros a y b y se lo validó contra la mitad de los datos no utilizados para el ajuste. Esta operación es iterada 1000 veces, tomando nuevos datos en cada iteración en forma aleatoria e independiente. Los parámetros y métricas de desempeño que se reportan son los promedios del ensemble.

En la [Tabla 6.1](#) se presenta el promedio ponderado (ver [Tabla 5.1](#)) del ajuste de a y b en todos los sitios, incluyendo su variabilidad espacial (desvío estándar de los resultados por sitio). Se observa que los parámetros presentan baja dispersión espacial ($\sigma < 1.5\%$ para a , $\sigma < 7.5\%$ para b). Esto es un resultado importante que implica que puede utilizarse un único conjunto de parámetros a y b para la región sin pérdida significativa de precisión. La variabilidad entre parámetros al cambiar el modelo de cielo claro no es significativa, lo que indica la robustez del método. Los valores de parámetro a rondan el valor de 0.87 y los valores de b son cercanos a 0.10. Esto es consistente con que en el caso de nubosidad total, la irradiación global horaria es aproximadamente un 10% (en forma de difusa) de la que habría en condiciones de cielo claro. El ajuste de parámetros desagregado por estación, incluyendo la desviación estándar del método de validación cruzada, se pueden ver en la [Tabla E.8](#)

Tabla 6.1: Parámetros a y b del factor de nubosidad, [Ec. \(6.2\)](#), para CIM de GHI promediados (con ponderación) sobre los diez sitios de medida. La desviación estándar de los parámetros se muestra en forma absoluta o como porcentaje en relación al promedio.

	CIM-ESRA			CIM-KIP		
	Media	σ (adim.)	σ_{rel} (%)	Media	σ (adim.)	σ_{rel} (%)
a	0.876	0.009	1.0	0.877	0.009	1.0
b	0.088	0.006	6.8	0.088	0.006	6.8
	CIM-McClear			CIM-REST2		
	Media	σ (adim.)	σ_{rel} (%)	Media	σ (adim.)	σ_{rel} (%)
a	0.859	0.013	1.5	0.879	0.011	1.3
b	0.108	0.007	5.6	0.105	0.008	7.5

Los resultados de desempeño (promediados sobre los sitios utilizados) se encuentran en la [Tabla 6.2](#), que incluye la media y la dispersión espacial cuantificada por la desviación estándar. El desempeño global de los cuatro CIM obtenidos es muy similar. Todos muestran una pequeña sobrestimación menor a 1.1%, siendo CIM-ESRA el que muestra en promedio menor desvío medio (0.5%). En términos de rRMSD, CIM-McClear muestra el menor indicador con 11.8% (promedio), mientras que los basados en T_L están en el entorno de 12.1%. El menor KSI lo obtiene CIM-ESRA con 7.9 Wh/m² y el mayor CIM-REST2 con 11.0 Wh/m². Las métricas de desempeño y la incertidumbre estadística de la validación cruzada por sitio son detalladas en la [Tabla E.9](#). Las gráficas de dispersión entre la medida y el estimado de los mejores modelos (CIM-ESRA y CIM-McClear) para el sitio LB se muestran en la [Figura 6.6](#). Los puntos más claros representan las regiones donde hay mayor densidad de puntos.

Para discernir cual modelo CIM es la herramienta más adecuada para estimar la GHI en el territorio, se debe tener en cuenta, además de su precisión, su dificultad de implementación y el grado de control se que se dispone sobre el modelo. En términos de precisión, los modelos implementados presentan poca diferencia. Omitiendo al CIM

Tabla 6.2: Resumen de la validación de modelos CIM de GHI en los diez sitios de medida. Se muestran los mínimos, máximos, medias y desviaciones del promedio espacial (ponderado). Se utilizaron en total 167746 datos (media de 439 Wh/m²). En la [Tabla E.9](#) se encuentra el desglose por sitio.

	CIM-ESRA				CIM-KIP			
	Media	Min.	Máx.	σ	Media	Min.	Máx.	σ
rMBD(%)	+0.5	+0.4	+0.6	0.1	+0.7	+0.4	+0.8	0.1
rRMSD(%)	12.1	11.1	14.0	0.9	12.2	11.3	14.1	0.9
KSI (Wh/m ²)	7.9	7.1	8.8	0.6	9.2	8.4	10.2	0.6
	CIM-McClear				CIM-REST2			
	Media	Min.	Máx.	σ	Media	Min.	Máx.	σ
rMBD(%)	+0.7	+0.6	+0.9	0.1	+0.9	+0.9	+1.1	0.1
rRMSD(%)	11.8	10.8	13.7	0.9	12.0	11.0	13.9	0.9
KSI (Wh/m ²)	8.9	7.4	10.3	0.9	11.0	10.2	12.3	0.6

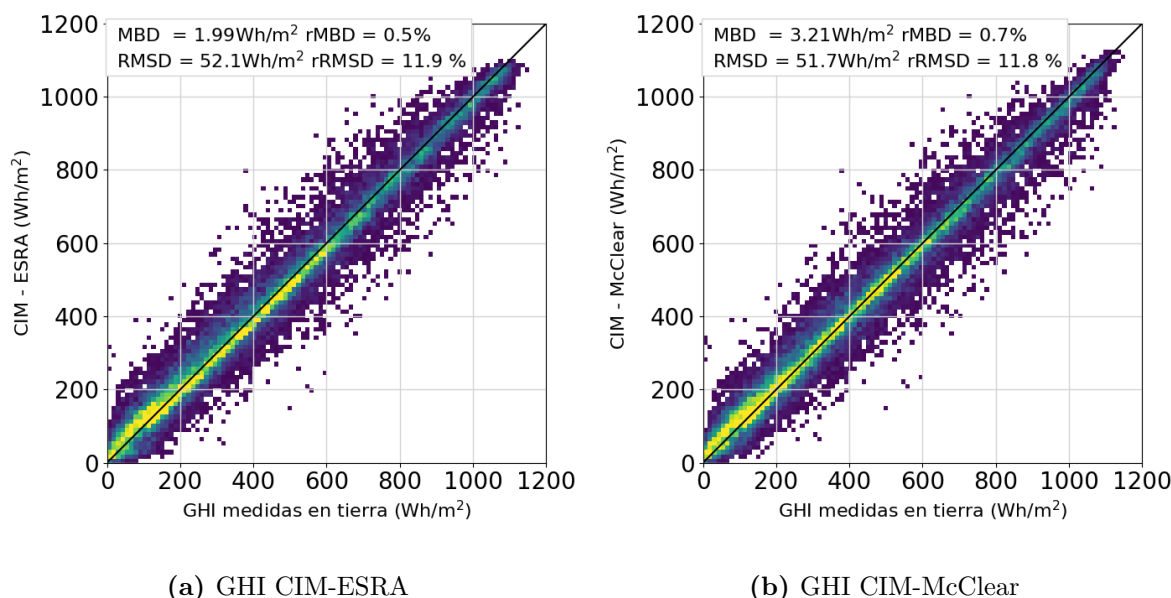


Figura 6.6: Gráficos de dispersión para dos modelos CIM de GHI. Uno basado en el modelo de cielo claro ESRA (alimentado con ciclos mensuales de información atmosférica), y McClear. Ambos corresponden a la localidad de Las Brujas (LB). Las regiones de color más claro se asocian mayor densidad de puntos.

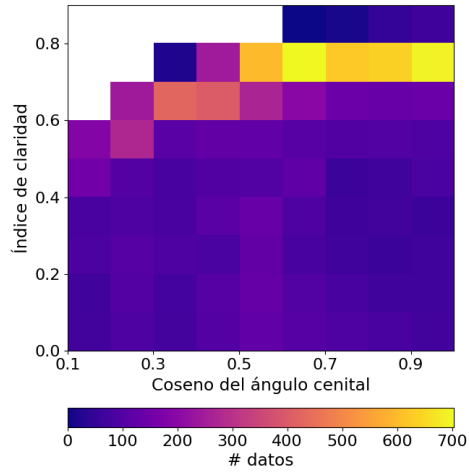
basado en McClear, cuya implementación local y operativa no es posible, los modelos que resultan en un mejor CIM son ESRA (con T_L local o regional) y REST2. Por otro lado, la dificultad de implementación está relacionada con el modelo de cielo claro en el cual se basan. En ese sentido REST2 es un modelo sofisticado que requiere información atmosférica detallada sobre el territorio, obtenida en este caso de la base MERRA2. Un CIM que utiliza un modelo de cielo claro simple basado en el conocimiento del ciclo anual del parámetro T_L , como CIM-ESRA, logra desempeños tan buenos como los CIM basados en MISCC más complejos. Por su compromiso entre simplicidad,

grado de control y precisión se recomienda el modelo CIM-ESRA (con ciclos T_L locales o regionales) para estimar **GHI** para uso general. El modelo CIM-REST2 puede ser adecuado para estudios específicos, en los cuales es importante vincular la **RSS** con parámetros atmosféricos como vapor de agua o densidad de aerosoles.

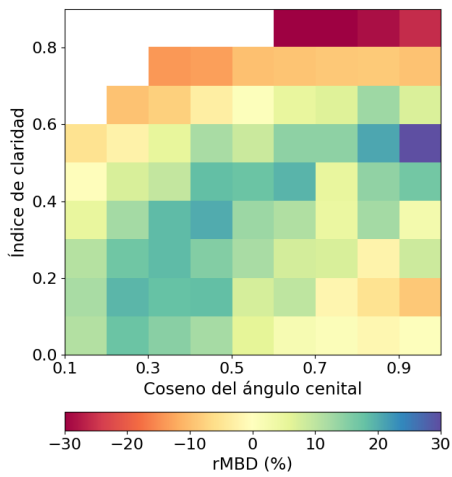
Análisis de desempeño por condición de cielo y altura solar

Para estudiar el rendimiento de los modelos CIM-ESRA y CIM-REST2 en diferentes condiciones, sus indicadores de desempeño se discriminan según el índice de claridad, k_t , y el coseno del ángulo cenital (o el seno de la altura solar). El primero se relaciona con la presencia de nubes. Un $k_t \lesssim 0.4$ indica presencia significativa de nubes, mientras que usualmente un $k_t \gtrsim 0.7$ se relaciona con cielo despejado. El coseno del ángulo cenital se relaciona con la altura solar aparente. Un $\cos \theta_z \sim 1$ indica que el Sol está próximo al cenit, mientras que en el amanecer y atardecer su valor se acerca a cero.

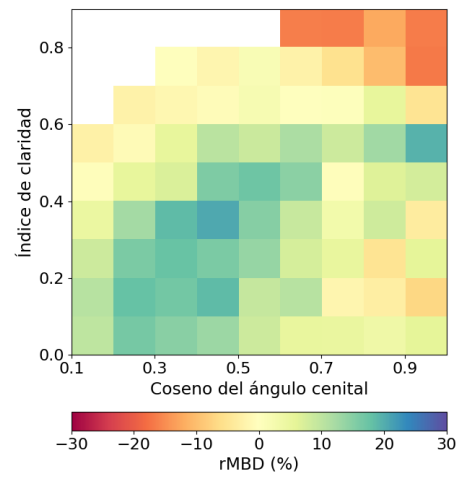
En la **Figura 6.7** se muestran los diagramas de rMBD y rRMSD para ambos **CIM** en la estación LE, normalizados según el promedio general de las medidas (449 Wh/m^2). La **Figura 6.7a** muestra la distribución de las 10938 mediciones horarias de **GHI** en la estación LE según k_t y $\cos \theta_z$. La región donde se encuentra la mayor aglomeración de puntos (k_t altos) se relaciona con muestras de cielo claro. Si bien ambos **CIM** se basan en modelos de cielo claro de diferente naturaleza, muestran patrones similares en como se distribuye el rMBD y rRMSD en estos diagramas. El rMBD se encuentra generalmente en un rango entre $\pm 10\%$ para todas las condiciones. Las desviaciones más grandes (rRMSD 40–50%) ocurren cerca del mediodía solar en condiciones de nubosidad parcial (valores intermedios de k_t , que son los más complejos de modelar). Se observa una subestimación en el caso de horas con cielo muy claro (alto k_t), más pronunciada en CIM-ESRA y una leve sobrestimación en momentos de gran cobertura de nubes. Esto se explica por la estructura de un modelo definido según la **Ec. (6.1)**: la irradiación está acotada en cada instante por una irradiación máxima, $I_{cc} \times (a + b)$, y una mínima, $I_{cc} \times b$. Esto implica que irradiaciones por debajo del mínimo sean necesariamente sobrestimadas y las superiores al máximo subestimadas, como menciona **Perez et al. (2015)**. La similitud en el desempeño global y discriminado de estos modelos, de complejidad dispar, refuerza la conveniencia de utilizar al modelo más simple (CIM-ESRA) para estimar **GHI** en toda condición de cielo.



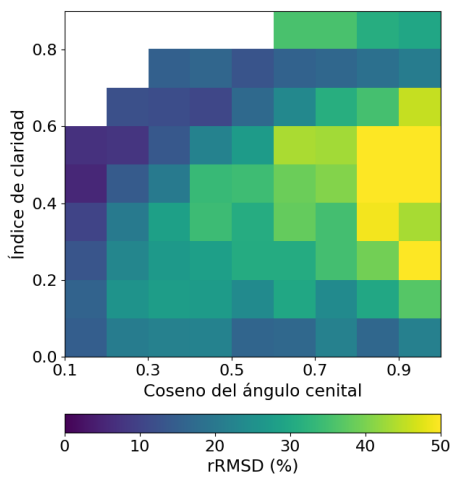
(a) Medidas



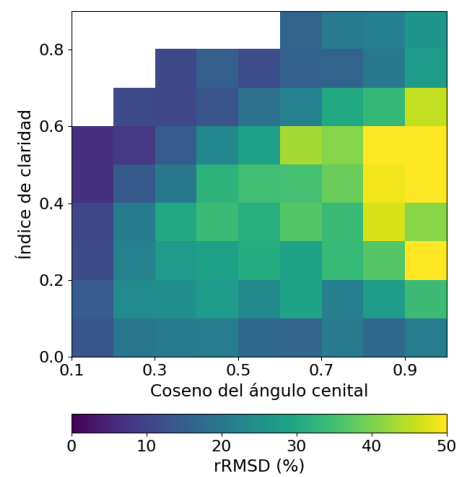
(b) CIM-ESRA



(c) CIM-REST2



(d) CIM-ESRA



(e) CIM-REST2

Figura 6.7: Métricas de desempeño distribuidas según el índice de claridad y el coseno del ángulo cenital para los modelos seleccionados de GHI para la estación LE. Los valores son relativos a la media de las medidas (449 Wh/m^2).

6.2. Heliosat-4: adaptación local y validación

El portal CAMS¹ provee estimativos horarios de radiación solar con cobertura global para cielo claro y para toda condición de cielo (en la región de cobertura del satélite MSG, Figura 3.4b). Para ello utiliza los modelos físicos McClear y McCloud, que juntos conforman el método Heliosat-4, descrito en la Subsección 2.6.3. Si bien a partir de Heliosat-4 se generan estimativos de irradiación para toda la ventana del satélite MSG (Schroedter-Homscheidt *et al.*, 2018), los autores no garantizan la precisión en ubicaciones donde el ángulo cenital del satélite, θ_s , excede 60° . En caso de $\theta_s > 60^\circ$, errores de paralaje, la curvatura terrestre y otros (Johnson *et al.*, 1994; Schroedter-Homscheidt *et al.*, 2018) generan mayor incertidumbre en la ubicación y determinación de propiedades de las nubes, y por lo tanto en los estimativos de irradiación. En esta Sección se analiza el desempeño local de este modelo satelital basado en cálculos de transferencia radiante (Apéndice B), siendo uno de los más sofisticados que existen en el actualidad. La región de interés (la Pampa Húmeda) se encuentra en el borde de la ventana del MSG con un ángulo de vista de $\theta_s \sim 70^\circ$, fuera del área de baja incertidumbre recomendada por los autores. El trabajo reportado en esta sección fue recientemente publicado en Laguarda *et al.* (2020b).

6.2.1. Contexto del desempeño del modelo

Como primera aproximación para estudiar el desempeño del modelo se recurrió a la validación automática disponible a través del portal CAMS, comentada en la Subsección 2.6.6. A partir de ella, es interesante analizar el error (cuantificado por el rRMSD) reportado para el método Heliosat-4 en términos del ángulo de vista del satélite. En la Figura 6.8 se muestra esta información para estimativos horarios del modelo para varias estaciones BSRN de diferentes climas en el mundo. Si bien es esperable que el desempeño del modelo presente variaciones ante el clima local, se aprecia una clara tendencia de incremento del rRMSD en sitios con ángulo satelital mayor al recomendado. Para ángulos menores a 60° la métrica se encuentra en el rango de 6–20 % con un promedio de 11 %. Los valores menores a 11 % están asociados a climas desérticos con baja presencia de nubes. Mientras que si $\theta_s > 60^\circ$ la media es de 25 %. Se observa que para ángulos de vista grandes la precisión del modelo se ve disminuida.

La validación automática incluye las estaciones cercanas de Buenos Aires (Argentina) y Florianópolis (Brasil). Ambos sitios tienen ángulos de vista del satélite MSG de 73° y 62° respectivamente, pero no se consideran representativos de la Pampa Húmeda². En ellos el desempeño de Heliosat-4 a nivel horario muestra rMBD de 5 % y 0 %

¹<http://www.soda-pro.com/web-services/radiation/cams-radiation-service>

²Buenos Aires es una zona densamente poblada con eventos turbidez superior a paisajes rurales. Florianópolis es una isla costera sobre el Océano Atlántico a 1500 km de la región de estudio.

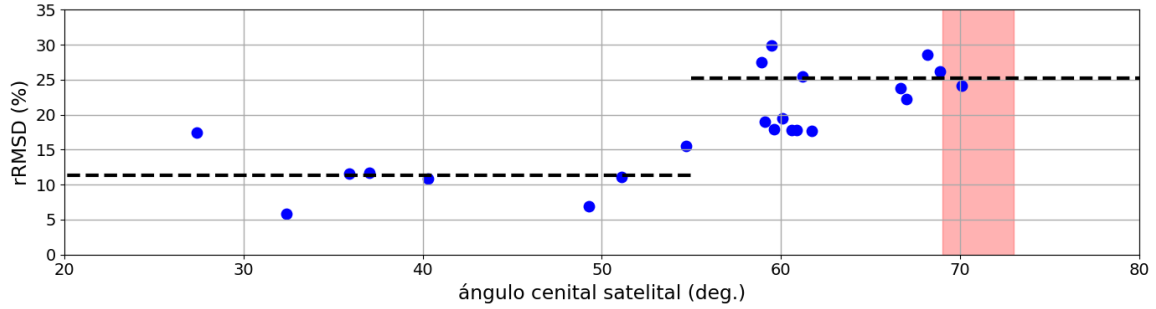


Figura 6.8: Dependencia de rRMSD de estimativos GHI del modelo Heliosat-4 con el ángulo cenital del satélite MSG. La información se obtiene del reporte automático de SODA para diferentes estaciones BSRN. La región rosada corresponde al ángulo de vista de la región de estudio (entre 69 y 73° aproximadamente). Las líneas a trazos muestran los promedios para las estaciones con θ_s mayor o menor a 55°. Fuente: [Laguarda et al. \(2020b\)](#).

y rRMSD de 25 % y 28 %, respectivamente. Este análisis da una idea aproximada de la precisión esperable del modelo en la región ($\sim 25\%$). Sin embargo, es necesario un análisis local para poder determinar el desempeño en la región con mayor precisión.

6.2.2. Validación local de Heliosat-4

Los estimativos Heliosat-4 fueron descargados directamente del portal CAMS y evaluados con medidas de calidad en las estaciones detalladas en la [Tabla 3.5](#). Los estimativos de irradiación son generados para píxeles individuales, sin suavizado espacial. La resolución del modelo es de aproximadamente 3 km en el nadir y, debido al ángulo de vista del MSG, de 6-7 km sobre la Pampa Húmeda¹.

En la [Subsección 6.1.3](#) se determinó que para estimar la radiación a nivel horario de forma adecuada es necesario un promediado espacial de la información satelital en celdas de aproximadamente 20 km. Los modelos CIM desarrollados en esta tesis cumplen ese requisito en su información satelital de entrada, por lo que para realizar una comparación justa entre Heliosat-4 y los CIM, se descargaron los estimativos de Heliosat-4 en una pequeña grilla de 3×3 píxeles alrededor de cada ubicación, representando un espacio de alrededor de 21 km×21 km, como se esquematiza en la [Figura 6.9](#). El promedio de las nueve series descargadas

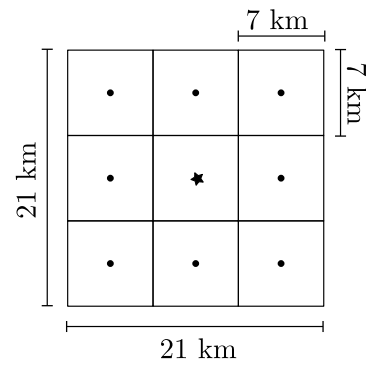


Figura 6.9: Esquema de la grilla espacial para el suavizado de los estimativos Heliosat-4. Se promedian las series descargadas para cada punto señalado.

para cada sitio fue utilizado para la validación. Este procedimiento de suavizado resulta en una reducción del rRMSD de los estimativos Heliosat-4 de aproximadamente 1%,

¹Información obtenida en <http://www.soda-pro.com>.

según lo observado. De aquí en más los estimativos Heliosat-4 referirán a los obtenidos con este promedio espacial de 3×3 píxeles.

Con el objetivo de lograr una comparación justa, hay un segundo aspecto a considerar. Los parámetros de los CIM obtenidos de la Subsección 6.1.1 son ajustados localmente, a diferencia del modelo Heliosat-4. Para subsanar esta diferencia de base se le aplicó una adaptación local a las series de estimativos de Heliosat-4 (que esencialmente remueve el sesgo en los estimativos). De las opciones posibles para realizar una adaptación local se seleccionó la más simple, que consiste en corregir los estimativos a través de una regresión lineal con las mediciones terrestres (Polo *et al.*, 2016). La serie obtenida será referida como *adaptada localmente*.

En la Tabla 6.3 se muestran las métricas de desempeño por estación de los estimativos Heliosat-4 originales y adaptados localmente. En la última columna se muestra el promedio entre las estaciones, un indicador del desempeño a escala regional. La inclusión del modelo original permite evaluar el impacto de la adaptación local de los estimativos en la región, algo no frecuente de encontrar en la literatura. El modelo original muestra sesgos en el entorno de $\pm 3\%$, con variaciones espaciales de $\pm 1.9\%$. La media de rRMSD es menor a 18% , algo razonable para un modelo satelital sin adaptación local según lo establecido en la Sección 2.6. El KSI muestra gran dispersión espacial, con valores de 10 a 23 Wh/m^2 , con una media de 18 Wh/m^2 . La versión localmente adaptada resulta insesgada y con un rRMSD levemente reducido, de 16.8% , mientras que KSI se reduce a 10.2 Wh/m^2 (valores promedios). Se observa que la adaptación local mejora levemente el desempeño (Laguarda *et al.*, 2020b).

Tabla 6.3: Métricas de desempeño de estimativos GHI de la versión original y con adaptación local de Heliosat-4. La última columna muestra el promedio espacial de los resultados.

Métrica	LE	MS	LU	LB	TT	SA	RO	AR	ZU	TA	Promedio
Heliosat-4 (original)											
rMBD (%)	-1.0	+0.6	-3.1	-1.5	+0.8	-2.6	+2.6	+0.2	+0.6	+1.9	-0.8
rRMSD (%)	17.5	19.4	16.6	17.3	17.8	18.0	20.4	16.8	17.7	17.7	17.9
KSI (Wh/m^2)	22.0	12.8	21.3	16.0	10.1	23.4	11.2	13.6	13.9	12.5	17.7
Heliosat-4 (adaptado localmente)											
rMBD (%)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
rRMSD (%)	16.0	18.6	15.4	16.4	17.3	16.5	19.6	16.0	16.9	17.0	16.8
KSI (Wh/m^2)	9.5	11.6	10.3	9.5	10.1	9.0	10.6	9.7	8.8	9.0	10.2
$\langle I_h \rangle$ (Wh/m^2)	463	446	465	438	437	469	427	458	440	438	448

La Figura 6.10 muestra las gráficas de dispersión para el modelo original y el localmente adaptado. En el caso adaptado, si bien el sesgo es eliminado, aparece un sesgo positivo para valores altos de irradiancia, mientras que en el caso original parece haber un sesgo negativo en zonas intermedias.

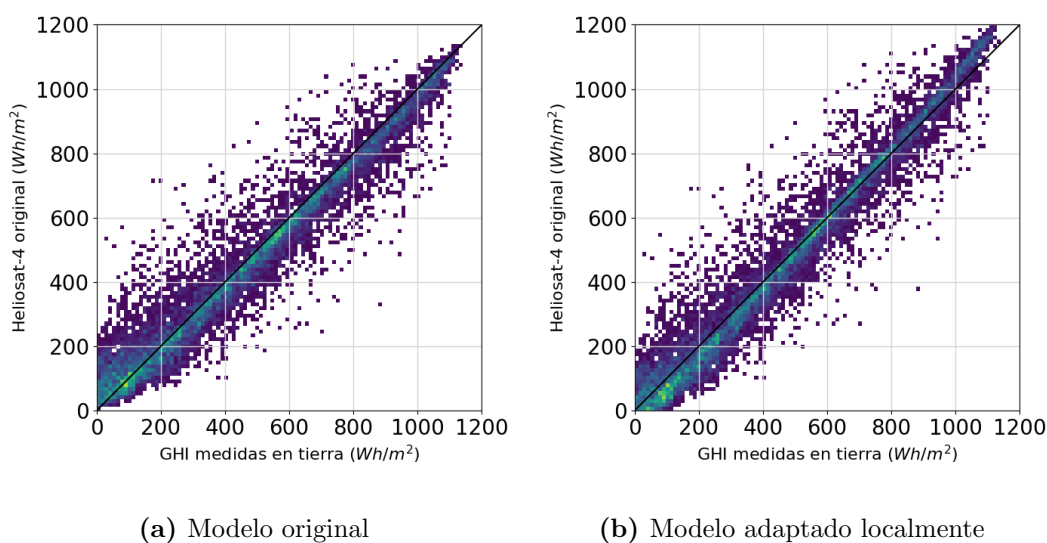


Figura 6.10: Dispersión del modelo Heliosat-4 para GHI en la localidad LE.

Análisis de desempeño según k_t y $\cos \theta_z$

Para visualizar con más detalle el comportamiento del modelo, en la [Figura 6.11](#) se muestran las métricas rMBD y rRMSD del modelo adaptado localmente en función del coseno del ángulo cenital y k_t . El diagrama correspondiente del modelo original es muy similar y se omite por brevedad. El patrón de comportamiento es diferente al mostrado para los CIM en la [Figura 6.7](#). Esto es, en cierta medida, esperable dada la diferente naturaleza de los modelos y la diferente información satelital que utilizan. Cuando la altura solar es baja el modelo tiende a subestimar con rRMSD pequeños para toda condición de nubosidad. Sin embargo, a medida que la altura solar crece, el sesgo cambia de signo y aumenta la dispersión, especialmente en condiciones de nubosidad parcial o total. Alrededor del mediodía solar, la nubosidad percibida por el MSG resulta en la mayor sobrestimación y mayor dispersión de los estimativos del modelo en la región. Este comportamiento se relaciona con el ángulo cenital del satélite ($\sim 70^\circ$), que es mucho mayor al del satélite GOES-East ($\sim 40^\circ$) utilizado en los CIM. El peor desempeño del modelo ante la presencia de nubosidad cerca del mediodía es indeseado en lo que refiere a la evaluación de la disponibilidad del recurso solar, dado que sucede cuando el aprovechamiento del recurso solar es mayor.

Luego de la validación en diez sitios en la región, se concluye que el desempeño observado para la versión original (rRMSD $\sim 18\%$) en la región es bueno, a pesar de estar fuera del área recomendada, en comparación con lo encontrado en la literatura para la familia Heliosat ([Subsección 2.6.6](#)), es decir entre 18–29%. También es bueno con respecto a lo mostrado en la [Figura 6.8](#) para ángulos de vista mayores a 60° . Aunque este desempeño mejore levemente ante una adaptación local (eliminación del sesgo y la disminución de rRMSD en 1.1% en promedio), es ampliamente superado por

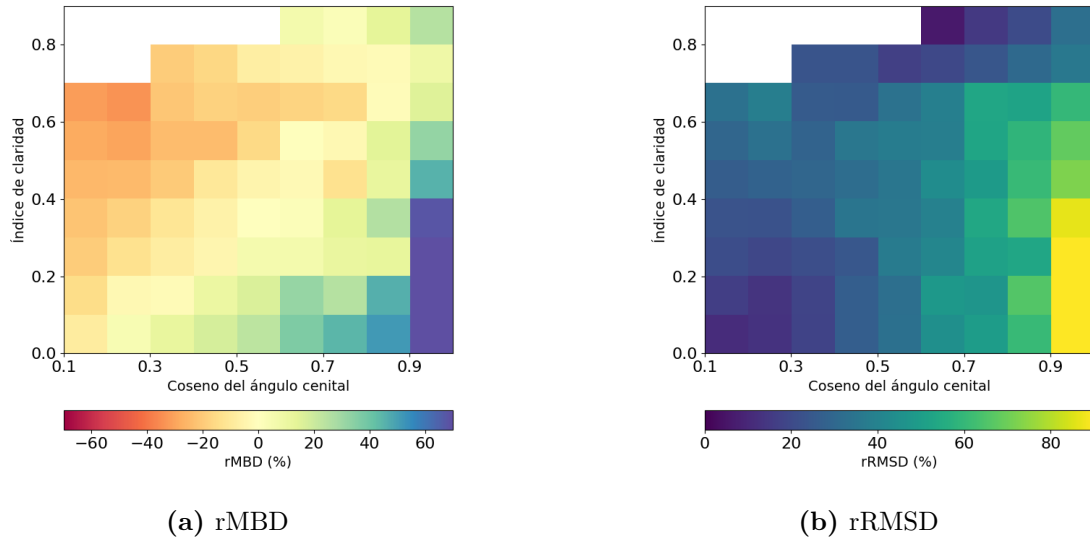


Figura 6.11: Métricas de los estimativos GHI del modelo Heliosat-4 adaptado localmente distribuidas según el índice de claridad y el coseno del ángulo cenital para la estación LE. Los valores se normalizan con la media de las medidas (463 Wh/m^2).

modelos CIM localmente ajustados que utilizan información GOES-East. Esto refuerza la idea de que la sofisticación de un modelo es solo uno de los elementos que inciden en su desempeño a escala local.

6.3. Estimación de DNI a partir de GHI

Se describe y evalúa el método actualmente usado para separar las componentes DNI y DHI, a partir de GHI. La estrategia consiste en utilizar modelos fenomenológicos de separación de radiación directa y difusa (Subsección 6.3.1), utilizando como entrada una estimación de GHI que, en el contexto de este trabajo, se obtiene de un modelo satelital. Esta metodología ha sido utilizada con estimativos de GHI del modelo JPTv2 (Subsección 2.6.5) en la confección del Mapa Solar del Uruguay (MSU-v2) y en el Año Meteorológico Típico para aplicaciones en energía solar en Uruguay (AMTU), para generar estimativos de DNI horaria y de irradiación global sobre planos inclinados al Norte (GTI). Este es el método actualmente en uso para estimar DNI en ubicaciones arbitrarias del territorio. En la Subsección 6.3.2 se evalúa el desempeño de esta estrategia en la región. Uno de los objetivos de este trabajo es mejorar sustancialmente este desempeño utilizando un modelo CIM para DNI (Sección 6.4).

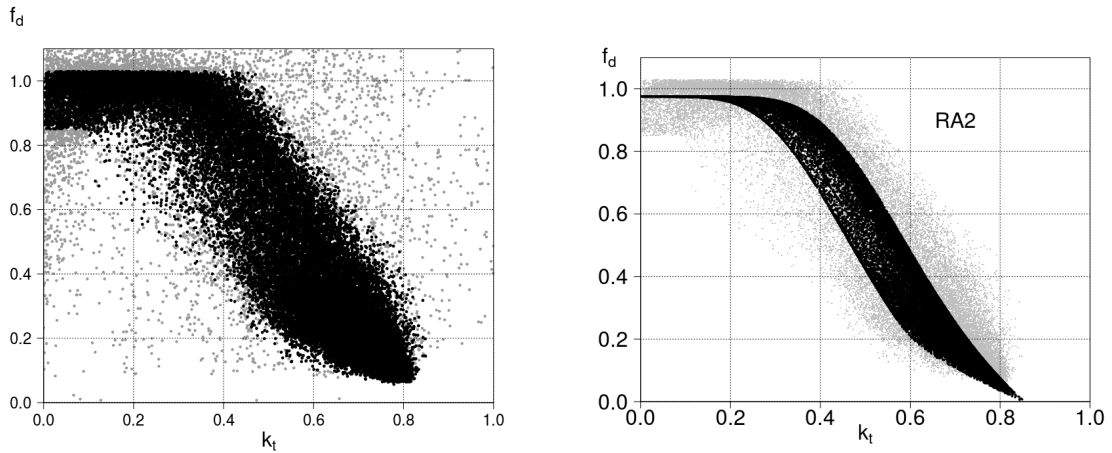
6.3.1. Modelos de separación directa-difusa

Los resultados que se resumen en esta Sección han sido publicados por este equipo de trabajo en Abal *et al.* (2017). Los modelos fenomenológicos de separación de irradiación directa y difusa (o *modelos de fracción difusa*) en esencia estiman la fracción difusa, $f_d = I_{dh}/I_h$ (Ec. (A.14)), donde I_{dh} es la irradiación difusa en el plano horizon-

tal. La f_d es estimada a partir de un pequeño grupo de variables (o predictores) que se puedan calcular a partir de GHI (en este caso, satelital), otras variables geométricas y eventualmente variables auxiliares adicionales. La componente directa es luego estimada a partir f_d y GHI a partir de la relación de clausura, Ec. (2.7), según

$$I_b = \frac{I_h(1 - f_d)}{\cos \theta_z}. \quad (6.4)$$

En la Figura 6.12a se muestra un diagrama f_d vs. k_t para mediciones horarias de GHI y DHI de cinco sitios en la región (tres de la RMCIS, LU y SAM). Si bien el valor máximo físicamente posible de f_d es 1 (si no hay radiación directa, la componente difusa y global son iguales), es usual en la práctica encontrar valores levemente mayores a la unidad debido a la incertidumbre experimental asociada a las medidas de I_h y I_{dh} . Valores altos del índice de claridad ($k_t \gtrsim 0.6$) corresponden a condiciones de cielo mayormente despejado en las cuales f_d tiende a ser baja. La fracción difusa nunca llega ser cero, sino que tiene un valor mínimo en torno a 0.10, asociado a cielo despejado ya que, incluso en condiciones de cielo claro, hay un 10% de atenuación del haz directo (debido principalmente a la dispersión Rayleigh) que contribuye a la DHI. En el otro extremo, para $k_t \lesssim 0.3$, se dan las condiciones de cielo mayormente cubierto de nubes. En este caso, f_d adopta valores ≥ 0.85 . La situación intermedia, $0.3 \lesssim k_t \lesssim 0.6$ corresponde a condiciones de nubosidad parcial en las cuales f_d puede tener valores entre 0.2 y 1. Esta situación es frecuente en la región y es la más difícil de modelar.



(a) En gris los datos originales (48736 horas) y en negro los 40995 pares que superan un filtrado de calidad estricto.

(b) Modelo de fracción difusa RA2s (negro) sobre los datos filtrados por calidad (gris).

Figura 6.12: Datos de GHI y DHI en el plano f_d vs. k_t . Fuente: [Abal et al. \(2017\)](#).

Los modelos de fracción difusa buscan capturar el comportamiento de f_d utilizando para ello diferentes predictores. De la Figura 6.12a se observa que estimar f_d únicamente como función de k_t representa una simplificación de lo que realmente ocurre.

Por ejemplo, para $k_t = 0.5$ se tienen valores de f_d entre 0.2 y 0.9. Por el contrario, utilizar gran número de predictores reduce la aplicabilidad de los modelos y los beneficios obtenidos por agregar nuevas variables suelen ser marginales (Abal *et al.*, 2017).

Modelo utilizado actualmente

Existen varias decenas de modelos de fracción difusa buscando el mejor balance entre un conjunto reducido de predictores y un buen desempeño y muchos trabajos analizando su desempeño en diferentes ubicaciones a nivel mundial. Una síntesis es el trabajo de Gueymard y Ruiz-Arias (2016), que incluye más de cien modelos analizados a escala minutal para varias zonas climáticas. Sin embargo, en ese trabajo no se consideran modelos localmente ajustados. Su principal conclusión es que no existe un modelo de separación de uso universal, ya que el problema depende del clima local.

En Abal *et al.* (2017) implementamos localmente y evaluamos diez de los modelos de separación más utilizados en el mundo, utilizando datos de la región de interés de este trabajo. Se trabajó a nivel horario y a nivel diario, ya que los modelos de separación difieren. Los modelos se analizaron tanto en su forma original como con coeficientes ajustados localmente en cinco estaciones (tres de ellas utilizadas en este trabajo: LU, AR y TT). Los datos utilizados son los mostrados en la Figura 6.12a.

De los modelos estudiados se destacan el modelo RBL (Ridley *et al.*, 2010) y el modelo RA (Ruiz-Arias *et al.*, 2010). El primero ha mostrado ser capaz de capturar tendencias diarias en los datos y ofrece un desempeño muy bueno en comparación con otros más simples, pero no puede implementarse de manera operacional porque dos¹ de sus cinco predictores requieren información futura como entrada. Por otro lado, la complejidad del modelo RA es significativamente menor que la de otros modelos (como RBL), a la vez que su desempeño está entre los mejores, por lo que es el utilizado para aplicaciones ingenieriles en la región.

El modelo RA parametriza a f_d como una doble exponencial que depende únicamente de k_t y de la masa de aire de forma polinómica en su exponente. En Abal *et al.* (2017) implementamos y ajustamos tres versiones de este modelo, según el orden del polinomio en el exponente y la inclusión o no de la masa de aire como predictor. Se concluyó que el modelo que mejor equilibra simplicidad con precisión en la estimación de f_d es el denominado RA2s,

$$f_d = a_0 - a_1 e^{-\exp(a_2 + a_3 k_t + a_4 m)}, \quad (6.5)$$

donde los coeficientes a_i ($i = 0,1,2,3,4$) son constantes. En la Tabla 6.4 se indican los coeficientes originales y los ajustados localmente para Uruguay del modelo. En

¹Relacionados con el índice de claridad diario y un parámetro de variabilidad que utiliza datos de la hora anterior y posterior.

la [Tabla 6.5](#) se muestran los indicadores de desempeño medios en la región en la estimación de f_d . El ajuste local de los parámetros mejora significativamente el sesgo negativo del modelo original y logra un rRMSD del orden de 20 %, que caracteriza la incertidumbre mínima alcanzable por este tipo de parametrizaciones a nivel horario. La [Figura 6.12b](#) muestra que el modelo capta el comportamiento medio de la fracción difusa, lo cuál se traduce en una incertidumbre importante.

Tabla 6.4: Coeficientes para RA2s de la [Ec. \(6.5\)](#). Se muestran los coeficientes originales, basados en datos para el Hemisferio Norte de [Ruiz-Arias et al. \(2010\)](#), y los coeficientes ajustados localmente para Uruguay en [Abal et al. \(2017\)](#).

Versión	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4
Original	0.98	-1.02	2.88	-5.59	-0.11
Local	0.97	-1.11	3.38	-5.84	-0.13

Tabla 6.5: Indicadores de desempeño en la región para el modelo de fracción difusa horaria RA2. Los indicadores se expresan relativos a la media de las medidas, $\langle f_d \rangle = 0.47$. De [Abal et al. \(2017\)](#).

	original		localmente ajustado	
modelo	rMBD (%)	rRMSD (%)	rMBD (%)	rRMSD (%)
RA2s	-3.2	21.0	+0.7	19.5

El enfoque fenomenológico para estimar f_d tiene una incertidumbre considerable, aún en el caso de contar con una calibración local en base a mediciones de buena calidad, lo que inevitablemente se traduce en un error en la estimación de DNI. En la [Ec. \(6.6\)](#) se expresa la propagación de incertidumbre en I_b considerando a la estimación de I_h (satelital) y f_d (fenomenológico) como fuentes independientes de error

$$\frac{\delta I_b}{I_b} = \sqrt{\left(\frac{\delta I_h}{I_h}\right)^2 + \left(\frac{f_d}{1-f_d}\right)^2 \left(\frac{\delta f_d}{f_d}\right)^2}. \quad (6.6)$$

La incertidumbre en I_h proviene de la medida o del modelo utilizado para estimarla (en el segundo caso, típicamente mayor a 12 % a nivel horario). Como se mencionó, para los mejores modelos adaptados localmente, $\delta f_d/f_d \simeq 20\%$. De la [Ec. \(6.6\)](#) se obtiene que $\frac{\delta I_b}{I_b} > 12\%$ para condiciones de cielo claro ($f_d \sim 0.10$) y que crece rápidamente con f_d , alcanzando un valor de 22 % para $f_d = 0.5$ y de 30 % para $f_d = 0.6$. La incertidumbre relativa de I_b diverge al f_d acercarse a 1 (cielo completamente cubierto) porque en ese caso I_b tiende a cero. Este cálculo aproximado sugiere una alta incertidumbre (mayor a 20 % en promedio) del método fenomenológico para estimar DNI horario. A continuación se evalúan las series de DNI calculadas con este procedimiento a partir de modelos satelitales de GHI, de forma de determinar su incertidumbre experimentalmente.

6.3.2. Validación de la estrategia fenomenológica para DNI

Si bien en [Abal et al. \(2017\)](#) se evaluó la incertidumbre asociada a esta metodología entre 18 y 20 % de la media de f_d , esto se hizo con medidas de superficie y referido a la variable f_d . En esta Subsección se cuantifica el desempeño de la estrategia planteada para estimar DNI a partir de modelos de fracción difusa y estimativos satelitales de GHI. Se evaluaron las series de DNI obtenidas a partir de la [Ec. \(6.4\)](#) y el modelo de fracción difusa recomendado para la región, es decir, RA2s con coeficientes adaptados localmente. La validación fue llevada a cabo en las tres estaciones que cuentan con medidas de directa (ver [Tabla 3.5](#)). La información de GHI satelital utilizada proviene de dos modelos: del modelo JPTv2, que es el utilizado hasta la actualidad para este propósito ([Subsección 2.6.5](#)), y del modelo CIM-ESRA, destacado en este trabajo. De forma de cuantificar el error asociado al pasaje de GHI a DNI exclusivamente, también se estimó la DNI a partir de f_d y mediciones terrestres de GHI. En la [Tabla 6.6](#) se muestran las métricas de desempeño.

Tabla 6.6: Desempeño de la estrategia fenomenológica para estimar DNI horario a partir del modelo de fracción difusa RA2, la [Ec. \(6.4\)](#) y datos de GHI obtenidos con modelos JPTv2, CIM-ESRA o de medidas en superficie.

Sitio	LE	MS	LU	Promedio
Modelo	JPTv2 (GHI) + RA2s			
rMBD (%)	+2.3	+6.7	+8.9	+5.7
rRMSD (%)	21.9	27.4	25.2	24.0
KSI (Wh/m ²)	65.7	56.1	68.4	65.8
Modelo	CIM-ESRA (GHI) + RA2s			
rMBD (%)	+3.2	+8.5	+8.3	+6.1
rRMSD (%)	22.9	29.2	25.9	24.9
KSI (Wh/m ²)	59.0	57.9	65.6	61.8
Modelo	medidas GHI + RA2s			
rMBD (%)	+4.3	+9.6	+9.3	+7.1
rRMSD (%)	14.4	19.1	18.3	16.7
KSI (Wh/m ²)	35.0	46.1	51.7	43.7
# datos	7378	12398	4201	23977
$\langle I_b \rangle$ (Wh/m ²)	583.4	472.8	548.3	555.5

Al aplicar el modelo de fracción difusa sobre estimativos satelitales de GHI (de ambos modelos), se observa que la DNI estimada tiene sesgos positivos importantes, mayores a 7 % en MS y LU, y rRMSD entre 22 y 29 % en todas las estaciones para ambos modelos. El KSI no muestra grandes diferencias entre los modelos. Cuando el método se aplica sobre mediciones GHI se observa una gran disminución de la dispersión, con rRMSD de 17 % en promedio, aunque el sesgo persiste. Se confirma lo sugerido en [Abal et al. \(2017\)](#), que hay una sobreestimación asociada al uso del modelo de fracción difusa RA2s. En la [Figura 6.13](#) se muestran los gráficos de dispersión para las tres series

generadas sobre la estación de LE. Se observa que, si bien a nivel general los estimativos sobrestiman DNI, tienden a subestimar en condiciones de cielo claro (donde se observa una aglomeración de puntos en las gráficas con valores altos de irradiación). También se confirma que para valores medios de irradiación, la dispersión es grande. En general esta región incluye los instantes con condiciones de nubosidad media, que son donde los modelos de fracción difusa presentan mayores dificultades, como se comentó antes y se observa en la [Figura 6.12b](#). Estos efectos están presentes, aunque un poco más atenuados, en la [Figura 6.13c](#), que corresponde al método de estimación de DNI basado en medidas de GHI. Esto sugiere que, si bien la incertidumbre del modelo de GHI es relevante, estas características son mas bien propias del método que del modelo de satelital. Como se observa en la [Tabla 6.6](#), el uso de modelos satelitales incrementa el rRMSD en $\simeq 8\%$ y reduce un poco el sesgo (1-2%).

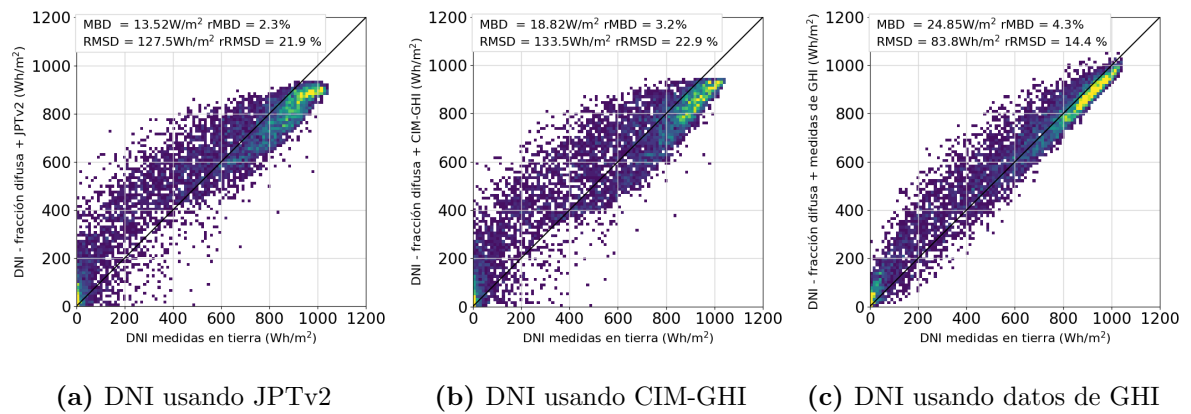


Figura 6.13: Dispersión de series de DNI para la estación LE obtenidas a partir de modelos satelitales de GHI con un modelo fenomenológico de separación directa-difusa ajustado para la región. Como referencia se incluye la serie obtenida con el mismo método basado en mediciones de GHI.

Estos resultados confirman la alta incertidumbre del método (24-25% de la media de DNI) y remarcan la conveniencia de contar con una alternativa de mayor precisión para estimar irradiación directa por satélite. En la [Sección 6.4](#) se desarrolla un modelo satelital híbrido CIM para estimar DNI con incertidumbres menores al 20%.

6.4. Modelo CIM para irradiación directa

En esta Sección se presenta un modelo de tipo CIM para DNI, replicando la estrategia exitosa para GHI. Es decir, se utilizó una estructura como la [Ec. \(6.1\)](#), donde en este caso \hat{I} e I_{cc} representan a la estimación de I_b y a la estimación de cielo claro I_{bcc} , respectivamente. El índice y el factor de nubosidad (η y F) se formulan especialmente para DNI, como se explica a continuación.

Como ya se ha discutido, la atenuación que genera la nubosidad sobre la irradiancia

directa es distinta a la que genera sobre la irradiancia global¹. Esto muestra la necesidad de realizar variantes en el tratamiento de la nubosidad para el modelado de DNI por satélite. La primera adaptación es la definición de un nuevo índice de nubosidad η , siguiendo la estructura de la Ec. (6.3). Una cobertura moderada de nubes puede impedir la totalidad del pasaje de DNI a través de la atmósfera, por lo que un bloqueo máximo de radiación directa, asociado con $\eta = 1$, debería alcanzarse con un valor de ρ menor en comparación al hallado para la componente GHI. En esta formulación esto significa que la reflectancia planetaria de saturación, ρ_{max} , debe ser menor. La segunda adaptación es que el factor de nubosidad utilizado no es lineal sino cuadrático en $(1 - \eta)$, pero manteniendo dos parámetros ajustables,

$$F(\eta) = a(1 - \eta)^2 + b. \quad (6.7)$$

Esta modificación responde al comportamiento de los datos de DNI en función del nuevo índice de nubosidad, como se verá a continuación.

6.4.1. Optimización del modelo CIM para modelado de DNI

Factor de nubosidad

El factor de nubosidad para DNI representa al índice de cielo claro de radiación directa, $k_{bcc} = I_b/I_{bcc}$ (Ec. (A.13)). La Figura 6.14 ilustra la dependencia de k_{bcc} con $(1 - \eta)$ para la estación LE. Se aprecia que el comportamiento cuadrático es más adecuado que el lineal (utilizado para GHI). No se observa una dependencia del comportamiento de las muestras con el $\cos \theta_z$ (distinguido según el color de los puntos).

Se espera que la irradiancia directa sufra baja atenuación con respecto a la estimación de cielo claro cuando no hay nubes ($\eta \simeq 0$) y que la atenuación sea prácticamente total en caso de presencia de nubes ($\eta \simeq 1$). Al contar con datos integrados en una hora, el comportamiento resulta de un promedio, donde los efectos de la nubosidad parcial se manifiestan suavizados. Es por eso que la figura muestra una acumulación de puntos con k_{bcc} menores a 0.1 y una transición suave (asociados a nubosidad parcial) hacia valores cercanos a 1. A partir de este comportamiento el ajuste cuadrático se realiza manteniendo dos parámetros a y b independientes. Además se mantienen las mismas relaciones que verifican los CIM para GHI: $F(0) = a + b$ y $F(1) = b$ (ver Ec. (6.7)).

Reflectancia planetaria de saturación

El estudio de desempeño de modelos CIM para DNI (basados en las Ecuaciones 6.1, 6.3 y 6.7) en función de ρ_{max} , muestra que la reflectancia planetaria de satura-

¹Por ejemplo, una nube que bloquea la irradiancia directa en su totalidad, puede provocar además un aumento en la irradiancia difusa y por tanto una alteración menor en la GHI.

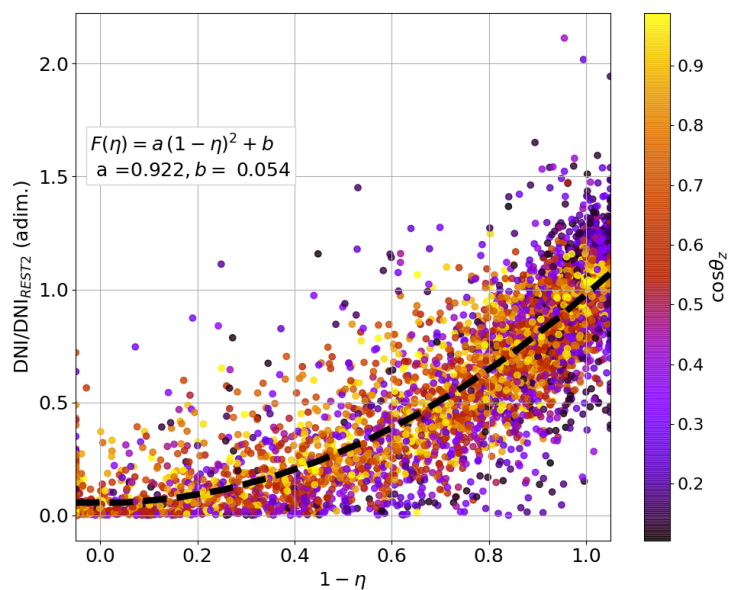


Figura 6.14: Índice de cielo claro de directa en función del índice de nubosidad para DNI para la estación LE. Se propone un ajuste de segundo orden con dos grados de libertad. Los puntos se colorean de acuerdo al coseno del ángulo cenital. El modelo de cielo claro es REST2 con datos MERRA-2.

ción óptima se alcanza para ρ_{max} en el entorno de 50 %. En la [Figura 6.15](#) se muestra la media y dispersión espacial del rRMSD de modelos estos modelos, utilizando diferentes MISCC, al variar ρ_{max} .

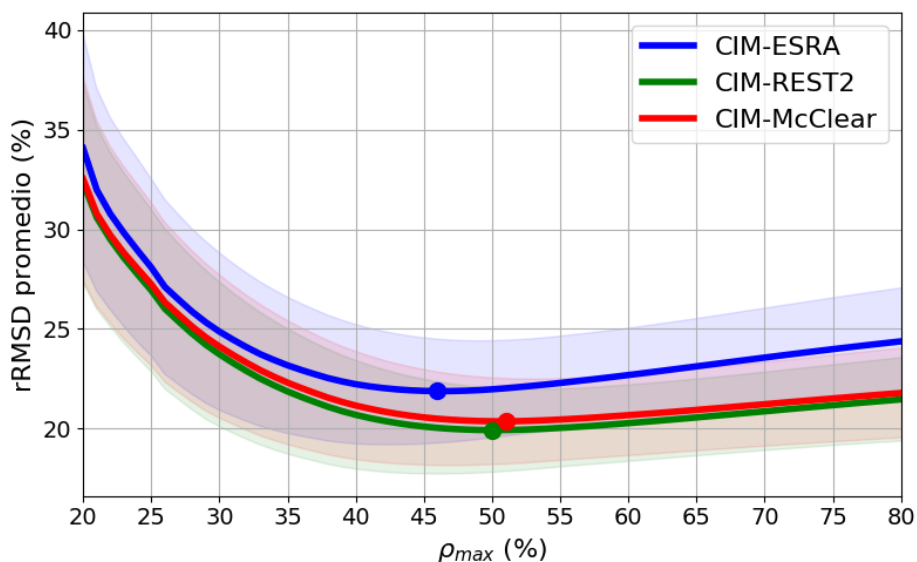


Figura 6.15: Optimización de modelos CIM de DNI con ρ_{max} a través de la métrica rRMSD. Se muestran los promedios sobre las 3 estaciones. Los puntos muestran los mínimos (que son poco pronunciados) y las bandas sombreadas muestran la dispersión sobre el promedio espacial. Se decide utilizar $\rho_{max} = 50\%$.

Este valor es muy similar al hallado por [Ceballos et al. \(2004\)](#) en el contexto del modelo físico satelital GL ([Apéndice C.2.2](#)). El valor adoptado por el modelo GL para la estimación de DNI es de $\rho_{max} = 46.5\%$ y fue hallado en forma estadística, buscando

identificar el valor de reflectancia umbral entre las nubes cumuliformes y estratiformes, utilizando como caso de estudio la región de la Amazonia. En este trabajo se halló el valor de ρ_{max} , también estadísticamente, pero buscando maximizar el desempeño del modelo satelital CIM de DNI. El mínimo en las curvas de la [Figura 6.15](#) no es muy pronunciado, en el entorno de 50 %, que es el valor de ρ_{max} que se utilizará.

6.4.2. Entrenamiento y validación de CIM para DNI

Una vez definidos el rango dinámico de η y la dependencia de F con η , se construyó el modelo CIM para DNI según la [Ec. \(6.1\)](#) en los sitios de LE, LU y MS (detalles en la [Tabla 3.5](#)). Como punto de partida se utilizaron 3 modelos de cielo claro seleccionados para DNI en el [Capítulo 5](#): ESRA, basado en ciclos anuales de turbidez de Linke específicamente para DNI¹; REST2, con información MERRA-2; McClear, con información CAMS. Todos están basados en información atmosférica de distinto origen. Al igual que en los procedimientos anteriores, el entrenamiento y validación de los modelos fue llevado a cabo con un muestreo aleatorio (50/50) y validación cruzada con 1000 iteraciones para asegurar la independencia entre el conjunto de entrenamiento y el de validación.

En la [Tabla 6.7](#) se muestran los parámetros a y b de la [Ec. \(6.7\)](#) para los tres modelos CIM en cada una de las ubicaciones. Entre paréntesis se muestra la variabilidad asociada al método de validación cruzada y en la última columna se muestra la media espacial y la desviación estándar relativa del promedio (entre paréntesis). En términos generales los resultados son robustos sobre las tres ubicaciones estudiadas. El valor de a es aproximadamente 0.88 y presenta baja variabilidad espacial, mientras que el término independiente, b , es aproximadamente 0.05 y muestra una mayor variación relativa según el modelo y la estación. Al igual que en el caso de los CIM para GHI, es posible aplicar el modelo en ubicaciones arbitrarias de la región sin gran pérdida de precisión.

En la [Tabla 6.8](#) se muestran las métricas de desempeño de los tres CIM. Para cada estación se muestra entre paréntesis la desviación estándar, representativa de la variabilidad del método estadístico de validación cruzada. La última columna muestra la media y desviación estándar espacial. Se observa que en todos los casos se obtienen sesgos pequeños, como es de esperar, luego del ajuste local. Todos los modelos tienen mejor desempeño en LE y peor en MS. Los tres modelos tienen un desempeño similar con medias espaciales de rMBD menores a $|0.5|$ %, rRMSD entre 18.4 y 19.6 % (con un rango de confianza ± 3 % a P68) y KSI entre 15.8 y 22.3 Wh/m². Todas las métricas sugieren que CIM-REST2 es el más preciso de los tres modelos estudiados, seguido por CIM-McClear, que presenta una pequeña subestimación sistemática en los tres sitios,

¹Método I, por detalles ver la [Sección 4.3](#).

Tabla 6.7: Ajuste del factor de nubosidad, Ec. (6.7), para modelos CIM de DNI utilizando diferentes modelos de cielo claro. Se muestran los resultados promedio (con ponderación) de la validación cruzada y la desviación estándar entre paréntesis de los parámetros a y b . La última columna muestra la media y dispersión espacial.

Sitio	LE	MS	LU	Promedio
Modelo CIM-ESRA				
a	0.879 (0.003)	0.844 (0.002)	0.861 (0.004)	0.867 (2.1 %)
b	0.027 (0.003)	0.038 (0.002)	0.021 (0.004)	0.026 (31.0 %)
Modelo CIM-McClear				
a	0.875 (0.004)	0.836 (0.002)	0.901 (0.005)	0.882 (3.8 %)
b	0.061 (0.004)	0.061 (0.002)	0.052 (0.005)	0.057 (8.6 %)
Modelo CIM-REST-2				
a	0.922 (0.004)	0.859 (0.002)	0.899 (0.005)	0.905 (3.6 %)
b	0.054 (0.004)	0.063 (0.002)	0.045 (0.005)	0.051 (16.7 %)

y finalmente CIM-ESRA.

Tabla 6.8: Desempeño de CIM de DNI utilizando diferentes modelos de cielo claro como base. Se muestran las métricas promedio (ponderado) de las corridas de validación cruzada y su desviación estándar entre paréntesis. La última columna muestra la media y dispersión espacial. En la última fila se muestra el número de datos horarios utilizado en promedio y su media en Wh/m².

Sitio	LE	MS	LU	Promedio
Modelo CIM-ESRA				
rMBD(%)	+0.2 (0.4)	+0.1 (0.4)	+0.1 (0.6)	+0.1 (0.1)
rRMSD(%)	18.0 (0.3)	24.0 (0.3)	20.1 (0.4)	19.6 (3.0)
KSI(Wh/m ²)	21.9 (1.5)	18.5 (1.4)	23.7 (2.1)	22.3 (2.6)
Modelo CIM-McClear				
rMBD(%)	-0.4 (0.4)	-0.1 (0.4)	-0.7 (0.6)	-0.5 (0.3)
rRMSD(%)	17.4 (0.3)	22.8 (0.3)	19.8 (0.4)	19.1 (2.7)
KSI(Wh/m ²)	15.5 (1.3)	19.4 (1.2)	21.0 (1.7)	18.4 (2.8)
Modelo CIM-REST2				
rMBD(%)	-0.2 (0.4)	+0.1 (0.4)	0.0 (0.5)	-0.1 (0.2)
rRMSD(%)	17.1 (0.3)	22.4 (0.3)	18.7 (0.4)	18.4 (2.7)
KSI(Wh/m ²)	14.0 (1.5)	18.6 (1.3)	16.8 (2.0)	15.8 (2.3)
# datos	7622	12956	4376	24934
$\langle I_b \rangle$ (Wh/m ²)	579.3 (3.6)	472.4 (3.1)	548.0 (4.7)	553 (55)

En la Figura 6.16 se comparan los gráficos de dispersión entre CIM-ESRA y CIM-REST2. Como era de esperarse la dispersión es mayor que para los CIM para GHI (ver Figura 6.6). El color claro de los puntos indica mayor aglomeración de datos. En este caso se distinguen dos regiones con alta densidad de muestras: las muestras de valores altos de irradiación, asociadas a muestras de cielo claro (como se evidencia en la Figura 5.7) y las muestras de irradiación cercanas cero, relacionadas con las horas (frecuentes) en las que la DNI se anula por presencia de nubosidad. Al comparar entre modelos, se observa que en condiciones de cielo claro CIM-ESRA subestima, mientras que CIM-REST2 no muestra sesgo y tiene menor dispersión. La dispersión

que muestran ambos modelos para valores intermedios de irradiación es grande grande con respecto al caso de GHI (Figura 6.6), y se pueden asociar a las dificultades del método CIM para captar el efecto de la nubosidad parcial en la DNI. De todas formas, el comportamiento es más satisfactorio que el obtenido por el método fenomenológico utilizado actualmente (Subsección 6.3.1).

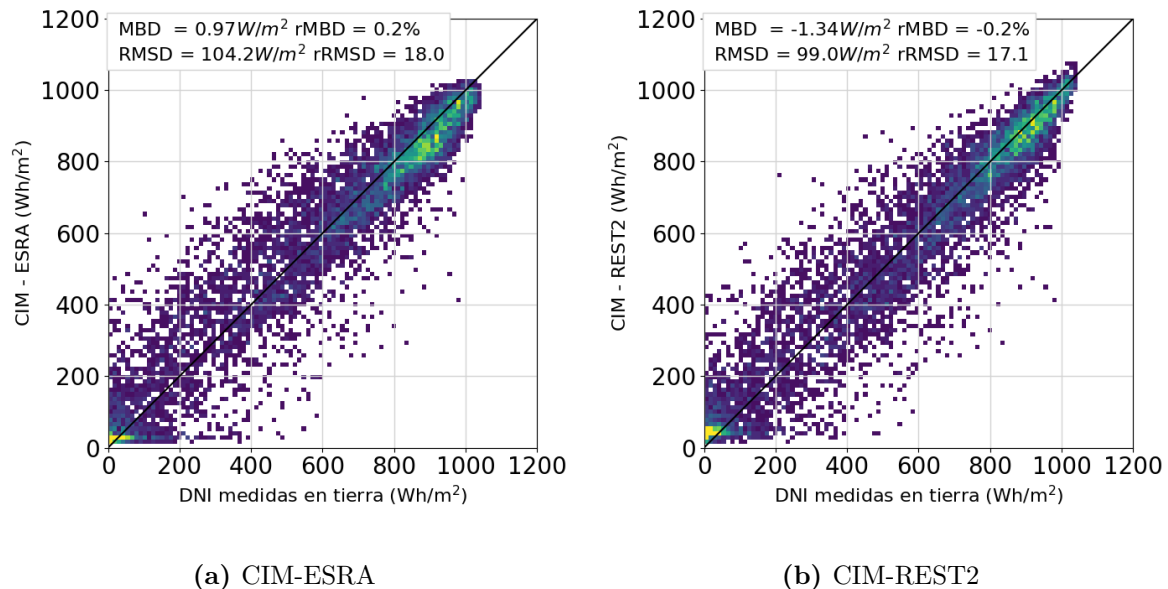


Figura 6.16: Gráficos de dispersión para dos modelos CIM de DNI. Uno basado en el modelo de cielo claro ESRA (alimentado con ciclos mensuales de información atmosférica), y REST2 (basado en información MERRA-2). Ambos corresponden al sitio LE.

Teniendo en cuenta que CIM-ESRA se basa en ciclos de turbidez que requieren de mediciones terrestres de DNI, y que CIM-McClearn no se puede implementar en la práctica por la complejidad del MISCC McClearn y su falta de documentación detallada, se recomienda el uso de CIM-REST2 basado en información MERRA-2 para estimar DNI horaria en cualquier lugar de la región. Este modelo alcanza una incertidumbre típica entre 17 y 22 %, mejorando considerablemente la incertidumbre asociada al método de estimación fenomenológica de DNI a partir de GHI, del orden de 25 %.

6.5. Validación a nivel diario de modelos CIM

Para una mejor caracterización sobre el rendimiento de los CIM para GHI y DNI desarrollados, se realizó una validación de sus estimativos a escala diaria. Los acumulados diarios se obtuvieron integrando los datos horarios dentro de cada día. Las series horarias de medidas consideradas son las que superan el control de calidad (ver la Subsección 3.3.3). Si en cierto día faltan hasta dos muestras horarias estas se interpolan (en k_t) para realizar la integración. Si hay más de dos datos horarios faltantes, ya sea por control de calidad de medidas o en la información satelital, el día se descarta.

GHI diaria

Con respecto a la radiación global, se evaluaron los modelos CIM-ESRA y CIM-McClear. También se evaluaron el modelo JPTv2 (implementado específicamente para esta validación) y Heliosat-4 (descargado del portal CAMS). En la [Figura 6.17](#) se muestran las métricas de desempeño promediadas en el espacio (el desglose por sitio se encuentra en la [Tabla E.11](#)). La [Figura 6.17](#) muestra los gráficos de dispersión utilizando como ejemplo la estación LB. Los modelos CIM y JPTv2 son modelos entrenados localmente basados en medidas del satélite GOES-East y muestran desempeños muy buenos y similares entre sí, coherente con lo discutido en la [Sección 6.1](#).

Tabla 6.9: Resumen de la validación de modelos satelitales diarios de GHI en los diez sitios de medida. Se muestran los mínimos, máximos, medias y desviaciones del promedio espacial (ponderado). Se utilizaron en total 11428 datos, con una media de 18.2 MJ/m². En la [Tabla E.9](#) se encuentra el desglose por sitio y la adaptación local de Heliosat-4.

	CIM-ESRA				CIM-McClear			
	Media	Min.	Máx.	σ	Media	Min.	Máx.	σ
rMBD(%)	+0.1	-0.2	+0.3	0.2	+0.4	+0.1	+0.6	0.2
rRMSD(%)	5.1	4.7	5.8	0.3	4.7	4.2	5.3	0.4
KSI (MJ/m ²)	0.25	0.20	0.32	0.04	0.18	0.16	0.24	0.03
	JPTv2				Heliosat-4			
	Media	Min.	Máx.	σ	Media	Min.	Máx.	σ
rMBD(%)	+0.1	-0.5	+0.9	0.6	-1.7	-4.1	-1.9	1.8
rRMSD(%)	5.1	4.5	6.5	0.6	8.9	8.1	10.3	0.6
KSI (MJ/m ²)	0.21	0.17	0.32	0.05	0.54	0.23	0.83	0.21

Los desvíos que presentan son pequeños y la dispersión cuadrática media ronda el 5 % de la media (18.2 MJ/m²). Su similitud también se puede observar en las gráficas de dispersión ([Figura 6.17](#)), con la particularidad que CIM-ESRA y JPTv2 subestiman en días con irradiación muy alta (cerca a 35 MJ/m²). De Heliosat-4 se muestran los resultados para el modelo original (sin adaptar), donde se observa que subestima los valores diarios con dispersiones de aproximadamente 9%. La subestimación es más importante en valores altos de irradiación diaria, como se observa en la [Figura 6.17](#). El procedimiento de adaptación local elimina el sesgo y disminuye la dispersión en 0.5%. Los parámetros de la adaptación local y su validación se muestran en las [E.10](#) y [E.12](#) por brevedad.

DNI diaria

En lo que respecta a los valores diarios de DNI, se evaluaron los modelos CIM desarrollados específicamente para esa componente. También se evaluaron los acumulados diarios de DNI obtenidos a partir de la serie horaria generada con el modelo de fracción difusa recomendado (RA2s) y estimativos de GHI del modelo JPTv2 (descri-

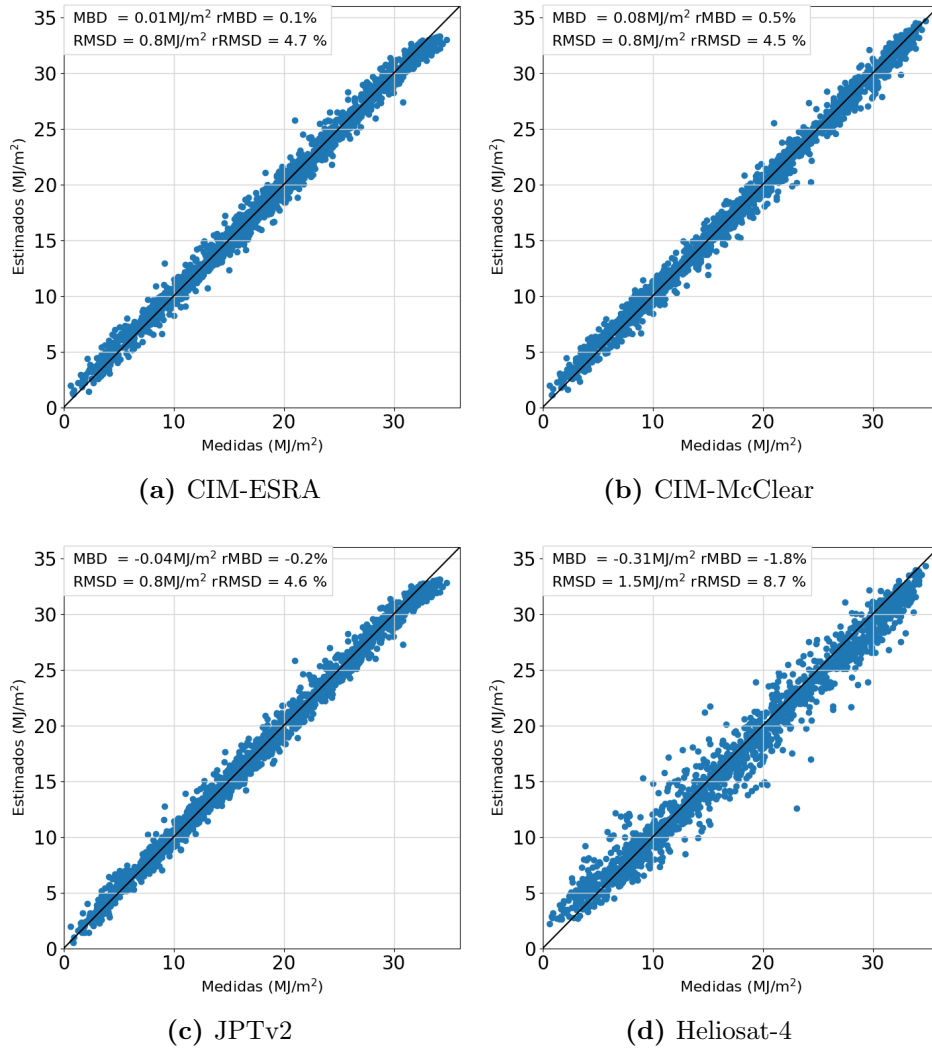


Figura 6.17: Gráficos de dispersión para modelos satelitales de GHI nivel diario para la estación LB. Los que se encuentran en la primera fila son desarrollados en este trabajo.

to en la [Subsección 6.3.1](#)). Por último se incluyen los estimativos diarios del modelo Heliosat-4. Los resultados se muestran en la [Tabla 6.10](#) y se pueden visualizar en la [Figura 6.18](#). Los modelos CIM a escala diaria presentan un buen desempeño cuantificado con subestimaciones de 3–4% y dispersiones de $\simeq 10\%$. La estrategia basada en modelos fenomenológicos tiene desvíos similares y rRMSD mayores, cercanos a 13%, y tiende a subestimar en días con irradiación directa alta (mayor a 35 MJ/m²). El modelo Heliosat-4 presenta dificultades para estimar DNI fuera de su región recomendada (discutida en la [Sección 6.2](#)). Esto se traduce en un sesgo importante a nivel diario, llegando casi a -18% en LU, donde el satélite MSG muestra mayor ángulo de vista ($\simeq 74^\circ$). Heliosat-4 es el único modelo de los aquí considerados que no recibe ningún entrenamiento específico. En caso de realizar una adaptación local a posteriori, se elimina el gran sesgo negativo y el rRMSD disminuye en promedio en 6 puntos porcentuales, llegando a 13% (ver [Tablas E.11](#) y [E.12](#)). Es decir, en caso de contar con medidas de

DNI locales, Heliosat-4 puede ajustarse específicamente a un sitio alcanzando apenas la precisión de la estrategia fenomenológica.

Tabla 6.10: Desempeño de modelos satelitales de DNI a nivel diario. Se muestran las métricas en cada sitio, la media (ponderada) y dispersión espacial. En la última fila se muestra el número de datos horarios utilizado en promedio y su media en MJ/m². En la [Tabla E.11](#) se encuentra el desglose por sitio y la adaptación local de Heliosat-4.

Sitio	LE	MS	LU	Promedio
Modelo	CIM-REST2			
rMBD(%)	-2.1	-2.9	-4.2	-3.1
rRMSD(%)	8.7	11.8	9.2	9.3
KSI(MJ/m ²)	0.9	1.0	1.3	1.09
	CIM-McClear			
rMBD(%)	-2.1	-2.7	-5.5	-3.7
rRMSD(%)	8.9	12.2	11.9	10.6
KSI(MJ/m ²)	0.6	0.9	1.6	1.08
	RA2 + JPTv2			
rMBD(%)	-3.6	+0.2	-0.9	-2.0
rRMSD(%)	12.8	15.4	12.9	13.1
KSI(MJ/m ²)	1.9	1.4	1.3	1.58
	Heliosat-4			
rMBD(%)	-11.9	-2.8	-17.6	-13.4
rRMSD(%)	16.8	16.1	21.7	18.9
KSI(MJ/m ²)	3.1	1.4	4.6	3.58
# datos	550	1000	207	1757
$\langle H_b \rangle$ (MJ/m ²)	26.1	20.4	25.9	25.5

En general se concluye que el uso de estimativos de DNI de Heliosat-4 no es recomendable sobre la Pampa Húmeda en ausencia de medidas locales. Los modelos CIM presentan un desempeño superior a otras opciones, confirmando la conveniencia de su utilización en la región.

6.6. Valoraciones sobre el desempeño local

El aporte más importante de este capítulo es la implementación local y validación en la región de modelos híbridos de irradiación solar horaria, para las componentes global y directa en condiciones arbitrarias de nubosidad. Los modelos CIM se basan en tres factores:

- Modelos de cielo claro con base física e incertidumbre conocida, evaluados en el [Capítulo 5](#).
- Información representativa del estado de la atmósfera local (analizada en el [Capítulo 4](#)).
- Un índice de nubosidad obtenido de información satelital del canal visible GOES-East.

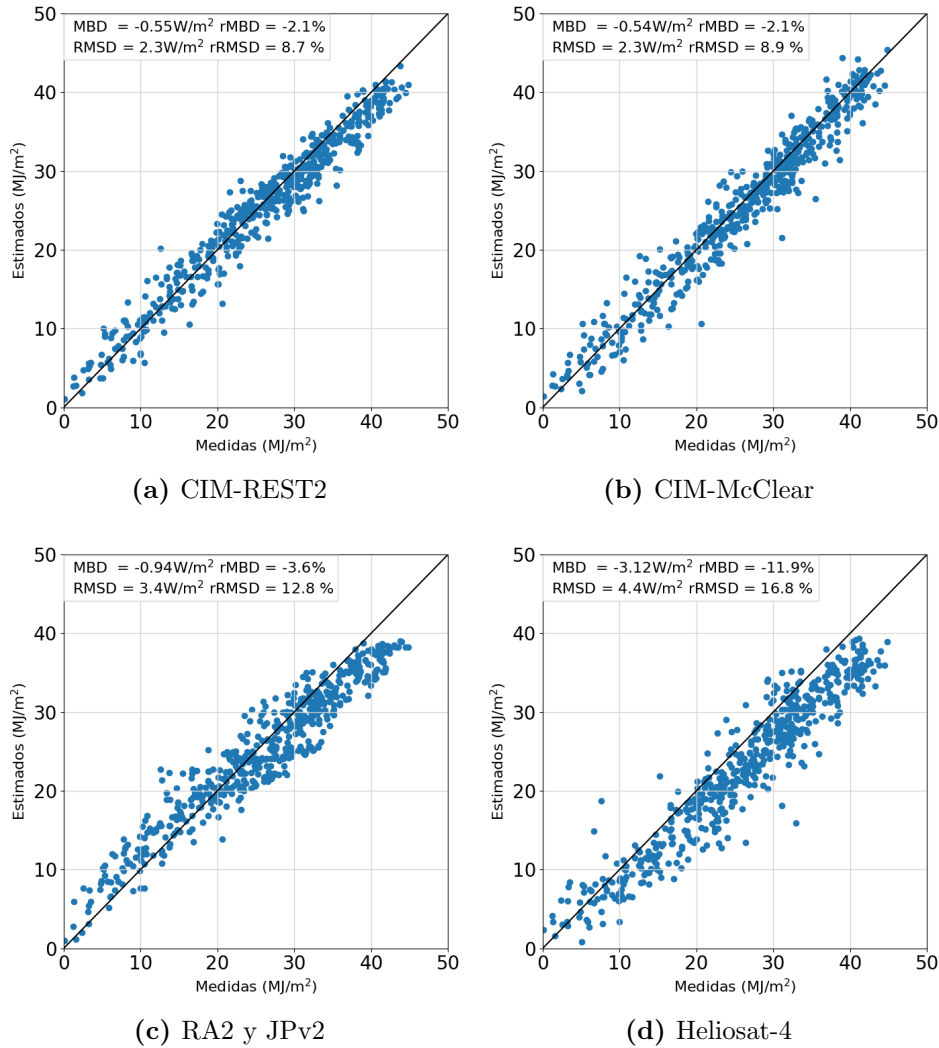


Figura 6.18: Gráficos de dispersión para modelos satelitales de DNI a nivel diario para la estación LE. Los dos mostrados en la primera fila son desarrollados en este trabajo.

Los cuatro modelos CIM obtenidos para GHI muestran un desempeño global similar, con desvíos positivos menores a 1% y rRMSD del orden de 12% a nivel horario, y desvíos menores a 1% y rRMSD de 5% a nivel diario. No se hallaron diferencias significativas según el MISCC utilizado. Esto indica que un CIM que utiliza un modelo de cielo claro simple como ESRA (basado en el conocimiento del ciclo anual de turbidez) es suficiente para alcanzar la máxima precisión. Los modelos desarrollados son de bajo costo computacional y sus desempeños muestran ser en general superior a lo reportado en la literatura para modelos de estas características, según se muestra en la Subsección 2.6.6. Por otra parte, debido a su adaptación local, los modelos presentan mejor desempeño que modelos globales comercializados por consultoras internacionales (Vaisala, 2017) o disponibles en plataformas globales ya mencionadas. El desempeño de CIM-ESRA para GHI muestra ser similar a nivel global al del modelo empírico JPT-v2, el más preciso disponible en la actualidad, desarrollado específicamente para

la región, y presenta algunas ventajas diferenciales sobre este. El modelo CIM utiliza solo dos parámetros ajustables y los mismos muestran poca variabilidad en la región de interés. En tanto JPTv2 utiliza 4 parámetros de ajuste que pueden no ser adecuados en regiones con diferente topografía o clima. Finalmente, un modelo CIM (al ser de tipo multiplicativo) evita la generación de estimaciones negativas, que ocurren de forma sistemática en el modelo empírico JPTv2 (2-3% de los casos).

Se estudiaron los estimativos de GHI del modelo puramente físico Heliosat-4. Se observó que el uso de Heliosat-4 fuera de su área recomendada efectivamente afecta negativamente su rendimiento. La versión original (suavizada) presenta un rRMSD de $\simeq 18\%$ a nivel horario y $\simeq 9\%$ a nivel diario, en promedio en los sitios de la región, superior a lo reportado para regiones con ángulos de vista menores a 60° . La adaptación local del modelo ha mostrado no tener impacto determinante, con una disminución del rRMSD de 1% para ambas escalas temporales. Este resultado alerta al usuario sobre la importancia de contemplar la ubicación específica del satélite a la hora de considerar diferentes fuentes de estimativos de radiación solar. La diferencia con la incertidumbre de 12% lograda por modelos basados en GOES-East ajustados localmente se atribuye, al menos en parte, a la diferencia en el ángulo de vista entre los satélites GOES-East y MSG. A partir de estas consideraciones es claro que la información provista por el satélite GOES-East es una mejor opción para la evaluación del recurso solar sobre la Pampa Húmeda, a pesar de ser el modelo Heliosat-4 muy sofisticado y de excelente desempeño sobre Europa y África.

Con respecto a DNI, los CIM desarrollados muestran desvíos medios menores a 0.5% y rRMSD menores a 20% a nivel horario, y de -3% y 10% a nivel diario, respectivamente. Además, al igual que en el caso de la componente global, los parámetros presentan baja variabilidad espacial permitiendo su implementación en toda la Pampa Húmeda. En todos los casos el CIM-REST2 es el de mayor precisión y es el único basado en información atmosférica de gran cobertura espacio-temporal de libre acceso (MERRA-2). Por su mayor precisión y potencial implementación en ubicaciones arbitrarias, se recomienda el uso de CIM-REST2 para estimar DNI a partir de información satelital en la región.

En términos generales los modelos CIM de DNI muestran un desempeño bastante inferior con respecto a los CIM de GHI. Esto se explica por dos factores: por un lado los modelos de cielo claro de DNI muestran mayor incertidumbre, por lo que el punto de partida ya es menos preciso. Por otro lado existen limitaciones en el método CIM para captar el efecto de la nubosidad sobre la radiación directa. Toda la información de nubosidad se incluye en un único parámetro que se relaciona a la porción de la celda que se encuentra cubierta por nubes. Por tanto diferentes situaciones de cobertura nubosa parcial que repercuten en valores similares de ρ , pueden mostrar efectos muy diversos en la componente directa según su distribución espacial específica dentro de la celda.

Esto aumenta la incertidumbre en la estimación de **DNI**. Hasta la actualidad la estrategia utilizada para estimar **DNI** con información satelital consistía en utilizar modelos fenomenológicos para estimar la componente directa a partir de estimativos satelitales de **GHI**. Se mostró que esta estrategia tiene una alta incertidumbre (en promedio superior a 24 %), por lo que contar con un modelo **CIM** para **DNI** con incertidumbre menor a 20 % representa una mejor opción y un avance en la caracterización de la radiación directa en la región.

Capítulo 7

Conclusiones y trabajo futuro

Las principales contribuciones de este trabajo consisten en el desarrollo de modelos satelitales híbridos para estimar la radiación en condiciones arbitrarias de nubosidad, especialmente ajustados y validados para la Pampa Húmeda. Se alcanzaron dos grandes objetivos.

- Para [GHI](#) se obtuvo un modelo de desempeño similar al modelo estadístico actualmente utilizado en Uruguay, que presenta algunas ventajas y es más extrapolable a la región.
- Para [DNI](#) se desarrollaron nuevos modelos que obtienen un desempeño significativamente mejor que la estrategia fenomenológica basada en modelos de separación utilizada hasta la fecha. Esto representa un avance sustancial en el modelado de esta componente en la región.

A efectos de lograr un modelo híbrido de alto desempeño para toda condición de cielo, fue necesario previamente implementar modelos de cielo claro optimizados con la información atmosférica disponible en la región.

7.1. Modelado de la irradiancia solar en cielo claro

La precisión de los modelos de cielo claro está fuertemente ligada a la información de entrada que utilizan, por lo que en primera instancia se realizó una validación de las diferentes fuentes de información atmosférica disponibles para la región.

Fuentes de información atmosférica

De las bases evaluadas, destaca la base MERRA-2 y se recomienda su uso por sobre otras alternativas satelitales, como MODIS, por su menor incertidumbre ([Laguada y Abal, 2020](#)). Además, cuenta con información horaria de libre acceso sin huecos desde 1980 para todo el globo, con una resolución espacial de $0.50^\circ \times 0.65^\circ$. La precisión de los estimativos es variable en las tres estaciones AERONET donde fueron evaluados, por lo que se optó por no aplicar un post-procesamiento regional al utilizarlos como

entrada de modelos de cielo claro. En un esfuerzo por caracterizar la atmósfera local media con un único parámetro, se determinaron los ciclos anuales de turbidez de Linke (T_L) a partir de medidas en tierra de irradiancia global, cubriendo todo el territorio analizado. La turbidez Linke obtenida presenta ciclos estacionales bien marcados con mínimos en invierno y máximos en verano. Se observa además la tendencia a valores más altos a medida que uno se aleja de la influencia atlántica. Estos resultados se publicaron en [Laguarda y Abal \(2016\)](#). Realizando un estudio de agrupación se determinó que las estaciones consideradas se pueden agrupar de acuerdo a la turbidez media en regiones norte y sur. Esta regionalización concuerda con la determinada en términos de la variabilidad del recurso ([Laguarda *et al.*, 2020a](#)). Estos dos ciclos diarios (uno para la región sur y otro para la región norte) son suficientes para alcanzar una descripción adecuada de la turbidez promedio. Se verifica además que la turbidez de Linke obtenida representa el estado de la atmósfera correctamente a través del uso de modelos de cielo claro de baja complejidad ([Laguarda y Abal, 2016, 2017](#)).

Modelos de cielo claro

Se analizaron varios modelos de cielo claro en la región. En cada caso se utilizó información atmosférica intradiaria (MERRA-2) o ciclos anuales de turbidez. Para GHI los mejores modelos pueden estimar el RSS con desvíos medios pequeños (menores a 0.5 %) y rRMSD menores a 3.5 % a nivel horario ([Laguarda y Abal, 2017](#)), el mismo orden de incertidumbre que las mediciones terrestres.

La elección del modelo de cielo claro más adecuado debe realizarse teniendo en cuenta la sencillez de implementación y la disponibilidad de información de entrada, dado que varios modelos para GHI en cielo claro presentan desempeños muy buenos y similares. Los menos complejos, como ESRA y KIP, basados en ciclos de turbidez obtenidos localmente, mostraron una precisión mayor a la alcanzada por el modelo REST2, que es el potencialmente más preciso. REST2 subestima sistemáticamente GHI debido a un sesgo positivo mostrado por las variables de la base MERRA-2 (mayor turbidez que la real) utilizadas para alimentar al modelo ([Laguarda y Abal, 2020](#)). Se concluye que para modelar GHI con el nivel de precisión de los instrumentos de medida alcanza con modelos simples basados en ciclos anuales de información atmosférica (locales o regionales). Además de su uso como base de modelos CIM, estos modelos son de utilidad en el control de calidad de los datos de tierra, aportando una cota superior confiable.

En el caso de la componente directa, se lograron sesgos menores a 0.5 % y rRMSD menores a 6 %. Si bien los modelos basados en ciclos anuales locales muestran indicadores de desempeño buenos (si los ciclos de turbidez son ajustados especialmente para la componente directa), no logran reproducir la variabilidad real observada en DNI. Esto los hace menos precisos y además limita su uso a sitios en los que se dispone de medidas de DNI. Los modelos REST2 y SOLs son las opciones más precisas para modelar

la componente directa en cielo claro, alcanzando incertidumbres de 6 % con sesgos de -3 %, más aún teniendo en cuenta que se alimentan con información que no requiere procesamiento y que captan la variabilidad de DNI. Se concluye que para modelar DNI es preferible contar con información atmosférica de resolución temporal intra-diaria. Estos resultados aún están pendientes de publicación.

7.2. Modelos basados en imágenes de satélite

Se desarrollaron modelos híbridos de irradiación solar horaria localmente ajustados, de bajo de bajo costo computacional y de muy buen desempeño al ser comparados con medidas terrestres de calidad. Los indicadores de desempeño (sesgos menores al 1 % y rRMSD en el entorno de 12 % para GHI) superan lo reportado en la literatura para modelos similares (Tabla 2.9) e igualan el rendimiento del modelo empírico JPTv2, que hasta ahora es el más preciso en la región (Laguarda *et al.*, 2018, 2020b). Según el enfoque híbrido, solo se ajustan dos parámetros empíricos vinculados al factor de nubosidad. Por otro lado el modelo CIM supera el inconveniente de JPTv2, que genera estimativos negativos de radiación en un 2–3 % de los casos. La poca variabilidad espacial de los parámetros ajustados empíricamente y el rendimiento del modelo híbrido, permiten una extrapolación del método a toda la Pampa Húmeda. Esto hace del modelo CIM una herramienta sólida para el modelado de GHI en la región, por su precisión, estabilidad y simplicidad.

En cuanto a la precisión alcanzada para estimar GHI, los resultados sugieren que se habría alcanzado el límite en cuanto al desempeño de modelos (empíricos o híbridos) basados en un índice de nubosidad simple calculado a partir de imágenes satelitales en el canal visible GOES-13. Las características de la serie anterior de satélites GOES (del GOES-8 al GOES-13) presenta limitaciones de resolución espacial y cadencia temporal, que dificultan obtener mayor precisión a escala horaria o, especialmente para Sudamérica, reducir la escala temporal de las estimaciones a 10-minutales o 15-minutales. Mejoras en las capacidades de los satélites en lo que refieren a resolución espacial y temporal, e incluso selectividad espectral, permitirían continuar el desarrollo de modelos de mejor desempeño para GHI. Desde 2018 opera el satélite GOES-R con capacidades mejoradas en todos estos aspectos, lo que es motivo de nuestro trabajo actual. En el caso de modelos basados en el satélite MSG, como Heliosat-4, se demostró que su uso fuera del área recomendada (ángulo cenital del satélite mayor a 60°) puede alterar sensiblemente su rendimiento (Laguarda *et al.*, 2020b). Su desempeño es inferior en la región en comparación con modelos basados en GOES-East entrenados localmente, y su uso no se recomienda en la región para simulaciones que requieran información precisa del recurso solar, como emprendimientos de gran escala.

Finalmente, se desarrolló un modelo CIM específicamente para DNI. La componente de radiación directa en incidencia normal presenta gran variabilidad y es afectada de

forma diferente por la nubosidad que la GHI. Esto motivó una construcción alternativa para el índice de nubosidad y el factor de atenuación por nubosidad, específicos para el caso de DNI. El mejor modelo, CIM-REST2, mostró sesgo despreciable y rRMSD menor a 20 %. Si bien REST2 alimentado con la base MERRA-2 muestra sesgo negativo por debajo de 1 % en condiciones de cielo claro, el ajuste empírico del factor de nubosidad corrige el efecto en el CIM. La poca variabilidad espacial de los parámetros sugiere que también es posible el uso extensivo del modelo desarrollado, en todo el territorio. Contar con un modelo híbrido de DNI con precisión del orden de 20 % mejora sensiblemente el método actual de estimación de DNI que se basa en relaciones fenomenológicas entre GHI y DNI, cuya incertidumbre ronda los 25 % (Abal *et al.*, 2017), y es una de las principales contribuciones de esta tesis.

7.3. Perspectivas a futuro

El trabajo aquí presentado admite mejoras y significa el paso inicial para otras líneas de trabajo que se desarrollarán a corto y mediano plazo.

7.3.1. Modelado espectral en cielo claro

La estimación de GHI en condiciones de cielo claro lograda en este trabajo muestra una incertidumbre similar a la de los instrumentos de medida, por lo que parece haberse alcanzado un límite en lo que respecta a su precisión. Este no es el caso de la componente DNI, cuya incertidumbre de medida es menor (cercana a 1 %). Por tanto, la línea de trabajo en modelos de cielo claro admite mejoras en lo que refiere al modelado de DNI.

El paso siguiente a desarrollar en esta línea es la inclusión de modelos físicos basados en ecuaciones de transferencia radiativa (Apéndice B), como LIBRADTRAN (Emde *et al.*, 2016; Mayer y Kylling, 2005) o SMARTS¹ (Gueymard, 2018), de forma de estimar irradiancia solar espectral para cada longitud de onda del espectro solar. Este tipo de modelos tiene la versatilidad de poder definir la banda espectral en la cual se quiere estimar la radiación. Uno de los desafíos en esta línea de trabajo es la detección y el modelado de los aerosoles y su impacto en la irradiancia solar. Esto se puede lograr con medidas de irradiancia espectral en tierra, que serán provistas por instrumental que está siendo actualmente instalado en el LES. Esto permitirá además buscar mejoras para la estimación de DNI. El modelado espectral de GHI en cielo claro, permitiría contar con información sobre máximos en bandas espectrales de interés, como la banda PAR o las bandas UV y es el paso inicial para modelos CIM en estas bandas.

¹LIBRADTRAN es una librería de rutinas y programas de transferencia radiante y SMARTS es una parametrización a nivel espectral de un modelo de transferencia radiante. Ambos son de libre acceso y se detallan en el Apéndice C.1.

7.3.2. Mejoras al método CIM

Ya se señaló que en la región los modelos que se basan en información del canal visible de GOES-East son los más adecuados, con un desempeño de 12 % de rRMSD. Parece haber poco lugar a mejoras según el método propuesto en su forma actual, como por ejemplo, mejorar el modelo de factor de reflectancia de fondo u obtener modelos de cielo claro aún más precisos. Sin embargo, el camino natural parece indicar la necesidad de un tratamiento más amplio sobre la nubosidad, como por ejemplo, una clasificación de nubes basado en su temperatura de brillo (canales infrarrojos de instrumentos satelitales) de forma de estudiar específicamente el efecto de cada tipo de nubes sobre la radiación en superficie. Un tratamiento más profundo sobre la nubosidad implica, por ejemplo, abordar el problema geométrico del ángulo de vista del satélite sobre la región, que aumenta la incertidumbre en las estimaciones de reflectancia planetaria cuando las nubes tienen gran altura o desarrollo vertical. Otro aspecto es la profundidad óptica de nubes, relacionada con su contenido de agua, propiedad que afecta al comportamiento de la radiación solar. Por otro lado, en regiones áridas o nevadas y con orografía mas compleja adquiere relevancia el problema de distinguir nubes del fondo. En este sentido, la integración de información satelital IR es necesaria y es un aspecto relevante en el marco de ampliar la cobertura del modelo a otras áreas de América Latina, que puede hacerse en el marco de colaboraciones con instituciones locales.

La información GOES utilizada en este trabajo proviene del canal visible de GOES-13, operativo hasta comienzos de 2018. Desde entonces se encuentra en operación el satélite GOES-R, que cuenta con resolución espacial cuatro veces mayor, tres veces más información espectral (canales) y tres veces mayor frecuencia de registro de imágenes. En el próximo período será un desafío incorporar el nuevo volumen de información a la operativa de los modelos, e integrarlo en el proceso de expandir el área de cobertura del modelo a regiones vecinas. La información en nuevas bandas espectrales abre las puertas para las líneas antes mencionadas (detección del tipo de nubes, altura y profundidad óptica), que permitirá ahondar en los procesos físicos de transferencia radiante.

Modelado CIM espectral

La estrategia CIM empleada puede ser extendida a otras regiones del espectro. En especial parece natural extenderlo a la radiación entre 400–700 nm, que es la relevante en procesos de fotosíntesis (PAR), de gran interés en el país por su impacto en diversas áreas agropecuarias como modelado de pasturas y cultivos. Medir PAR en cada predio productivo es impracticable por costo de instalación/manutención, a la vez que su caracterización requiere de al menos una década de información. Es posible desarrollar un modelo CIM de radiación PAR de baja incertidumbre a partir de un modelo de cielo claro como REST2 e información del canal visible del satélite GOES. La estrategia a

seguir es análoga a la desarrollada en este trabajo y de esa forma se podrá alcanzar la estadística necesaria, lograr la primer caracterización climatológica de este recurso, y además, tener la capacidad de generar estimativos PAR en el territorio en tiempo cuasi-real. La estrategia resulta auspiciosa dado que el índice de nubosidad se construye a partir de imágenes en el canal visible de GOES (540–710 nm), ubicado en el rango PAR, por lo que se espera aún más correlación que con la radiación de banda ancha.

Otra línea a explorar es el modelado de la radiación solar en el espectro UV (280–315 nm). Este rango de radiación es especialmente relevante por su impacto en la salud humana. A nivel extraterrestre, la radiación UV representa el 8.7% de la radiación total, sin embargo, al atravesar la atmósfera experimenta diferentes procesos físicos que la dispersan y atenúan en mayor proporción que la GHI. Los procesos de atenuación tienen además una fuerte dependencia local según el clima y necesitan ser localmente estudiados. Recientemente en [Laguarda y Abal \(2019\)](#) hemos implementado varios modelos empíricos para estimar UV en tres sub-bandas relevantes según su impacto en tejidos biológicos ([WMO/GAW, 2014](#)) (UV-A, UV-B, UV-E). El estudio se llevó a cabo en el norte del país y en la Base Científica Antártica Artigas, logrando buenos resultados preliminares. Se evaluaron diferentes familias de modelos, utilizando como predictores la masa de aire relativa, el índice de claridad, y, en el caso de UV-B y UV-E, la cantidad de ozono estratosférico estimado por el satélite Aura-OMI. El rendimiento del modelo fue comparado con 5 modelos satelitales de UV en Uruguay en [Thomas *et al.* \(2019\)](#), siendo el de mejor desempeño con rRMSD menores a 10% a nivel 15-minutal.

Esta herramienta, desarrollada para hallar la radiación en diferentes sub-bandas de UV a partir de GHI e información de ozono, puede utilizarse en conjunción con el modelo CIM desarrollado para estimar UV en todo el territorio. De esa forma será posible caracterizar la distribución y variabilidad típica de las radiaciones UV y sus dosis utilizando información satelital de larga data (20 años), aportando información de gran interés para el país y el público en general.

7.3.3. Implementación de otros modelos satelitales

El creciente volumen de información atmosférica adecuada (información satelital más precisa, bases de reanálisis en continua mejora, nuevas estaciones de medición de variables atmosféricas en superficie en la región) motivan la consideración de modelos satelitales puramente físicos, de mayor versatilidad y gran potencial. En este sentido, resulta interesante implementar localmente modelos exitosos en la región como el Brasil-SR o versiones más modernas del GL (descritos en el [Apéndice C.2](#)). También resulta interesante el antes mencionado LIBRADTRAN, que puede ser utilizado para modelar el efecto de la nubosidad y es una opción a explorar en la medida que se cuente con información atmosférica adecuada.

Referencias bibliográficas

- Abal, G., Aicardi, D., Suárez, R. A., y Laguarda, A. (2017). Performance of empirical models for diffuse fraction in uruguay. *Solar Energy*, 141:166–181.
- Abal, G., Alonso-Suárez, R., Aicardi, D., Dovat, L., y Laguarda, A. (2015). Red de Medida Continua de Irradiancia Solar Laboratorio de Energía Solar–Uruguay. Publicación electrónica, Universidad de la República. <http://les.edu.uy/investigacion/reportes/>.
- Abal, G., Alonso-Suárez, R., y Laguarda, A. (2020). Radiación solar: Notas del curso Fundamentos del Recurso Solar. Posgrados en Ingeniería, Udelar. <http://les.edu.uy/FRS/notas/>.
- Abal, G., D´ Angelo, M., Cataldo, J., y Gutiérrez, A. (2011). Mapa solar del Uruguay. versión 1.0. memoria técnica. Departamento de Publicaciones, Unidad de Comunicación de la Universidad de la República (UCUR). <http://les.edu.uy/wp-content/uploads/2013/07/MSUv1-UdelaR.pdf>.
- Abal, G., DAngelo, M., Cataldo, J., y Gutiérrez, A. (2010). Mapa solar del Uruguay. En *Anales de la IV Conferencia Latinoamericana de Energía Solar*, pp. 1–12, Universidad Nacional del Cusco, Perú. (IV ISES-CLA).
- Abal, G., Piccioli, I., Alonso-Suárez, R., Laguarda, A., Márquez, N., y Monetta, A. (2019). Satellite-based interannual variability of global horizontal and direct normal solar irradiation in Uruguay. En *Solar World Congress 2019*. ISES. Extended abstract. http://les.edu.uy/resumenes/SWC2019_interannual-variability.pdf.
- Alonso-Suárez, R. (2017). *Estimación del recurso solar en Uruguay mediante imágenes satelitales*. Tesis doctoral, Facultad de Ingeniería, Universidad de la República. Tesis de Doctorado en Ingeniería.
- Alonso-Suárez, R., Abal, G., Musé, P., y Siri, R. (2014). Satellite-derived solar irradiation map for Uruguay. En *Elsevier Energy Procedia*, volumen 57, pp. 1237–1246.

- Alonso-Suárez, R., Abal, G., Siri, R., y Musé, P. (2012). Brightness-dependent Tarpley model for global solar radiation estimation using GOES satellite images: application to Uruguay. *Solar Energy*, 86(11):3205–3215.
- Alonso-Suárez, R., Bidegain, M., Abal, G., y Modernell, P. (2019). *Año Meteorológico Típico para Aplicaciones de Energía Solar*. Ediciones Universitarias. Unidad de Comunicación de la Universidad de la República (UCUR). ISBN:978-9974-0-1647-7.
- Alonso-Suárez, R., David, M., Branco, V., y Lauret, P. (2020). Intra-day solar probabilistic forecasts including local short-term variability and satellite information. *Renewable Energy*, 158:554–573.
- Alonso-Suárez, R., Aicardi, D., Giacosa, G., Monetta, A., Dovat, L., Roubaud, M., Laguarda, A., Musé, P., y Abal, G. (2018). Predicción a corto plazo de la irradiación solar a partir de imágenes de satélite con aplicación a la generación fotovoltaica. Technical report, Universidad de la República. Proyecto ANII FSE 2015-109937. Responsable: P. Musé. Co-Responsable: R. Alonso-Suárez. http://les.edu.uy/report/informe_tecnico_FSE_109937.pdf.
- Anderson, G., Kneizys, F., Chetwynd, J. Rothman, L., Hoke, M., Berk, A., Bernstein, L., Acharya, P., Snell, H., Mlawer, E., Clough, S., Wang, J., Lee, S., Revercomb, H., Yokota, T., Kimball, L., Shettle, E. and Abreu, L., y Selby, A. (1996). Reviewing atmospheric radiative transfer modeling: New developments in high and moderate resolution FASCODE/FASE and MODTRAN. Technical report, Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers, Bellingham, WA. Optical Spectroscopic Techniques and Instrumentation for Atmospheric and Space Research II, SPIE 2830.
- Anderson, G., Wang, J., Hoke, M., Kneizys, F., Chetwynd, J., Rothman, L., Kimball, L., McClatchey, R., Shettle, E., Clough, S., Gallery, W., Abreu, L., y Selby, J. (1994). History of one family of atmospheric radiative transfer codes. *Passive Infrared Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere II*, SPIE 2309:170–183. Society of Photo-optical Instrumentation Engineers, Bellingham, WA.
- Angström, A. (1924). Solar and terrestrial radiation. Report to the international commission for solar research on actinometric investigations of solar and atmospheric radiation. *Q.J. Royal Meteorological Society*, 50(210):121–126.
- Angström, A. (1929). On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air. *Meteorological Magazine Beitrage zur Physik der Atmosphaere Beitr*, 11(2):156–166.
- Angström, A. (1970). Apparent solar constant variations and their relation to the variability of atmospheric transmission. *Tellus*, 22(2):205–218.

- Antonanzas-Torres, F., Urraca, R., Polo, J., Perpiñán Lamigueiro, O., y Escobar, R. (2019). Clear sky solar irradiance models: A review of seventy models. *Solar Energy, Renewable and Sustainable Energy Reviews*:374–387.
- ASTM (2008). Tables for reference solar spectral irradiances: Direct normal and hemispherical on 37° tilted surface. AMST-G173-06. Publicación electrónica, American Society for Testing and Materials. West Conshohocken, PA. <http://les.edu.uy/investigacion/reportes/>.
- Badescu, V., editor (2008). *Modeling Solar Radiation at the Earth's Surface: Recent Advances*. Springer.
- Bastos, E., Funatsu, B., Bonfim, A., Moraes, E., y Ceballos, J. (1996). Estimativa da radiação solar global para a América do sul via satélite. En *IX Congresso Brasileiro de Meteorologia, Radiação Solar*, pp. 596–600.
- Beck, H., Zimmermann, E., McVicar, T., Vergopolan, N., Berg, A., y Wood, E. (2018). Data descriptor: Present and future köppen-geiger climate classification maps at 1-km resolution. *Scientific Data*, 5:180214:1–12.
- Bird, R. y Riordan, C. (1984). Simple solar spectral model for direct and diffuse irradiance on horizontal and tilted planes at the earth's surface for cloudless atmospheres. Technical report, Solar Energy Research Institute (SERI), Midwest Research Institute. prepared for U.S. Department of Energy.
- Bird, R. y Riordan, C. (1986). Simple solar spectral model for direct and diffuse irradiance on horizontal and tilted planes at the Earth surface for cloudless atmospheres. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25:87–97.
- Bright, J., Gueymard, C., Killinger, S., Lingfors, D., Sun, X., Wang, P., y Engerer, N. (2018). Climatic and global validation of daily MODIS precipitable water data at AERONET sites for clear-sky irradiance modelling. En *EuroSun Proceedings*, Rapperswil, Switzerland. ISES. doi:10.18086/eurosun2018.09.07.
- Buchard, V., Randles, C., Silva, A., Darmenov, A., Colarco, P., Govindaraju, R., Ferrare, R., Hair, J., Beyersdorf, A., Ziemba, L., y Yu, H. (2017). The MERRA-2 aerosol reanalysis, 1980 onward. part II: Evaluation and case studies. *Journal of Climate*, 30:6851–6872.
- Cano, D., Monget, J., Albuissou, M., Guillard, H., Regas, N., y Wald, L. (1986). A method for the determination of the global solar radiation from meteorological satellite data. *Solar Energy*, 37:31–39.

- Ceballos, C. (1988). On two-flux approximations for shortwave radiative transfer in the atmosphere. *Contributions to Atmospheric Physics*, 61(1):10–22.
- Ceballos, J. y Moura, G. (1996). Solar radiation assessment using Meteosat 4-VIS imagery. *Solar Energy*, 60(3/4):209–219.
- Ceballos, J. C., Bottino, M., y de Souza, J. (2004). A simplified physical model for assessing solar radiation over Brazil using GOES 8 visible imagery. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D2).
- Cebecauer, T., Suri, M., y Perez (2010). High performance MSG satellite model for operational solar energy applications. En *Proceedings of the American Solar Energy Society (ASES)*, pp. 1–5, Phoenix, Arizona, United States.
- Chandrasekhar, S. (1960). *Radiative transfer*. Dover Publications, Inc.
- Cucumo, M., Kaliakatsos, D., y Marinelli, V. (2000). A calculation method for the estimation of the Linke Turbidity Factor. *Renewable Energy*, 19:249–258.
- Dagestad, F. (2004). Mean bias deviation of the Heliosat algorithm for varying cloud properties and sun-ground-satellite geometry. *Theor. Appl. Climatol.*, 79.
- Dagestad, F. y Olseth, J. (2007). A modified algorithm for calculating the cloud index. *Solar Energy*, 81:280–289.
- Diabaté, L., Remund, J., y Wald, L. (2003). Linke Turbidity Factors for several sites in Africa. *Solar Energy*, 75:111–119.
- Dias da Silva, P. E., Martins, F. R., y Pereira, E. B. (2014). Quality control of solar radiation data within SONDA network in Brazil: preliminary results. En *ISES Conference Proceedings, EuroSun 2014, Solar Radiation Availability and Variability*, pp. 1–9.
- Djebbar, R., Morris, R., Thevenard, D., Perez, R., y Schlemmer, J. (2012). Assessment of SUNY Version 3 global horizontal and direct normal solar irradiance in Canada. *Energy Procedia*, 30:1274–1283. 1st International Conference on Solar Heating and Cooling for Buildings and Industry (SHC 2012).
- Dubovik, O. y King, M. (2000). A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements. *Journal of Geophysical Research*, 105(D16):20673–20696.
- Dubovik, O., Sinyuk, A., Lapyonok, T., Holben, B. N., Mishchenko, M., Yang, P., Eck, T. F., Volten, H., Muñoz, O., Veihelmann, B., van der Zande, W. J., Leon, J.-F., Sorokin, M., y Slutsker, I. (2006). Application of spheroid models to account for

- aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust. *Journal of Geophysics Research*, 111:D11208.
- Emde, C., Buras-Schnell, R., Kylling, A., Mayer, B., Gasteiger, J., Hamann, U., Kylling, J., Richter, B., Pause, C., Dowling, T., y Bugliaro, L. (2016). The Libradtran software package for radiative transfer calculations (version 2.0.1). *Geoscientific model development*, 9:1647–1672.
- Engerer, N. y Mills, F. (2015). Validating nine clear sky radiation models in Australia. *Solar Energy*, 120:9–24.
- Escobar, R., Ortega, A., Cortés, C., Pinot, A., Bueno Pereira, E., Ramos Martins, F., y Boland, J. (2014). Solar energy resource assessment in Chile: Satellite estimation and ground station measurement. *Energy Procedia*, 57:1257–1265.
- Espinar, B., Ramírez, L., Drews, A., Beyer, H. G., Zarzalejo, L. F., Polo, J., y Marín, L. (2009). Analysis of different comparison parameters applied to solar radiation data from satellite and German radiometric stations. *Solar Energy*, 83:118–125.
- FitchRatings (2020). *Renewable Energy Project Rating Criteria*. <https://www.fitchratings.com/research/infrastructure-project-finance/renewable-energy-project-rating-criteria-25-03-2020>.
- Fleagle, R. G. y Businger, J. A. (1980). *An Introduction to Atmospheric Physics*. International geophysics series 25. Academic Press, 2d ed edición.
- Frolich, C. (2012). Total solar irradiance observations. *Surveys in Geophysics*, 33:453–473.
- Frulla, L., Gagliardini, D., Grossi Gallegos, H., Lopardo, R., y Tarpley, J. (1988). Incident solar radiation on Argentina from the geostationary satellite GOES: comparison with ground measurements. *Solar Energy*, 41(1):61–69.
- Frulla, L., Grossi Gallegos, H., Gagliardini, D., y Atienza, G. (1990). Analysis of satellite-measured insolation in Brazil. *Solar and Wind Technology*, 7(5):501–509.
- Gelaro, R., McCarty, W., Suárez, M., Todling, R., Molod, A., Takacs, L., Randles, C., Darmenov, A., Bosilovich, M., Reichle, R., y Wargan, K. (2017). The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2). *Journal of Climate*, 30:5419–5454.
- Ghazarian, A., Galione, P., De León, D., y Curto, P. (2019). Evaluación del potencial de generación termoeléctrica por concentración solar en el Uruguay. Technical report, Universidad de la República. Proyecto ANII FSE 2015-110011. Responsable: G. Abal. Co-Responsable: P. Galione. http://les.edu.uy/report/InformeCSP_final.pdf.

- Giacosa, G. (2020). Pronóstico de energía solar a partir de imágenes satelitales. Tesis de máster, Universidad de la República, Facultad de Ingeniería.
- Giles, D., Sinyuk, A., Sorokin, M., Schafer, J., Smirnov, A., Slutsker, I., Eck, T., Holben, B., Lewis, J., Campbell, J., Welton, E., Korkin, S., y Lyapustin, A. (2019). Advancements in the Aerosol Robotic Network (AERONET) Version 3 database – automated near-real-time quality control algorithm with improved cloud screening for sun photometer aerosol optical depth (AOD) measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, 12:169–209.
- Gonçalves, J. D., dos Santos, A., Martins, F. R., y B., P. E. (2013). Metodologias de estimativa de cobertura de nuvens e seus resultados no modelo BRASIL-SR. En *Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR*, pp. 6207–6213.
- Grenier, J., De La Casinère, A., y Cabot, T. (1994). A spectral model of Linke's Turbidity factor and its experimental implications. *Solar Energy*, 52(14):303–313.
- Grossi Gallegos, H. y Righini, R. (2011). Acerca de la representatividad de los valores de radiación solar global medidos por la red solarimétrica en la Pampa Húmeda. *AVERMA*, 15:11.33–11.40.
- Gueymard, C. (1995). Smarts2, simple model of the atmospheric radiative transfer of sunshine: Algorithms and performance assessment. Technical Report Rep. FSEC-PF-270-95,, Florida Solar Energy Center.
- Gueymard, C. (1998). Turbidity determination from broadband irradiance measurements: A detailed multicoefficient approach. *Journal of Applied Meteorology*, 37:414–435.
- Gueymard, C. (2001). Parameterized transmittance model for direct beam and circumsolar spectral irradiance. *Solar Energy*, 71:325–346.
- Gueymard, C. (2003a). Direct solar transmittance and irradiance predictions with broadband models. Part I: detailed theoretical performance assessment. *Solar Energy*, 74:355–379.
- Gueymard, C. (2003b). Direct solar transmittance and irradiance predictions with broadband models. Part II: validation with high-quality measurements. *Solar Energy*, 74:381–395. corrigendum: *Solar Energy* 376,515 (2004).
- Gueymard, C. (2018). Smarts code, version 2.9.8 user's manual. Technical report, Solar Consulting Services.

- Gueymard, C. y Garrison, J. (1998). Critical evaluation of precipitable water and atmospheric turbidity in Canada using measured hourly solar irradiance. *Solar Energy*, 64(4):291–307.
- Gueymard, C. y Ruiz-Arias, J. (2015). Extensive worldwide validation and climate sensitivity analysis of direct irradiance predictions from 1-min global irradiance. *Solar Energy*, 128:1–30.
- Gueymard, C. y Wilcox, S. (2011). Assessment of spatial and temporal variability in the US solar resource from radiometric measurements and predictions from models using ground-based or satellite data. *Solar Energy*, 85(5):1068–1084.
- Gueymard, C. y Yang, D. (2020). Worldwide validation of CAMS and MERRA-2 reanalysis aerosol optical depth products using 15 years of AERONET observations. *Atmospheric Environment*.
- Gueymard, C. A. (2008). REST2: High-performance solar radiation model for cloudless-sky irradiance, illuminance, and photosynthetically active radiation – validation with a benchmark dataset. *Solar Energy*, 82(3):272–285.
- Gueymard, C. A. (2012). Clear-sky irradiance predictions for solar resource mapping and large-scale applications: Improved validation methodology and detailed performance analysis of 18 broadband radiative models. *Solar Energy*, 86(8):2145–2169. Progress in Solar Energy 3.
- Gueymard, C. A. (2014). A review of validation methodologies and statistical performance indicators for modeled solar radiation data: Towards a better bankability of solar projects. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 39:1024–1034.
- Gueymard, C. A. y Ruiz-Arias, J. A. (2016). Extensive worldwide validation and climate sensitivity analysis of direct irradiance predictions from 1-min global irradiance. *Solar Energy*, 128:1–30. Special issue: Progress in Solar Energy.
- Haberreiter, M., Schöll, M., Dudok de Wit, T., Kretzschmar, M., Misios, S., Tourpali, K., y Schmutz, W. (2017). A new observational solar irradiance composite. *Journal of Geophysical Research*, 122(6):5910–5930.
- Habte, A., Sengupta, M., y Lopez, A. (2017). Evaluation of the national solar radiation database (NSRDB version 2): 1998–2015. Technical report, NREL. Task No. ST6S.0810.
- Hansen, J. E. y Travis, L. D. (1974). Light scattering in planetary atmospheres. *Space Sci. Rev.*, 16:527–610.

- Holben, B., Eck, T., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J., Kaufman, Y., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I., Smirnov, A., y Gueymard, C. (1998). AERONET-A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sensing of Environment*, 66:1–16.
- Hsu, N., Jeong, M., Bettenhausen, C., Sayer, A., Hansell, R., Seftor, C., Huang, J., y Tsay, S. (2013). Enhanced Deep Blue aerosol retrieval algorithm: The second generation. *Journal of Geophysical Research*, 118:9296–9315.
- Hsu, N., Tsay, S., King, M., y Herman, J. (2004). Aerosol properties over bright-reflecting source regions. *Remote Sensing*, 42.
- ICA (2017). International cloud atlas manual on the observation of clouds and other meteors. Technical Report 407, World Meteorological Organization. Disponible en <https://cloudatlas.wmo.int>.
- Ineichen, P. (2008a). A broadband simplified version of the Solis clear sky model. *Solar Energy*, 82:758–762.
- Ineichen, P. (2008b). Conversion function between the Linke turbidity and the atmospheric water vapor and aerosol content. *Solar Energy*, 82:1095–1097.
- Ineichen, P. (2014). Long term satellite global, beam and diffuse irradiance validation. *Energy Procedia*, 48:1586–1596. Proceedings of the 2nd International Conference on Solar Heating and Cooling for Buildings and Industry (SHC 2013).
- Ineichen, P. (2016). Validation of models that estimate the clear sky global and beam solar irradiance. *Solar Energy*, 132:332–344.
- Ineichen, P. (2017). Solis clear sky scheme: Extension to high turbidity, development and validation. En *ISES Conference Proceedings, Solar World Congress 2017*, pp. 1–11, Solar Radiation Availability and Variability.
- Ineichen, P. y Perez, R. (2002). A new air mass independent formulation for the Linke turbidity coefficient. *Solar Energy*, 73(3):151–157.
- Ingold, T., Schmid, B., Mätzler, C., Demoulin, P., y Kämpfer, N. (2000). Modeled and empirical approaches for retrieving columnar water vapor from solar transmittance measurements in the 0.72, 0.82 and 0.94-mm absorption bands. *Journal of Geophysical Research*, 105:24327–24343.
- Inness, A., Ades, M., Agustí-Panareda, A., Barré, J., Benedictow, A., Blechschmidt, A. ad Dominguez, J., Engelen, R., Eskes, H., Flemming, J., Huijnen, V., Jones, L., Kipling, Z., Massart, S., Parrington, M., Peuch, V., Razinger, M., Remy, S.,

- Schulz, M., y Suttie, M. (2019). The CAMS reanalysis of atmospheric composition. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19:3515–3556.
- Iqbal, M. (1983). *An introduction to solar radiation*. Academic Press.
- ISO-2533 (1975). Standard atmosphere. International Standard. Confirmado en 2007. <https://www.iso.org/committee/46560.html>.
- ISO-9060 (2018). Solar energy – Specification and classification of instruments for measuring hemispherical solar and direct solar radiation. International Standard.
- Johnson, D. B., Flament, P., y Bernstein, R. L. (1994). High-resolution satellite imagery for mesoscale meteorological studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 75(1):5–34.
- Jordan, D., Deline, C., Kurtz, S., Kimball, G., y Anderson, M. (2018). Robust PV degradation methodology and application. *IEEE Journal of Photovoltaics*, 8:525–531.
- Justus, C., Paris, M., y Tarpley, J. (1986). Satellite-measured insolation in the United States, Mexico, and South America. *Remote Sensing of Environment*, 20(1):57–83.
- Kasten, F. (1965). A new table and approximation formula for the relative optical air mass. *Arch. Met. Geoph. Miokl.*, 14(2):206–223.
- Kasten, F. (1984). Parametrisierung der globalstrahlung durch bedeckungsgrad und trubungsfaktor. *Ann. der Meteorol.*, 20:49–50.
- Kasten, F. (1996). The Linke Turbidity Factor based on improved values of the integral Rayleigh optical thickness. *Solar Energy*, 56(3):239–244.
- Kasten, F. y Young, A. (1989). Revised optical air mass tables and approximation formula. *Applied Optics*, 28(22):4735–4738.
- Kiehl, J. y Trenberth, K. (1997). Earth’s annual global mean energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(2):197–208.
- Kondratyev, K. (1969). *Radiation in the atmosphere*, volumen 12. Elsevier, Academic Press, Royal Belgian Meteorological Institute, Uccle, Belgium. Department of Atmospheric Physics, Leningrad University.
- Kopp, G. y Lean, J. (2011). A new, lower value of total solar irradiance: Evidence and climate significance. *Geophysical research letters*, 38:L01706.

- Kriebel, K., Gesell, G., Kästner, M., y Mannstein, H. (2003). The cloud analysis tool apollo: Improvements and validations. *International Journal of Remote Sensing*, 24(12):2389–2408.
- Kriebel, K., Saunders, R., y Gesell, G. (1989). Optical properties of clouds derived from fully cloudy AVHRR pixels. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 62:165–171.
- Kroon, M., Veefkind, J., Sneep, M., McPeters, S., Bhartia, P., y Levelt, P. (2008). Comparing OMI-TOMS and OMI-DOAS total ozone column data. *Journal of Geophysical Research*, 113(D16S28):1–17.
- Laguarda, A. y Abal, G. (2016). índice de turbidez de Linke a partir de irradiación solar global en Uruguay. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente*, 20(ISSN 2314-1433):11.35–11.46.
- Laguarda, A. y Abal, G. (2017). Clear-Sky broadband irradiance: first model assessment in Uruguay. En *ISES Conference Proceedings, Solar World Congress 2017, Solar Radiation Availability and Variability*, pp. 1–12.
- Laguarda, A. y Abal, G. (2019). Performance of simple empirical models for UV-A, UV-B and UV-E irradiance from global horizontal irradiance. En *Proceedings of the ISES Solar World Congress 2019, Santiago de Chile, Chile*, Resource Assessment and Energy Meteorology.
- Laguarda, A. y Abal, G. (2020). Impacto de la incertidumbre de las variables atmosféricas de la base MERRA-2 en el modelado de la irradiancia solar en cielo despejado. *AVERMA*. (aceptado en noviembre de 2020).
- Laguarda, A., Alonso-Suárez, R., y Abal, G. (2018). Modelo semi-empírico de irradiación solar global a partir de imágenes satelitales goes. En *Anais do VII Congresso Brasileiro de Energia Solar 2018, Radiação Solar*, pp. 1–9.
- Laguarda, A., Alonso-Suárez, R., y Terra, R. (2020a). Solar irradiation regionalization in Uruguay: understanding the interannual variability and its relation to El Niño climatic phenomena. *Renewable Energy*, 158:444–452.
- Laguarda, A., Giacosa, G., Alonso-Suárez, R., y Abal, G. (2020b). Performance of the site-adapted CAMS database and locally adjusted cloud index models for estimating global solar horizontal irradiation over the Pampa Húmeda region. *Solar Energy*, 199:295–307.
- Lefèvre, M., Oumbe, A., Blanc, P., Espinar, B., Qu, Z., Wald, L., Homscheidt, M. S., y Arola, A. (2013). McClear: a new model estimating downwelling solar radiation

- at ground level in clear-sky conditions. *Atmospheric Measurement Techniques, European Geosciences Union*, 6:2403–2418.
- Linke, F. (1922). Transmissions-koeffizient und trubungsfaktor. *Meteorological Magazine Beitrage zur Physik der Atmosphaere*, 10:91–103.
- Liou, K. (2002). *An Introduction to Atmospheric Radiation*. International geophysics series (book 84). Academic Press.
- Liu, B. y Jordan, R. (1960). The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation. *Solar Energy*, 4(3).
- Long, C. y Shi, Y. (2008). An automated quality assessment and control algorithm for surface radiation measurements. *The Open Atmospheric Science Journal*, 2:23–37.
- Louche, A., Peri, G., e Iqbal, M. (1986). An analysis of Linke Turbidity Factor. *Solar Energy*, 37(6):393–396.
- Marchesoni, F. y Alonso-Suárez, R. (2020). Intra-day solar irradiation forecast using RLS filters and satellite images. *Renewable Energy*, 161:1140–1154.
- Martins, F. y Pereira, E. (2003). Cross validation of satellite radiation transfer models during SWERA project in Brazil. En *Proceedings of ISES Solar World Congress*, pp. 1–7. ISES. Goteborg, Sweden.
- Martins, F., Pereira, E., y Luna, S. (2005). Validation of DNI estimations in brazil using Brazil-SR model. En *Proceedings of Solar World Congress*. ISES.
- Mavromatakis, F. y Franghiadakis, Y. (2007). Direct and indirect determination of the Linke Turbidity coefficient. *Solar Energy*, 81:896–903.
- Maxwell, G., Wilcox, S., y Rymes, M. (1993). *Users Manual for SERI QC Software, Assessing the Quality of Solar Radiation Data*. National Renewable Energy Laboratory (NREL), Golden, Colorado.
- Mayer, B. y Kylling, A. (2005). Technical note: The libRadtran software package for radiative transfer calculations – description and examples of use. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5:1855–1877.
- McArthur, L. (2005). Baseline surface radiation network operations manual. Technical Report WCRP-121/ WMO TD-No. 1274, World climate research programme–WMO.
- Meyer, R., Gueymard, C., e Ineichen, P. (2011). Standardizing and benchmarking of model-derived DNI-products. En *Proceedings of SolarPACES Conference*, Granada, España.

- Möser, W. y Raschke, E. (1984). Incident solar radiation over europe estimated from METEOSAT data. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23(1):166–170.
- Mueller, R., Dagestad, K., Ineichen, P., Schroedter-Homscheidt, M., Cros, S., Dumortier, D., Kuhlemann, R., Olseth, J., Piernavieja, G., Reise, C., Wald, L., y Heineemann, D. (2004). Rethinking satellite-based solar irradiance modelling the SOLIS clear-sky module. *Remote Sensing of Enviroment*, 91.
- Myers, D. (2013). *Solar Radiation: Practial Modeling for Renewable Energy Applications*. CRC Press.
- Noia, M., Ratto, C., y Festa, R. (1993a). Solar irradiance estimation from geostationary satellite data: I Statistical models. *Solar Energy*, 51(6):449–456.
- Noia, M., Ratto, C., y Festa, R. (1993b). Solar irradiance estimation from geostationary satellite data: II Physical models. *Solar Energy*, 51(6):457–465.
- Nonnenmacher, L., Kaur, A., y Coimbra, C. (2014). Verification of the SUNY direct normal irradiance model with ground measurements. *Solar Energy*, 99:246–258.
- Otero, L., Ristori Pablo, H. B., y Eduardo, Q. (2006). Espesor óptico de aerosoles durante el año 2002 para diez estaciones pertenecientes a la red AERONET-NASA. *Óptica pura y aplicada*, 39(4):355–364.
- Otero, L. A. (2007). *Estudio de las propiedades ópticas de los aerosoles en Argentina con técnicas de sensado pasivo y activo de la atmósfera*. Tesis doctoral, Facultad de Ingenieria, Universidad de Buenos Aires. Tesis de Doctorado en Ingeniería.
- Oumbe, A., Qu, Z., Blanc, P., Lefèvre, M., Wald, L., y Cros, S. (2014). Decoupling the effects of clear atmosphere and clouds to simplify calculations of the broadband solar irradiance at ground level. *Geoscientific Modeel Development*, 7:1661–1669.
- Pedrós, R., Utrillas, M., Martínez-Lozano, J., y Tena, F. (1999). Values of broad band turbidity coefficients in a mediterranean coastal site. *Solar Energy*, 66(1):11–20.
- Peel, M. C., Finlayson, B. L., y McMahon, T. A. (2007). Updated world map of the köppen-geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 11:1633–1644.
- Pereira, E., Martins, F., Gonçalves, A., Santos, R., Lopes, F., Ruther, R., Luna, S., Tiepolo, G., Vitorino, S., y Gonçalves, J. (2017). Atlas brasileiro de energia solar. Technical report, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. 2nd edition.

- Perez, R., Cebecauer, T., y Suri, M. (2013). Chapter 2 - semi-empirical satellite models. En Kleissl, J., editor, *Solar Energy Forecasting and Resource Assessment*, pp. 21–48. Academic Press, Boston.
- Perez, R., Ineichen, P., Maxwell, E., Seals, R., y Zelenka, A. (1992). Dynamic global-to-direct irradiance conversion models. *ASHRAE Transactions: Research*, 3578(RP-644):354–369.
- Perez, R., Ineichen, P., Moore, K., Kmiecik, M., Chain, C., George, R., F., y Vignola (2002). A new operational model for satellite-derived irradiances: description and validation. *Solar Energy*, 73:307–317.
- Perez, R., Ineichen, P., Seals, R., y Zelenka, A. (1990). Making full use of the clearness index for parameterizing hourly insolation conditions. *Solar Energy*, 45(2):111–114.
- Perez, R., Kivalov, S., Schlemmer, J., Hemker, K., y Zelenka, A. (2010). Improving the performance of satellite-to-irradiance models using the satellite’s infrared sensors. En *Proceedings of the American Solar Energy Society*, Phoenix, Arizona, United States. (ASES).
- Perez, R., Schlemmer, J., Hemker, K., Kivalov, S., Kankiewicz, A., y Gueymard, C. (2015). Satellite-to-irradiance modeling - a new version of the SUNY model. En *42nd Photovoltaic Specialist Conference (PVSC)*, pp. 1–7.
- Perez, R., Schlemmer, J., Renne, D., Cowlin, S., George, R., y Bandyopadhyay, B. (2009). Validation of the SUNY satellite model in a Meteosat environment. *Proceedings of the American Solar Energy Society (ASES)*, pp. 1–6.
- Perez, R., Seals, R., y Zelenka, A. (1997). Comparing satellite remote sensing and ground network measurements for the production of site/time specific irradiance data. *Solar Energy*, 60(2):89–96.
- Polo, J., Antonanzas-Torres, F., J.M., V., y Ramirez, L. (2014). Sensitivity of satellite-based methods for deriving solar radiation to different choice of aerosol input and models. *SRenewable Energy*, 68:785–792.
- Polo, J., Martín-Pomarés, L., y Sanfilippo, A. (2019). *Solar Resources Mapping. Fundamentals and Applications*. Springer, Hoboken, New Jersey, first edición.
- Polo, J., Wilbert, S., Ruiz-Arias, J., Meyer, R., Gueymard, C., Sári, M., Martín, L., Mieslinger, T., Blanc, P., Grant, I., Boland, J., Ineichen, P., Remund, J., Escobar, R., Troccoli, A., Sengupta, M., Nielsen, K., Renne, D., Geuder, N., y Cebecauer, T. (2016). Preliminary survey on site-adaptation techniques for satellite-derived and reanalysis solar radiation datasets. *Solar Energy*, 132:25–37.

- Polo, J., Zarzalejo, L., Martín, L., Navarro, A., y Marchante, R. (2009). Estimation of daily Linke Turbidity Factor by using global irradiance measurements at solar noon. *Solar Energy*, 83:1177–1185.
- Prescott, J. (1940). Evaporation from a water surface in relation to solar radiation. *Transactions of the Royal Society of South Australia*, 64:114–118.
- Qu, Z. (2013). *La nouvelle méthode Heliosat-4 pour l'évaluation du rayonnement solaire au sol*. Tesis doctoral, L'école nationale supérieure des mines de Paris. Available at: <https://pastel.archives-ouvertes.fr/pastel-00957358/file/2013ENMP0040.pdf>.
- Qu, Z., Oumbe, A., Blanc, P., Espinar, B., Gesell, G., Gschwind, B., Klüser, L., Lefèvre, M., Saboret, L., Schroedter-Homscheidt, M., y Wald, L. (2017). Fast radiative transfer parameterisation for assessing the surface solar irradiance: The Heliosat-4 method. *Meteorologische Zeitschrift*, 26(1):33–57.
- Raichijk, C. (2009). Estimación del índice de turbidez de Linke para distintas localidades de Argentina. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente (AVERMA)*, 13:11–16.
- Raichijk, C. y Fasulo, A. (2010). Estudio de la turbidez atmosférica en la ciudad de San Luis. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente (AVERMA)*, 25.
- Raichijk, C. y Taddei, F. (2014). Cartas del índice de turbidez de Linke para la Pampa Húmeda argentina. *Acta de la XXXVII Reunión de Trabajo de la Asociación Argentina de Energías Renovables y Medio Ambiente*, 2:11.01–11.08.
- Reda, I. y Andreas, A. (2008). Solar position algorithm for solarradiation applications. Publicación electrónica, National Renewable Energy Laboratory (NREL). <https://www.nrel.gov/docs/fy08osti/34302.pdf>.
- Remund, J., Wald, L., Lefevre, M., Ranchin, T., y Page, J. (2003). Worldwide Linke turbidity information. *Proceedings of ISES Solar World Congress*.
- Reno, M. y Hansen, C. (2016). Identification of periods of clear sky irradiance in time series of GHI measurements. *Renewable Energy*, 90:520–531.
- Ridley, B., Boland, J., y Lauret, P. (2010). Modelling diffuse solar fraction with multiple predictors. *Renewable Energy*, 35:478–483.
- Righini, R. (2004). Empleo de imágenes satelitales GOES-8 en el cálculo de la irradiación solar global en distintas zonas de Argentina. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente (AVERMA)*, 8(2):11.01–11.06.

- Righini, R. y Barrera, D. (2008). Empleo del modelo de Tarpley para la estimación de la radiación solar global mediante imágenes satelitales GOES en Argentina. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente (AVERMA)*, 12:11.09–11.15.
- Rigollier, C., Bauer, O., y Wald, L. (2000). On the clear sky model of the ESRA — European Solar Radiation Atlas — with respect to the Heliosat method. *Solar Energy*, 68(1):33–48.
- Rigollier, C., Lefevre, M., y Wald, L. (2004). The method Heliosat-2 for deriving shortwave solar radiation from satellite images. *Solar Energy*, 77(2):159–169.
- Rigollier, C. y Wald, L. (1998). Towards operational mapping of solar radiation from meteorological images. En *Proceedings of the EARSeL Symposium 1998 “operational remote sensing for sustainable development”*, pp. 385–391, Enschede, Netherlands.
- Rothman, L., Gamache, R., Tipping, R., Rinsland, C., Smith, M., Benner, D., Devi, V., Flaud, J., Camy-Peyret, C., Perrin, A., Goldman, A., Massie, S., Brown, L., y Toth, R. (1992). The HITRAN molecular database: Editions of 1991 and 1992. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 48:469–507.
- Ruiz-Arias, J., Alsamamra, H., Tovar-Pescador, J., y Pozo-Vázquez, D. (2010). Proposal of a regressive model for the hourly diffuse solar radiation under all sky conditions. *Energy Conversion and Management*, 51:881–893.
- Ruiz-Arias, J. A. y Gueymard, C. A. (2018). A multi-model benchmarking of direct and global clear-sky solar irradiance predictions at arid sites using a reference physical radiative transfer model. *Solar Energy*, 171:447–465.
- Schroedter, M., Betcke, J., Breitkreuz, H., Hammer, A., Heinemann, D., Petrack, S., Holzer-Popp, T., y Wald, L. (2006). Energy-specific solar radiation data from MSG: the Heliosat-3 project. En *3rd MSG RAO Workshop*, ESA SP-619, pp. 52–57, Helsinki, Finlandia.
- Schroedter-Homscheidt, M., Hoyer-Klick, C., Killius, N., Betcke, J., Lefevre, M., Wald, L., Wey, E., y Saboret, L. (2018). User’s guide to the CAMS Radiation Service. Technical report, Copernicus Atmosphere Monitoring Service.
- Sengupta, M., Xie, Y., Lopez, A., Habte, A., Maclaurin, G., y Shelby, J. (2018). The national solar radiation data base (NSRDB). *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 89:51–60.
- Shaw, G. E., Reagan, J. A., y Herman, B. M. (1973). Investigations of atmospheric extinction using direct solar radiation measurements made with a multiple wavelength radiometer. *Journal of Applied Meteorology*, 12(2):374–380.

- Shifrin, K. (1995). Simple relationships for the anström parameter of disperse systems. *Applied Optics*, 34:4480–4485.
- Silva Porfirio, A. (2017). *Uma contribuição à modelagem de aerossol e componentes da radiação solar no modelo GL*. Tesis doctoral, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/11.27.20.22-TDI.
- Spencer, J. W. (1971). Fourier series representation of the position of the sun. *Search*, 2(5):172.
- Stuhlmann, R., M., R., y Raschke, E. (1990). An improvement of the IGMK model to derive total and diffuse solar radiation at the surface from satellite data. *Journal of applied meteorology*, 29:586–603.
- Tanré, D., Deroo, C., Duhaut, P., Herman, M., Morcrette, J. and Perbos, J., y Deschamps, P. (1990). Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum: the x5s code. *International Journal of Remote Sensing*, 1:659–668.
- Tarpley, J. (1979). Estimating incident solar radiation at the surface from geostationary satellite data. *Journal of Applied Meteorology*, 18(9):1172–1181.
- Thomas, C., Laguarda, A., Nyamsi Wandji, W., Arola, A., Pfeifroth, U., Trentmann, J., Ranchin, T., y Wald, L. (2019). Assessment of six different methods for the estimation of surface ultra-violet components at one location in Uruguay. En *Proceedings of the ISES Solar World Congress 2019, Santiago de Chile, Chile*, Resource Assessment and Energy Meteorology.
- Thomas, C., Saboret, L., Rubino, S., Tournadre, B., Gschwind, B., Wald, L., Blanc, P., y Wey, E. (2018). Preliminary results of the new method Heliosat-5 Interim for the assessment of the solar radiation at surface from geostationary meteorological satellites. En *EMS Annual Meeting Abstracts*, volumen 15 de *EMS2018*, p. 481.
- Tiba, C. (2006). Estimating atmospheric Linke Turbidity from climatic data for Amazonian tropical sites. *Proceedings of the World Renewable Energy COngress IX, Florence, Italy*.
- Tiba, C. y Pimentel, V. (2009). Estimating atmospheric Linke Turbidity index from climatic data for Pernambuco. *Proceedings of Solar World Congress, Johannesburg, South Africa*.
- USSA (1976). U.S. Standard Atmosphere. NASA, NOAA and US-Air-Force, Washington DC. <https://ntrs.nasa.gov/citations/19770009539>.

- Vaisala (2017). Vaisala 3TIER services global solar dataset: Metodology and validation. Technical report, Vaisala.
- Veefkind, J., de Haan, J., Brinksma, E., Kroon, M., y Levelt, F. (2006). Total ozone from the Ozone Monitoring Instrument (OMI) using the DOAS technique. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44(5):1239–1244.
- Vignola, F., Michalsky, J., y Stoffel, T. (2012). *Solar and infrared radiation measurements*. CRC Press.
- Wehrli, C. (1985). Extraterrestrial solar spectrum. Technical Report no. 615, Physikalisch-Meteorologisches Observatorium and World Radiation Center.
- Wei, J., Li, Z., Peng, Y., y Sun, L. (2018). MODIS collection 6.1 aerosol optical depth products over land and ocean: validation and comparison. *Atmosdpheric Enviroment*, 201:428–440.
- Welch, R., Cox, S., y Davis, J. (1980). Solar radiation and clouds. *American Meteorology Society*, 39:95.
- Wellemeyer, C., Bhartia, P., Taylor, S., y Qin, W. (2003). Version 8 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) algorithm. *International Journal of Remote Sensing*, pp. 1–2.
- Wilks, D. (2011). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, 3rd edition*. International geophysics series (v100). Academic Press.
- WMO (2008). Guide to meteorological instruments and methods of observation. Technical Report 8, World Meteorological Organization.
- WMO/GAW (2014). Rationalizing nomenclature for UV doses and effects on humans. Technical Report 211, CIE, World Meteorological Organization.
- Xie, Y., Sengupta, M., y Dudhia, J. (2016). A fast all-sky radiation model for solar applications (FARMS): Algorithm and performance evaluation. *Solar Energy*, 135:435–445.
- Younes, S. y Muneer, T. (2007). Clear-sky classification procedures and models using a world-wide data-base. *Applied Energy*, 84:623–645.
- Young, A. (1994). Air mass and refraction. *Applied Optics*, 33(6):1108–1110.
- Zelenka, A., Perez, R., Seals, R., y Renne, D. (1999). Effective accuracy of satellite-derived hourly irradiances. *Theoretical and Applied Climatology*, 62:199–207.
- Zhong, X. y Kleissl, J. (2015). Clear sky irradiances using REST2 and MODIS. *Solar Energy*, 116:144–164.

Lista de figuras

1.1	Región de interés de este trabajo	3
1.2	Descripción esquemática del trabajo	8
2.1	Variabilidad de la irradiancia TOA y actividad solar.	16
2.2	Estándares de irradiancia TOA	18
2.3	Contribuciones directa y difusa a la radiación global	19
2.4	Irradiancia espectral en superficie	20
2.5	Perfiles de diferentes cantidades en la atmósfera terrestre.	23
2.6	Función de fase y patrones de dispersión	24
2.7	Sección eficaz para teoría de Lorenz-Mie	26
2.8	Absortancia de gases atmosféricos	27
2.9	Geometría de un haz de irradiancia en incidencia oblicua	29
2.10	Masa óptica relativa para diferentes efectos	31
2.11	Profundidad óptica de Rayleigh	36
2.12	Satélites meteorológicos	47
2.13	Productos del canal visible del satélite GOES-13	49
3.1	Ubicaciones de sitios AERONET operativas alrededor del mundo.	62
3.2	Instrumental AERONET y espectrofotómetro Dobson	63
3.3	Media anual global de AOD ₅₅₀ de Terra-MODIS	65
3.4	Campo visual de la región de satélites GOES y MSG	68
3.5	Distribución espacial del coeficiente B de la Ec. (3.1)	71
3.6	Instrumentos de medida de irradiancia solar basados en termopila.	72
3.7	Estaciones de medida de irradiancia solar	74
3.8	Ejemplo de estaciones tipo I y tipo II.	75
3.9	Ejemplo de control de calidad de GHI	78
3.10	Control de calidad de DNI	79
4.1	Estaciones AERONET en la región	83
4.2	Series temporales de variables atmosféricas MERRA-2	84
4.3	Rangos de exponentes de Angström reportados por AERONET, MERRA-2 y MODIS	85
4.4	AOD ₅₅₀ : MODIS vs AERONET	87

4.5	Exponente de Angström: MODIS vs AERONET	88
4.6	Vapor de agua precipitable: MODIS vs AERONET	90
4.7	AOD ₅₅₀ : MERRA-2 vs AERONET	92
4.8	Exponente de Angström: MERRA-2 vs AERONET	93
4.9	Vapor de agua precipitable: MERRA-2 vs AERONET	94
4.10	Ozono: OMI y MERRA-2 vs AERONET	95
4.11	Series de irradiancia en un día de nubosidad leve y en un día claro	97
4.12	Selección de DNI de cielo claro	99
4.13	Selección de GHI de cielo claro	100
4.14	Histograma mensual de T_L obtenidos a partir de información de DNI	102
4.15	Sensibilidad de las métricas del modelo ESRA con el valor de T_L	103
4.16	Ciclos de T_L , método II	104
4.17	Comparación de ciclos de T_L por los métodos I y II	105
4.18	Distribución espacial de T_L	107
4.19	Ciclos regionales (norte y sur) de T_L	108
4.20	Comparación de T_L obtenidos con el método II y el modelo ESRA o KIP	109
4.21	Estimación de T_L con información AOD y vapor de agua	110
5.1	Métricas de GHI del modelo ESRA utilizando T_L específico o regional	115
5.2	Diagramas circulares para modelos de cielo claro (GHI)	118
5.3	Gráficas de dispersión para modelos seleccionados de GHI; ESRA y REST2.	119
5.4	Series temporales de modelos de cielo claro de GHI	119
5.5	Métricas de desempeño de MISCC de GHI vs $\cos \theta_z$	120
5.6	Diagramas circulares para modelos de cielo claro (DNI)	123
5.7	Gráficas de dispersión para dos modelos seleccionados de DNI en la estación MS.	124
5.8	Series temporales de modelos de cielo claro de DNI	124
5.9	Métricas de modelos de DNI seleccionados en función del coseno del ángulo cenital	125
5.10	Sensibilidad de MISCC en función de las variables atmosféricas de entrada.	128
6.1	Definición de índice del nubosidad	133
6.2	Factor de reflectancia y reflectancia planetaria	134
6.3	Índice de cielo claro contra del índice de nubosidad	135
6.4	Tamaño óptimo de celdas	136
6.5	Optimización de CIM de GHI con ρ_{max}	137
6.6	Gráficos de dispersión para modelos CIM de GHI	139
6.7	Desempeño de CIM de GHI según k_t y $\cos \theta_z$	141
6.8	Heliosat-4: rRMSD con el ángulo de vista del satélite MSG	143
6.9	Esquema para suavizado espacial de estimativos de Heliosat-4	143
6.10	Dispersión del modelo Heliosat-4 para GHI en la localidad LE.	145
6.11	Desempeño de Heliosat-4 según k_t y $\cos \theta_z$	146

6.12	f_d vs. k_t	147
6.13	Gráficos de dispersión de series de DNI obtenidas con un modelo fenomenológico	151
6.14	Índice de cielo claro de directa en función del índice de nubosidad para DNI	153
6.15	Optimización de modelos CIM de DNI con ρ_{max}	153
6.16	Gráficos de dispersión para modelos CIM de DNI	156
6.17	Gráficos de dispersión para modelos satelitales de GHI a nivel diario	158
6.18	Gráficos de dispersión para modelos satelitales de DNI a nivel diario	160
A.1	Definición de ángulo sólido, Ω	201
A.2	Definición de ángulos cenital y acimutal	201
A.3	Magnitudes geométricas importantes	204
B.1	Espectro de emisión de cuerpo negro	208
B.2	Balance térmico anual del sistema Tierra-atmósfera	209
B.3	Transferencia de un haz de radiancia	210
C.1	Balance radiativo esquemático en el sistema superficie-atmósfera	220

Lista de tablas

2.1	Irradiancia espectral TOA	18
2.2	Irradiancia espectral en superficie	21
2.3	Composición de la atmósfera	22
2.4	Efectos relevantes para el modelado de la irradiancia solar en ausencia de nubes. . .	30
2.5	Clasificación de aerosoles	33
2.6	Variables de entrada de modelos de cielo claro	39
2.7	Estudios de validaciones de modelos de cielo claro	44
2.8	Desempeño de modelos de cielo claro en la literatura	46
2.9	Desempeño de modelos satelitales de GHI en la literatura	59
2.10	Desempeño de modelos satelitales de DNI en la literatura	59
3.1	Fuentes de información utilizadas	61
3.2	Características de las bases de información de reanálisis CAMS y MERRA-2. Las variables ρ_g y τ_{550}^s denotan el albedo terrestre y la profundidad óptica debida exclusivamente al <i>scattering</i> por aerosoles, respectivamente.	68
3.3	Características del radiómetro del satélite GOES-13	69
3.4	Coeficientes de factor de reflectancia de fondo para la región	71
3.5	Estaciones de medida de irradiancia solar	73
3.6	Incertidumbre de la medida de radiación solar por sitio	76
3.7	Filtros para control de calidad de datos de irradiancia	77
3.8	Filtrado para control de calidad	78
3.9	Filtrado de calidad de DNI	79
4.1	Disponibilidad de variables atmosféricas según diferentes fuentes.	82
4.2	Estaciones AERONET en la región	83
4.3	AOD ₅₅₀ : MODIS vs AERONET	86
4.4	Exponente de Angström: MODIS vs AERONET	88
4.5	Vapor de agua precipitable: MODIS vs AERONET	89
4.6	AOD ₅₅₀ : MERRA-2 vs AERONET	91
4.7	Exponente de Angström: MERRA-2 vs AERONET	92
4.8	Vapor de agua precipitable: MERRA-2 vs AERONET	93

4.9	Comparación entre MODIS y MERRA-2	94
4.10	Ozono: OMI y MERRA-2 vs AERONET	95
4.11	Selección de DNI de cielo claro	98
4.12	Selección de GHI de cielo claro	100
4.13	Ciclos de T_L , método I	103
4.14	Clasificación de estaciones de medida de según los ciclos de turbidez de Linke.	106
4.15	Relación entre T_L obtenidos con los modelos ESRA o KIP y el método II	109
5.1	Ponderación para el promediado entre estaciones	113
5.2	Valoración del desempeño de modelos de cielo claro	113
5.3	Validación de cielo claro GHI (T_L)	114
5.4	Validación de cielo claro GHI (MERRA-2)	116
5.5	Validación de GHI del modelo McClear (CAMS)	117
5.6	Validación de cielo claro DNI (T_L)	121
5.7	Validación de DNI en cielo claro (MERRA-2)	121
5.8	Validación de DNI del modelo McClear (CAMS)	122
5.9	Asignación de incertidumbre a las variables atmosféricas MERRA-2	126
5.10	Variables atmosféricas de entrada originales y utilizadas de REST2 y ESRA	126
6.1	Parámetros a y b medios de modelos CIM-GHI	138
6.2	Validación de CIM de GHI resumida	139
6.3	Desempeño de Heliosat-4 en la región	144
6.4	Coeficientes del modelo de fracción difusa RA2s	149
6.5	Indicadores de desempeño para el modelo de fracción difusa horaria RA2	149
6.6	Desempeño de la estrategia fenomenológica para estimar DNI horario	150
6.7	Parámetros a y b de modelos CIM de DNI	155
6.8	Desempeño de CIM de DNI	155
6.9	Validación modelos satelitales de GHI a nivel diario	157
6.10	Desempeño de modelos satelitales de DNI a nivel diario	159
A.1	Clasificación de nubes	206
D.1	Masa óptica relativa para diferentes efectos	227
E.1	Ciclos de T_L para las estaciones de medida (método I)	231
E.2	Ciclos de T_L de las regiones norte, sur y total	232
E.3	Ciclos de T_L : método I vs. Meteonorm	232
E.4	Código de referencia de los modelos analíticos de cielo claro.	233
E.5	Código de la información atmosférica usada en la validación de MISCC.	233
E.6	Métricas de desempeño de GHI de modelos de cielo claro por sitio	234
E.7	Métricas de desempeño de DNI de modelos de cielo claro por sitio	235

E.8	Parámetros del factor de nubosidad para CIM de GHI por sitio	236
E.9	Desempeño de CIM para GHI para toda condición de cielo por sitio	237
E.10	Desempeño a nivel diario de modelos satelitales de GHI por sitio.	238
E.11	Desempeño a nivel diario de modelos satelitales de DNI.	239
E.12	Parámetros de la adaptación local de Heliosa-4 diario.	239

Lista de siglas

- AERONET** *Aerosol Robotic Network*
- AFGL** *Air Force Geophysics Laboratory, EUA*
- AMTU** Año Meteorológico Típico del Uruguay para aplicaciones de Energía Solar
- ASTM** *American Society for Testing and Materials, EUA*
- BSRN** *Baseline Solar Radiation Network*
- CAMS** *Copernicus Atmosphere Monitoring Service*
- CIM** *Cloud Index Model*
- CPTEC** *Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos*
- ECMWF** *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*
- EOS** *Earth Observing System*
- GEOS-5** *Global Earth Observing System Version-5*
- GOES** *Geostationary Operational Environmental Satellite*
- INIA** Instituto Nacional de Investigación Agropecuaria
- INPE** *Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Brasil*
- INUMET** Instituto Uruguayo de Meteorología
- ISA** *International Standard Atmosphere*
- LES** Laboratorio de Energía Solar
- MERRA-2** *Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, version-2*
- MISCC** modelos de irradiancia solar en condiciones de cielo claro
- MODIS** *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*
- MSG** Meteosat-Segunda Generación
- MSU-v1** Mapa Solar del Uruguay Versión-1
- MSU-v2** Mapa Solar del Uruguay Versión-2
- NASA** *National Aeronautics and Space Administration, EUA*
- NOAA** *National Oceanic and Atmospheric Administration, EUA*
- NREL** *National Renewable Energy Laboratory, EUA*
- OMI** *Ozone Monitoring Instrument*
- PMOD** *Physical Meteorological Observatory en Davos, Suiza*

RM CIS Red de Medida Continua de Irradiancia Solar
RSS radiación solar en superficie
SONDA *Sistema de Organização Nacional de Dados Ambientais*, Brasil
TOMS *Total Ozone Mapping Spectrometer*
WMO *World Meteorological Organization*
WRC *World Radiation Center*
WRR *World Radiometric Reference*

Glosario

Descripción sucinta de términos importantes utilizados. Por más detalles de cantidades radiométricas ver el [Apéndice A.2](#).

Ángulo cenital solar (θ_z) Ángulo entre la normal local a un observador y la dirección de la línea Tierra-Sol.

Atmósfera de Rayleigh Atmósfera idealizada sin presencia de aerosoles ni vapor de agua.

Constante solar (G_{sc}) Valor medio de la TSI. En este trabajo se considera $G_{sc} = 1367 \text{ W/m}^2$.

DHI (o G_{dh}) Irradiancia solar difusa en el plano horizontal.

DNI (o G_b) Irradiancia solar directa sobre una superficie perpendicular a la dirección del Sol.

Exponente de Angström (α) Exponente en la Ley de Angström. Se relaciona inversamente con el tamaño medio de aerosoles.

F-IR Región espectral del infrarrojo lejano (*far infrared*), con longitudes de onda mayores a $3 \mu\text{m}$.

Factor de atenuación por nubosidad ($F(\eta)$) Factor empírico basado en información satelital utilizado en la construcción del modelo CIM.

Factor orbital (F_n) Variación del radio de la órbita terrestre en relación al radio medio de la distancia Tierra-Sol.

Factor de reflectancia (F_R) Normalización de la radiancia vista por satélite respecto a la radiancia isotrópica que reflejaría la tierra con reflectividad 1.

GHI (o G_h) Irradiancia solar global sobre el plano horizontal.

GTI Irradiancia solar global sobre un plano inclinado.

Índice de nubosidad (η) Reflectancia planetaria normalizada con respecto a un rango dinámico de valores extremos asociados con cielo despejado y cobertura total de nubes.

LUT Tablas de referencia (o *look up tables*).

Masa de aire Cociente entre la masa de aire recorrida por la irradiancia directa y la masa de aire que recorrería si incidiera desde el cenit local a través de una atmósfera de Rayleigh.

- N-IR** Región espectral del infrarrojo cercano (*near infrared*), entre 700 y 3000 nm.
- PAR** La radiación fotosintéticamente activa (o *Photosynthetically active radiation*) es la región del espectro entre 400 y 700 nm, utilizada por diversos microorganismos en el proceso de fotosíntesis.
- Profundidad óptica** (τ) Cantidad espectral asociada a la extinción de un haz directo monocromático producido por uno o varios componentes de la atmósfera. En particular, la **profundidad óptica de aerosoles** se refiere únicamente al efecto de aerosoles presentes en la atmósfera baja y se denomina AOD o τ_a .
- Profundidad óptica global** (δ) Cantidad asociada a la extinción de la irradiancia directa (de banda ancha) en su interacción con la atmósfera sin nubes. A diferencia de la profundidad óptica espectral, muestra una dependencia con la posición relativa del Sol. En caso de referirse a una atmósfera de Rayleigh se denomina δ_R .
- RTM** Modelo de transferencia radiante (o *Radiative Transfer Model*) es un modelo basado en la ecuación de transferencia radiativa.
- Reflectancia planetaria** (ρ) Reflectividad del sistema Tierra-atmósfera.
- TOA** Tope de la atmósfera (o *top of the atmosphere*) es la región donde los efectos de la atmósfera sobre la radiación solar pueden despreciarse, típicamente a 100 km sobre el nivel del mar.
- TSI** Irradiancia solar total (o *total solar irradiance*) es la irradiancia solar sobre una superficie en el tope de la atmósfera normal a la dirección Tierra-Sol, cuando éste se encuentra a 1 UA.
- Turbidez de Angström** (β) Factor multiplicativo en la Ley de Angström. Es la profundidad óptica de aerosoles a 1 μ .
- Turbidez de Linke** (T_L) Factor de turbidez de Linke. Parámetro adimensionado que se interpreta como el número de atmósferas de Rayleigh necesarias para producir la atenuación observada en la radiación directa.
- UV** Región espectral ultravioleta, entre 280 y 400 nm. A su vez se sub-divide en UV-C (100–280 nm), UV-B (280–315 nm) y UV-A (315–400 nm).
- VIS** Región espectral entre 400 y 700 nm, visible por el ojo humano medio.
- Vapor de agua precipitable** (w) Vapor de agua en la columna atmosférica expresada como la altura en cm que tendría a presión y temperatura normales.

ANEXOS

Anexo A

Información complementaria

A.1. Conceptos básicos

Este Apéndice tiene como objetivo establecer conceptos básicos relacionados con la radiación solar. En particular, en la Sección A.2 se define el vocabulario relacionado con las cantidades radiométricas y sus derivados utilizados.

A.1.1. Ángulo sólido

El ángulo sólido (Ω) de un objeto C con respecto a un observador O se define como el ángulo espacial que ocupa visto desde O . Se mide en estereorradianes (sr) y se puede interpretar como el área de la intersección de la proyección cónica entre el objeto y una esfera de radio $R = 1$ centrada en O como se muestra en la Figura A.1.

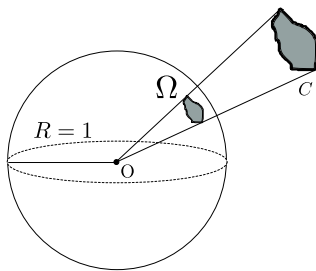


Figura A.1: Definición de ángulo sólido, Ω .

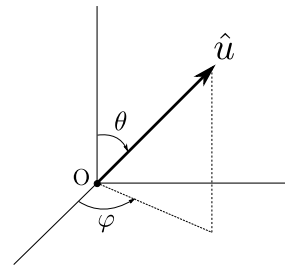


Figura A.2: Definición de ángulo cenital, θ , y acimutal, φ , de la dirección definida por el vector unitario, \hat{u} .

En coordenadas esféricas, cualquier dirección definida por un vector unitario, \hat{u} , queda especificada por el ángulo cenital, θ , y el ángulo acimutal φ (Figura A.2). Un diferencial de ángulo sólido, $d\Omega$ se puede expresar como

$$d\Omega = \sin \theta d\theta d\varphi = -d(\cos \theta) d\varphi. \quad (\text{A.1})$$

A.1.2. Ángulo cenital solar

Para describir la posición solar aparente es útil utilizar el ángulo cenital solar, θ_z . El ángulo puede visualizarse en la [Figura A.2](#), donde \hat{u} representa la dirección del Sol para un observador en la superficie. Este ángulo, que se utiliza como entrada de modelos de radiación solar y para diversos cálculos en el área, verifica,

$$\cos \theta_z = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos \omega, \quad (\text{A.2})$$

donde ϕ (rad) es la latitud del observador, δ (rad) es la declinación solar y ω (rad) es el ángulo horario. La declinación solar se define como el ángulo entre el plano ecuatorial y el plano orbital de la Tierra, y existen parametrizaciones para calcularlo según el día del año ([Spencer, 1971](#)). El ángulo horario ω es el ángulo de rotación de la Tierra con respecto a su eje. Varía a una tasa aproximadamente constante de $\dot{\omega} = \pi/12$ (rad/hora) y es nulo en el mediodía solar. En [Abal et al. \(2020\)](#) se describe detalladamente el cálculo de estas cantidades angulares según la ubicación, día del año y hora del día a través de expresiones analíticas.

En este trabajo se utiliza la biblioteca `pvlib.solarposition` para Python, basada en el *Solar Position Algorithm* (SPA) desarrollado por [NREL](#) específicamente para aplicaciones de energía solar ([Reda y Andreas, 2008](#)). El cálculo de los ángulos solares relevantes con SPA garantiza un error dentro del rango $\pm 0.0003^\circ$.

A.1.3. Variación estacional de la distancia Tierra-Sol: Aproximación de órbita elíptica

Según lo desarrollado en la [Subsección 2.2.2](#), el factor de corrección orbital, F_n , puede aproximarse asumiendo que la trayectoria de la Tierra describe una elipse alrededor con el Sol en uno de sus focos con con excentricidad $\epsilon = 0.0167$. La excentricidad presenta pequeñas variaciones a escala de miles de años, debido a la interacción gravitacional del sistema Tierra-Sol con los demás planetas. Esta variabilidad es despreciable en éste cálculo aproximado. Utilizando la ley de gravitación clásica y las leyes de Newton se tiene que la trayectoria de la Tierra queda descrita por la [Ec. \(A.3\)](#),

$$R(\zeta) = b \frac{\sqrt{1 - \epsilon^2}}{1 + \epsilon \cos \zeta}, \quad (\text{A.3})$$

donde ζ representa el ángulo polar desde el perihelio y b es la longitud del semieje menor de la elipse. Se puede verificar que el valor medio de R con $\zeta \in [0, 2\pi]$ es $\langle R(\zeta) \rangle = b \equiv R_0$. Los valores máximos y mínimos de R corresponden al afelio y al perihelio, respectivamente. ζ varía de forma continua, y su tasa de crecimiento es variable dentro de cada ciclo de un año, sin embargo, debido a su pequeña variación

diaria y baja excentricidad orbital, se puede aproximar ζ con la función escalonada $\hat{\zeta}$ que crece a tasa constante asumiendo un valor fijo para cada día del año. Considerando ϵ pequeño ($\epsilon \ll 1$), la Ec. (A.3) se puede aproximar como

$$F_n(n) = \frac{(1 + \epsilon \cos \zeta)^2}{1 - \epsilon^2} \simeq 1 + 2 \epsilon \cos \hat{\zeta}. \quad (\text{A.4})$$

Ambas expresiones, la de la órbita elíptica o su aproximación por baja excentricidad tienen un error asociado menor a $\pm 1 \times 10^{-3}$ (Abal *et al.*, 2020).

A.2. Cantidades radiométricas

Se definen cantidades básicas relacionadas con los conceptos de transferencia radiante que se utilizarán en el resto del trabajo. La nomenclatura es basada en la norma sobre el vocabulario de Energía Solar UNIT-ISO9488:1999.

- **Radiación Solar:** Radiación se refiere a emisión o transferencia de energía. El nombre Solar se refiere al espectro solar (entre 280 nm y 3 μm). También llamada **Radiación de Onda Corta**.
- **Φ , Flujo Radiante (W):** Potencia emitida, transmitida o recibida en forma de radiación.
- **L, Intensidad o Radiancia (W/m² sr):** Radiación (E) que atraviesa un superficie perpendicular a la dirección \hat{u} , definida por las direcciones contenidas en un diferencial de ángulo sólido ($d\Omega$), por unidad de área ($dA \cos \theta$), por unidad de tiempo (dt). En la Figura A.3 se muestran esquemáticamente las cantidades involucradas.

$$L = \frac{E}{\cos \theta d\Omega dt dA}. \quad (\text{A.5})$$

Cuando la intensidad se asocia a una superficie que emite radiación se le llama **Iluminancia o Brillo**.

- **F, Densidad de Flujo o Irradiancia (W/m²):** Flujo radiante sobre por unidad de superficie sobre un plano dado o radiancia que atraviesa una superficie dA integrada en cierto ángulo sólido Ω .

$$F = \int_{\Omega} L \cos \theta d\Omega. \quad (\text{A.6})$$

Es decir, la integral en Ω de la componente según \hat{n} de la radiancia. Si el ángulo de integración es de 2π (del hemisferio situado por encima de la superficie) se le llama **Irradiancia Hemisférica**. Cuando la densidad se asocia a una superficie que emite radiación se le llama **Emitancia**. En caso de que la radiancia espectral, L , sea isotrópica (independiente de Ω), de la Ec. (A.6) se tiene que la densidad

de flujo verifica

$$F = \pi L. \quad (\text{A.7})$$

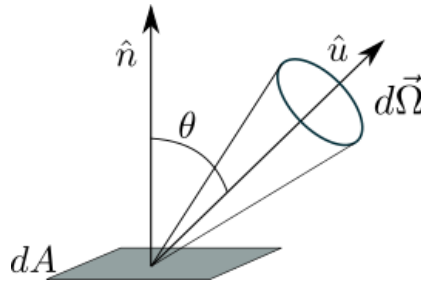


Figura A.3: Magnitudes geométricas importantes

- **G_h o GHI, Irradiancia Solar Global en un plano Horizontal (W/m^2):**
Es la irradiancia solar hemisférica recibida en un plano horizontal.
- **G_b o DNI, Irradiancia Solar Directa en incidencia Normal (W/m^2):**
Es la irradiancia solar que proviene de la **región circumsolar**, que incide en un plano normal a la dirección definida por el centro del disco solar. En este trabajo la región circumsolar es formada por un ángulo sólido centrado en el Sol y que subtiende un semi-ángulo de 5° . La región incluye la totalidad del disco solar, que para un observador en la Tierra, subtiende un semi-ángulo de 0.5° .
- **G_{dh} o DHI, Irradiancia Solar Difusa en un plano horizontal (W/m^2):**
Es la irradiancia solar hemisférica procedente de todas direcciones exceptuando la región circumsolar.
- **Relación de clausura:** Las irradiancias directa normal, difusa y global verifican la relación

$$G_h = G_{dh} + G_b \cos \theta_z, \quad (\text{A.8})$$

donde θ_z es el ángulo cenital del Sol desde la posición del observador.

- **I , Irradiación (J/m^2 o Wh/m^2):** Integración en el tiempo de la irradiancia (o alguna de sus componentes) en un intervalo de tiempo dado. En el caso de la irradiación horaria se expresa usualmente en Wh/m^2 .

Las radiancias y emitancias son cantidades que se asocian a alguna dirección, mientras que la irradiancia se asocia a la integral sobre un ángulo sólido y un plano de referencia. Todas las cantidades aquí mencionadas se definen de forma integral o espectral (o monocromática), y se verifica (a modo de ejemplo)

$$G = \int_S G_\lambda d\lambda, \quad (\text{A.9})$$

donde S denota una región del espectro electromagnético. Las dimensiones de las cantidades espectrales (denotadas con el subíndice λ) son las mismas que su cantidad

integral asociada dividida por unidad de longitud. Los términos **GHI**, **DNI** y **DHI** denomina indistintamente la irradiancia o irradiación según el caso. Es decir, GHI se refiere a G_h o I_h , DNI se refiere a G_b o I_b y DHI a G_{dh} o I_{dh} .

Se definen otras cantidades horarias adimensionadas a nivel de superficie terrestre útiles para la descripción de los temas tratados.

- **k_t , Índice de Claridad:** Es el cociente entre la irradiación global y la irradiación en el tope de la atmósfera en un plano horizontal I_0 .

$$k_t = \frac{I_h}{I_0 \cos \theta_z} \quad (\text{A.10})$$

- **k_n , Transmitancia directa:**

$$k_n = \frac{I_b}{I_0} \quad (\text{A.11})$$

- **k_{cc} , Índice de Cielo Claro:** Es el cociente entre la irradiación global y la irradiación que habría en caso de no haber nubes. La definición está asociada a un modelo para estimar la irradiación global en cielo claro, I_{hcc}

$$k_{cc} = \frac{I_h}{I_{h,cc}} \quad (\text{A.12})$$

- **k_{bcc} , Índice de Cielo Claro para Irradiación Directa:** Análogo al índice de cielo claro pero para la componente directa

$$k_{bcc} = \frac{I_b}{I_{bcc}} \quad (\text{A.13})$$

- **f_d , Fracción Difusa:** Es el cociente entre la irradiación difusa y la global

$$f_d = \frac{I_{dh}}{I_h}. \quad (\text{A.14})$$

- **Relación de clausura:** En vista de las últimas definiciones la [Ec. \(A.8\)](#) se puede expresar como

$$k_t = f_d k_t + k_n. \quad (\text{A.15})$$

A.3. Clasificación de nubes

Según el Atlas Internacional de Nubes ([ICA, 2017](#)) de la [WMO](#) las nubes se clasifican según su género, especie y variedad, de forma similar a sistemas utilizados para taxonomía de plantas y animales. Existen 10 géneros principales definidos por propiedades reconocibles a simple vista como la altura y apariencia características. A su vez cada género se sub-divide en especies (más de 15 en total) basado en la estructura interna y forma, y en 9 variedades, según la estructura macroscópica de sus componentes

(relacionada con el grado de transparencia de la nube). El nombre de cada género refiere a una combinación de la clasificación por aspecto y altura (ver [Tabla A.1](#)). En lo que refiere a la clasificación por aspecto están las familias *Cirrus* (como filamentos), *Estrato* (en capas), *Nimbo* (densa y gris oscura) y *Cúmulus* (nubes aisladas con desarrollo vertical). En lo que refiere a la altura de su base están las nubes altas (*cirrus*, entre 5 y 13 km de altura), nubes medias (*alto*, entre 2 y 7 km de altura) y nubes bajas (debajo de 2 km de altura). Algunas presentan un desarrollo vertical medio (Nimbostratus), otras un desarrollo vertical grande (Cumulus y Cumulonimbus).

Tabla A.1: Clasificación de nubes de acuerdo su género. Se muestra las altura de la base (para climas templados) y composición típicas. Fuente: <https://cloudatlas.wmo.int>

Nivel	Género	Código	Composición típica	altura típica de base
alta	Cirrus	Ci	agua helada,	5–13 km
	Cirrocumulus	Cc	cristales de hielo	
	Cirrostratus	Cs		
media	Altostratus	As	cristales de hielo,	2–7 km
	Alto cumulus	Ac	microgotas de agua	
	Nimbostratus	Ns		
baja	Stratus	St	microgotas de agua	0–2 km
	Stratocumulus	Sc		
	Cumulus	Cu		
	Cumulonimbus	Cb		

Anexo B

Balance radiante y ecuación general de transferencia radiativa

B.1. Balance radiante del sistema Tierra-atmósfera

La radiación solar que llega al planeta causa el forzamiento climático y determina la temperatura media atmosférica a través del balance energético global. Debido a que la Tierra intercepta una potencia de $G_0 \pi R_T^2$, proporcional a su sección transversal (donde G_0 es la constante solar, 1367 W/m^2 , y R_T es el radio medio de la Tierra), y su superficie es $4\pi R_T^2$, la irradiancia promedio a nivel TOA es $\langle G \rangle = \frac{G_0}{4} = 342 \text{ W/m}^2$. No todo el flujo radiante es absorbido por el planeta, sino que una porción es devuelta al espacio exterior por retro-dispersión. Esta reflectividad planetaria es conocida como albedo planetario, y su valor medio aproximado es $\rho_P = 0.30$ (Liou, 2002). En períodos climatológicos la temperatura media de la tierra, T_T , permanece virtualmente en equilibrio, por lo que hay un equilibrio entre el flujo radiante medio incidente y emitido del sistema Tierra-atmósfera. Considerando el sistema como un emisor ideal¹, considerando al sistema como cuerpo negro, se tiene que

$$\frac{G_0}{4}(1 - \rho_P) = \sigma_S T_T^4 \rightarrow T_T = \left[\frac{G_0(1 - \rho_P)}{4\sigma_S} \right]^{\frac{1}{4}} = 255\text{K} \simeq -18^\circ\text{C}. \quad (\text{B.1})$$

Sin embargo el perfil de temperatura de la atmósfera varía entre 200–300 K. Este rango de temperaturas implica que la emisión de la Tierra muestre su máximo en $\simeq 10 \mu\text{m}$, en la región del infrarrojo lejano, como se muestra en la Figura B.1.

La mayor temperatura en la tropósfera ($h < 10 \text{ km}$), de unos 290 K, está relacionada con la presencia de gases de efecto invernadero como el CO_2 , H_2O y CH_4 , entre otros, presentes en esa región de la atmósfera. Estos gases absorben y re-emiten en el infrarrojo

¹La ley de Stefan-Boltzmann establece que un cuerpo negro emite radiación con una potencia emisiva hemisférica total (W/m^2) proporcional a la cuarta potencia de su temperatura: $P/A = \sigma_S T^4$ con $\sigma_S = 5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$.

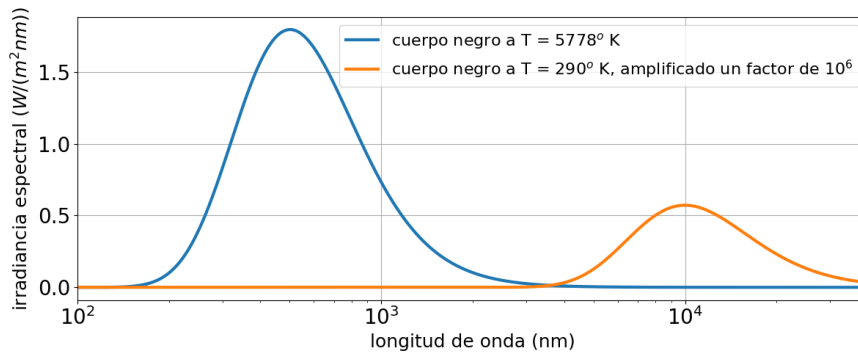


Figura B.1: Emisión de cuerpo negro a 5778 K (Sol) y a 290 K (Tierra). Los espectros de la radiación solar y de emisión térmica de la atmósfera, tienen relevancia en regiones disjuntas. Frecuentemente se denomina *radiación visible* o de onda corta al espectro solar y *radiación térmica* o de onda larga a la emisión infrarroja.

lejano mientras son prácticamente transparentes para la radiación solar en el espectro visible (Figura 2.8), devolviendo a la superficie parte de la energía emitida por la misma, evitando el enfriamiento del planeta. Otros gases como CO, N₂ y NO también son absorbentes en el F-IR pero de menor relevancia en el efecto invernadero.

En la Figura B.2 se muestra el balance térmico climatológico anual, donde se aprecia la importancia del efecto invernadero para mantener la temperatura cerca de 300 K cerca de la superficie. La creciente presencia de gases antropogénicos absorbentes (y emisores) en el espectro de onda larga como dióxido de carbono, metano y óxido nítrico, genera temperaturas promedio en constante aumento desde mediados del Siglo XX. En particular, desde la década del 70 se aprecia un importante aumento medio en la concentración de CO₂ de 25 partes por millón (ppm) por década, y un aumento de 75×10^{-3} ppm por década para CH₄¹. Estos cambios han requerido la corrección en las sucesivas versiones del estándar de atmósfera y causan un desequilibrio en el sistema climático de consecuencias aún no determinadas completamente, pero ciertamente de alto impacto negativo en la biodiversidad del planeta y las actividades humanas.

B.2. Transferencia radiante en la atmósfera

La teoría de transferencia radiativa es la que gobierna los procesos de un campo electromagnético de fotones no interactuantes que atraviesa un volumen de gas en una atmósfera (Chandrasekhar, 1960; Kondratyev, 1969; Liou, 2002). Es la base física de algunos de los modelos más sofisticados para estimar la irradiación solar espectral y de banda ancha en la superficie terrestre (por ejemplo Heliosat-4 o Brasil-SR, Apéndice C.2).

La radiancia monocromática, L_λ (en W/m²/sr/nm), al atravesar una distancia ds en la dirección de propagación se ve atenuada en una cantidad dL_λ^- , que es proporcional a la ds , la probabilidad de interacción (sección eficaz de extinción, k_λ), la densidad del

¹Información disponible en <https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>.

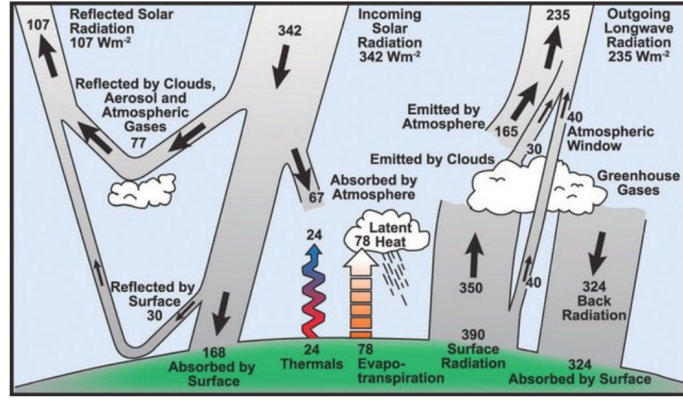


Figura B.2: Balance térmico anual del sistema Tierra-atmósfera. El albedo (radiación reflejada) representa un 30%, mientras que los gases de efecto invernadero devuelven a la superficie gran parte de la radiación de onda larga. Fuente: Kiehl y Trenberth (1997).

medio (ρ) y a la intensidad del haz. Es decir,

$$dL_{\lambda}^{-} = -k_{\lambda} \rho L_{\lambda} ds. \quad (\text{B.2})$$

Por otro lado, L_{λ} puede incrementarse debido a *scattering* (simple o múltiple) de haces provenientes de otras direcciones. La probabilidad de estas contribuciones al haz se expresa con un *coeficiente de función fuente*, j_{λ} , de forma que se puede expresar el incremento en la intensidad, dL_{λ}^{+} , como

$$dL_{\lambda}^{+} = j_{\lambda} \rho ds. \quad (\text{B.3})$$

Se define por conveniencia la *función fuente*, J_{λ} (con las dimensiones de L_{λ}) como $J_{\lambda} = j_{\lambda}/k_{\lambda}$, obteniendo el cambio neto en el haz,

$$dL_{\lambda} = -k_{\lambda} \rho L_{\lambda} ds + k_{\lambda} \rho J_{\lambda} ds. \quad (\text{B.4})$$

Reordenando, se tiene la ecuación general de transferencia radiativa en forma compacta,

$$-\frac{1}{k_{\lambda} \rho} \frac{dL_{\lambda}}{ds} = L_{\lambda} - J_{\lambda}. \quad (\text{B.5})$$

Para resolver la Ec. (B.5) hace falta conocer la distribución espacial de las propiedades del medio a través de k_{λ} y ρ , y caracterizar todos los procesos físicos involucrados a través de J_{λ} .

B.2.1. Ecuación de transferencia radiativa

Se considera un diferencial de volumen de la atmósfera ubicado en una posición \vec{r} , cuyos gases componentes tienen una densidad de masa total de $\rho(\vec{r})$. Además su

coeficiente de extinción por unidad de masa es k_λ^e , y se define el *coeficiente de extinción* (en m^{-1}) como

$$\beta_e = k_\lambda^e \rho(\vec{r}). \quad (\text{B.6})$$

β_e se puede expresar como la adición de un coeficiente de absorción, β_a , y un coeficiente de *scattering* (ambas dependientes de λ) definidos de forma análoga.

Se estudia la emisión del volumen en una dirección arbitraria definida por el vector unitario $\hat{u} = \hat{u}(\theta, \varphi)$, siendo θ y φ los ángulos de coordenadas esféricas definidos en la Sec. A.1.1. En la Figura B.3 se muestra un diagrama del proceso que ocurre en el volumen. El operador de variación $\frac{d}{ds}$ que sufre un haz que ingresa al volumen en la dirección definida por \hat{u} y lo recorre una distancia ds se puede expresar como

$$\frac{d}{ds} = \frac{1}{c} \frac{\partial}{\partial t} + \hat{u} \cdot \nabla, \quad (\text{B.7})$$

donde c es la velocidad de la luz.

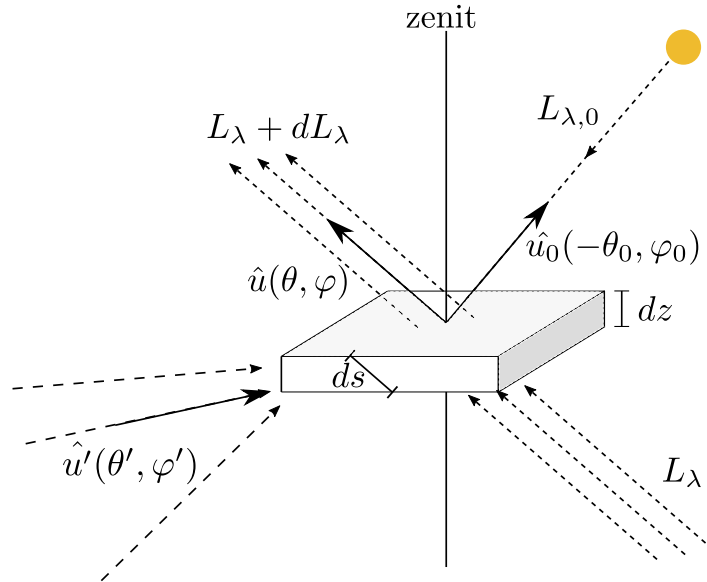


Figura B.3: Transferencia de un haz de radiancia difusa que incide desde abajo sobre un pequeño volumen de la atmósfera. \hat{u} , \hat{u}_0 y \hat{u}' representan la dirección de estudio, la posición del Sol y las direcciones desde las cuales proviene el *scattering* múltiple respectivamente.

La ecuación general de transferencia radiativa mostrada en la Ec. (B.5), expresa el balance radiativo en un diferencial de volumen, y en un sistema de coordenadas genérico se puede expresar como

$$\frac{1}{c} \frac{\partial L_\lambda(\vec{r}, \hat{u}, t)}{\partial t} + (\hat{u} \cdot \nabla) L_\lambda(\vec{r}, \hat{u}, t) = -\beta_{e,\lambda}(\vec{r}) L_\lambda(\vec{r}, \hat{u}, t) + J_\lambda(\vec{r}, \hat{u}, t), \quad (\text{B.8})$$

donde L_λ es la radiancia incidente en el diferencial de volumen desde la dirección \hat{u} y J_λ es la función fuente, responsable del incremento de la radiancia en su dirección de propagación. Esta ecuación puede simplificarse un poco al aplicarse a la radiación

solar en la atmósfera terrestre, considerando que la intensidad de la radiación electromagnética es cuasi-estacionaria (al compararla con c), y que la atmósfera es plana y estratificada, es decir que las propiedades del material sólo dependen de la altura z , y son independientes del tiempo, t .

$$\mu \frac{\partial L_\lambda(z, \hat{u})}{\partial z} = -\beta_{e,\lambda} L_\lambda(z, \hat{u}) + J_\lambda(z, \hat{u}), \quad (\text{B.9})$$

donde $\mu = \cos \theta$.

La función fuente, J_λ incluye tres efectos, que se muestran esquemáticamente en la [Figura B.3](#):

- Incremento por *scattering* simple. Es producido por un haz directo que incide en el volumen de estudio desde la dirección del Sol (especificada por el vector \hat{u}_0) y es dispersado en la dirección \hat{u} . El haz directo es atenuado desde TOA llegar al volumen a una altura z según la [Ec. \(2.17\)](#), siendo $\tau(z)$ la profundidad óptica a esa altura. La radiancia dispersada se expresa combinando las Ecs. (2.9) y (2.17), donde la función de fase, P , entre las direcciones \hat{u} , y \hat{u}_0 , describe a todo el volumen.
- Incremento producido por *scattering* múltiple de la intensidad de radiancia difusa desde cualquier dirección, especificada por el vector \hat{u}' hacia la dirección \hat{u} . Para considerar todas las direcciones que contribuyen, es necesario integrar el diferencial de ángulo sólido $d\Omega'$ sobre una esfera de ángulo sólido 4π .
- Incremento por emisión térmica del volumen en la dirección \hat{u} . La emisión se puede aproximar como proporcional a la radiancia de cuerpo negro $B_\lambda(T)$ (Ley de Planck) en la dirección \hat{u} , y asumiendo que el coeficiente de absorción es igual al de emisión (Ley de Kirchhoff).

Teniendo en cuenta los efectos mencionados, y asignando el signo de menos (mas) a μ cuando se refiere a radiancia que se propaga hacia abajo (arriba), se tiene que

$$J_\lambda = \beta_s L_{\lambda,0} e^{-\tau/\mu_0} \frac{P(\hat{u}, -\hat{u}_0)}{4\pi} + \beta_s \int_{4\pi} L_\lambda(z, \hat{u}') \frac{P(\hat{u}, \hat{u}')}{4\pi} d\Omega' + \beta_a B_\lambda(T(z)). \quad (\text{B.10})$$

Para expresar la [Ec. \(B.8\)](#) en su forma habitual, incluyendo función fuente, [Ec. \(B.10\)](#), es necesario definir el *albedo de scattering simple*, ω como la relación entre el efecto de *scattering* con la extinción total.

$$\omega = \frac{\beta_s}{\beta_e}, \text{ o } 1 - \omega = \frac{\beta_a}{\beta_e} \quad (\text{B.11})$$

Notando que $d\tau = -\beta_e dz$ ([Ec. \(2.14\)](#)), se reescribe la [Ec. \(B.8\)](#) dividiendo la expresión por β_e (y omitiendo el subíndice λ), obteniendo la expresión de la ecuación de transferencia radiante en función de τ ,

$$\mu \frac{\partial L(\tau, \hat{u})}{\partial \tau} = L(\tau, \hat{u}) - \omega(\tau) L_0 e^{-\tau/\mu_0} \frac{P(\hat{u}, -\hat{u}_0)}{4\pi} - \omega(\tau) \int_{4\pi} L(\tau, \hat{u}') \frac{P(\hat{u}, \hat{u}')}{4\pi} d\Omega' - (1 - \omega(\tau)) B(T(\tau)), \quad (\text{B.12})$$

donde μ_0 es el coseno del ángulo cenital solar. La Ec. (B.8) o su versión simplificada, Ec.(B.12), es una ecuación integro-diferencial de difícil resolución analítica. Cuando se aplica al estudio de la irradiancia solar a nivel de superficie, es usual tomar dos hipótesis adicionales (Liou, 2002): i) Se desprecia el último término de la Ec. B.12, asociado a la emisión de cuerpo negro. Esto se justifica dado que el espectro de emisión de los componentes atmosféricos queda fuera del rango de interés para la energía solar, como se muestra en la Figura B.1¹. ii) Se asume que la dependencia de la radiancia difundida tiene simetría acimutal. Definiendo \tilde{L}_λ como

$$\tilde{L}_\lambda(\tau, \mu) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} L_\lambda(\tau, \mu, \varphi) d\varphi, \quad (\text{B.13})$$

e incorporando las consideraciones anteriores se obtiene

$$\mu \frac{\partial \tilde{L}(\tau, \mu)}{\partial \tau} = \tilde{L}(\tau, \mu) - \omega(\tau) L_0 e^{-\tau/\mu_0} \frac{P(\mu, -\mu_0)}{2} - \omega(\tau) \int_{-1}^1 \tilde{L}(\tau, \mu') \frac{P(\mu, \mu')}{2} d\mu'. \quad (\text{B.14})$$

Hay varias hipótesis adicionales y métodos que se pueden aplicar para su resolución en diferentes regiones del espectro. Por ejemplo cuando la dependencia acimutal es débil, o τ es muy pequeño.

Esta ecuación integro-diferencial requiere un completo conocimiento de las propiedades ópticas de todos los componentes atmosféricos, así como su distribución espacial. Es necesario gran poder de cómputo para su resolución, incluso para resolver sus versiones más simplificadas como el modelo de dos flujos (Liou, 2002; Ceballos, 1988).

B.2.2. Transferencia de radiación difusa y directa

La Ec. (B.14), cuando es aplicada a la radiación solar en una dirección arbitraria, solo describe la componente difusa, es decir *scattering* simple y múltiple. A la hora de calcular la irradiancia neta sobre una superficie, hay que considerar además la contribución de la radiancia directa, L_b . En la Ec. (2.17) se expresa la radiancia de un haz proveniente de la dirección \hat{u}_0 a través de la ecuación de Lambert–Beer. Para expresarlo

¹En contraposición, si se quiere estudiar la transferencia radiativa en espectro infrarrojo térmico, es usual despreciar el coeficiente de *scattering*, imponiendo $\omega = 0$ en la Apéndice B.2.1, lo que resulta en una ecuación diferencial de primer orden que simplifica su resolución.

correctamente con dependencia direccional se utiliza la función de delta de Dirac, δ_D :

$$L_b(\tau, \mu) = L_{\lambda,0} \delta_D(\mu, -\mu_0) e^{-\tau/\mu_0}. \quad (\text{B.15})$$

La radiancia global espectral en una dirección arbitraria será entonces la suma de las soluciones de las Ecuaciones B.14 y B.15. Para obtener la irradiancia global (o intensidad de flujo), F , se deben integrar esas soluciones sobre un ángulo sólido. En general se distingue el caso de flujo ascendente F^\uparrow y flujo descendente F^\downarrow con respecto a un plano horizontal, que se calculan integrando sobre las semiesferas correspondientes. Asumiendo simetría azimutal, y aplicando la propiedad de la delta de Dirac se tienen expresiones para las densidades de flujo,

$$F^\uparrow = F_d^\uparrow = 2\pi \int_0^1 L_d(\tau, \mu) \mu d\mu, \quad (\text{B.16})$$

$$F^\downarrow = F_d^\downarrow + F_b^\downarrow = 2\pi \int_0^{-1} L_d(\tau, \mu) \mu d\mu. + \mu_0 L_{d,\lambda,0} e^{-\tau/\mu_0} \quad (\text{B.17})$$

Por último el flujo neto incidente sobre una superficie horizontal es

$$F(\tau) = F^\downarrow - F^\uparrow. \quad (\text{B.18})$$

Integrando en λ en el espectro solar y considerando el plano horizontal a nivel de la superficie terrestre se tienen las cantidades G_b , G_{dh} , y por tanto G_h , que son las utilizadas en este trabajo.

$$G_{bh} = G_b \mu_0 = \int F_b^\downarrow d\lambda \quad (\text{B.19})$$

$$G_{dh} = \int (F_d^\downarrow - F_d^\uparrow) d\lambda \quad (\text{B.20})$$

En este caso τ representa la profundidad óptica espectral de toda la atmósfera.

Este formalismo, conocido como la aproximación de dos flujos, se ha presentado para dar una idea de la complejidad de la descripción fundamental de la interacción radiación-atmósfera. En esta tesis se abordó el problema práctico de modelar las componentes directa y difusa de banda ancha de la irradiancia solar a nivel de superficie basado en la información disponible sobre el estado de la atmósfera local. Los modelos utilizados deben ser suficientemente rápidos como para funcionar en forma operacional (en tiempo real o cuasi-real). Con estas restricciones el enfoque fundamental de transferencia radiante no es el más adecuado, por lo que en este trabajo no se trató con las soluciones de la Ec. (B.14) o sus variantes. Se buscaron en cambio alternativas simplificadas que den la información buscada con baja incertidumbre.

Anexo C

Modelos físicos

C.1. Modelado espectral

Conocer la irradiancia solar espectral que incide sobre la superficie terrestre es relevante dada la selectividad espectral de varias aplicaciones que utilizan radiación solar. Solo por citar algunos ejemplos, las celdas fotovoltaicas monocapa o multicapa, la fotosíntesis en las plantas, la iluminación natural en Arquitectura, los efectos de la radiación UV sobre la piel humana, o en la degradación de plásticos, son todas aplicaciones donde el conocimiento de la composición espectral de la radiación solar incidente es relevante. También es importante en la determinación de la composición de la atmósfera a través de algoritmos de inversión.

La forma más precisa de estimar las componentes de la irradiancia solar a nivel espectral es resolviendo las ecuaciones de transferencia radiante (ver [Apéndice B](#)) usualmente usando métodos de Monte Carlo. Se modela la interacción de fotones monocromáticos con el medio utilizando procesos al azar en cada capa de la atmósfera. Para alcanzar precisión, un gran número de fotones y cálculos iterativos deben aplicarse. La transferencia radiante a través de un trayecto en la atmósfera depende de propiedades físicas de los constituyentes atmosféricos y de su distribución en el espacio. Los modelos de alta resolución que utilizan estas propiedades son llamados modelos *línea por línea* (del espectro). Estos son útiles en regiones acotadas del espectro y requieren gran capacidad de cómputo y almacenamiento, a la vez que requieren acceder a bases de datos con propiedades de las moléculas y partículas presentes en la atmósfera. Ejemplos de este tipo de modelos son HITRAN ([Rothman et al., 1992](#)) o FASCODE ([Anderson et al., 1996](#)) del *Air Force Geophysics Laboratory, EUA (AFGL)*. A partir de ellos se pueden calcular perfiles de calentamiento de la atmósfera, utilizados en ciencias como meteorología y climatología. Sin embargo su alta complejidad y los requerimientos de grandes recursos computacionales hacen de estos modelos una opción poco útil para aplicaciones de ingeniería.

Existe un conjunto de modelos espectrales de menor demanda computacional, pero

aún de alta precisión, que en vez de realizar cálculos línea por línea, dividen el espectro en pequeñas bandas espectrales con propiedades de absorción y dispersión similares, y utilizan funciones de transmitancia para cada una de ellas. En este trabajo un modelo de este tipo es referido como *modelos espectrales* o **RTM**. Existen varios ejemplos como MODTRAN, SBDART y LIBRADTRAN. Los modelos comerciales MODTRAN (*moderate resolution*) y LOWTRAN (*low resolution*) fueron desarrollados en FORTRAN (Anderson *et al.*, 1994) originalmente para uso militar y aplicaciones de sensado remoto por la AFGL. MODTRAN utiliza 200 longitudes de onda para caracterizar el espectro solar, mientras que LOWTRAN utiliza 20. Estos modelos pueden reproducir escenarios complejos incluyendo nubes, humo, niebla, aerosoles y vapor de agua con un esquema de la atmósfera en 33 capas. En general el tratamiento de nubes es complejo y requiere gran información sobre las gotas de agua y cristales de hielo presentes (propiedades ópticas espectrales y distribución con la altura). LIBRADTRAN (Emde *et al.*, 2016) es una librería de rutinas y programas de transferencia radiante desarrollado en el ambiente académico. Es de libre acceso y ofrece varias opciones para configurar el estado de la atmósfera con moléculas, aerosoles, agua y hielo de nubes, albedo, etc. Incluye más de 10 esquemas de cálculo de transferencia radiante accesibles al usuario.

Existe una tercer familia de modelos espectrales basados en parametrizaciones de las transmitancias espectrales, específicos para condiciones de cielo claro. El modelo *Bird Simple Spectral Model SPCTRL-2* (Bird y Riordan, 1984, 1986), computa la irradiancia directa, difusa hemisférica e irradiancia global incidentes en un plano inclinado arbitrario. El modelo se basa en una representación empírica de las ecuaciones de transferencia radiante para una atmósfera estándar, incluyendo efectos de aerosoles, vapor de agua precipitable, columna de ozono y el albedo terrestre. Tiene resolución espectral irregular (promedio 10 μm), cubriendo 122 longitudes de onda entre 305 nm y 4000 nm. No computa la radiación circunsolar, siendo incluida en el cálculo de **DNI**, con un ángulo sólido de 5° alrededor del Sol (el mismo que el ángulo de apertura de los pirheliómetros comerciales). El modelo estima **DNI** a través de un producto de transmitancias independientes (Rayleigh, aerosoles, vapor de agua, ozono y gases de mezcla uniforme). La transmitancia por extinción por aerosoles, Ec. (2.23), utiliza la ley de Angström donde α es fijado asumiendo condiciones rurales ($\alpha=1.03$ para $\lambda < 0.5 \mu\text{m}$ o 1.21 en otro caso). La irradiancia difusa se estima como la suma de tres contribuciones asociadas a los diferentes efectos que se parametrizan: dispersión de Rayleigh, aerosoles, y contribución de múltiples reflexiones entre la superficie y la atmósfera. El modelo SMARTS (*Simple Model of the Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine*) es un modelo desarrollado y mejorado por Gueymard en sucesivos trabajos (Gueymard, 1995, 2001, 2003a), que actualmente se encuentra en su versión 2.9.8 (Gueymard, 2018)¹. SMARTS computa

¹De acceso libre para fines académicos en <https://www.nrel.gov/grid/solar-resource/smarts.html>

las irradiancias espectrales directa, difusa, global, circunsolar y en un plano inclinado arbitrario para condiciones de cielo claro. El algoritmo utilizado, implementado en FORTRAN, se desarrolla de forma que simule los estimativos del RTM MODTRAN, de mayor complejidad, dentro de un 2% de margen de diferencia. El modelo ofrece 10 atmósferas precargadas, y valores por defecto de absorción y componentes atmosféricos y albedo espectral, que también pueden ser ingresados por el usuario. Su resolución es 0.5 nm entre 280 nm y 400 nm, de 1 nm en el rango 400 – 1750 nm y 10 nm en el rango 1750 – 4000 nm. El modelo tiene subproductos como radiación ultravioleta (eritémica), o iluminancia (de interés en áreas de arquitectura).

Los modelos espectrales no son objeto de estudio de este trabajo, sin embargo son el fundamento de algunos modelos de irradiancia solar de banda ancha de cielo claro. En un proceso incremental, en esta tesis se aborda el estudio de modelos de cielo claro de tipo físico de banda ancha, que son más robustos frente a carencias en la información de entrada. El paso a futuro en esta línea es profundizar el estudio del modelado en condiciones de cielo claro pero de tipo espectral, con el objetivo de desarrollar un modelo todo cielo de estas características.

C.1.1. Algoritmo de inversión: AOD y w a partir de medidas espectrales

La estimación de la profundidad óptica espectral total, τ_λ , a partir de la irradiancia, G_λ , medida por un espectrorradiómetro se obtiene despejando la Ec. (2.17),

$$\tau_\lambda = \frac{1}{m} \ln \frac{G_\lambda}{G_{0,\lambda} F_n}, \quad (\text{C.1})$$

donde $G_{0,\lambda}$ es la irradiancia espectral en el TOA, que puede obtenerse de valores tabulados o ser calibrada específicamente (Angström, 1970; Shaw *et al.*, 1973). τ_λ es el resultado de varios efectos (ver Tabla 2.4), siendo los aerosoles y vapor de agua los componentes de mayor impacto en su variabilidad, tanto espacial como temporal (Otero, 2007). Para estimar el espesor óptico de aerosoles ($\tau_{a,\lambda}$ o AOD $_\lambda$) y w se utiliza la medida de τ_λ y la Ec. (2.26), donde varios procesos son parametrizados. La dispersión de Rayleigh es calculada analíticamente (Hansen y Travis, 1974). El efecto del ozono, pequeño pero variable, se puede calcular en base a valores tabulados de sección eficaz de absorción y estimaciones de su concentración. El efecto de otros gases mezclados es menor y también puede ser parametrizado (Holben *et al.*, 1998; Giles *et al.*, 2019).

AERONET estima $\tau_{a,\lambda}$ en algunas longitudes de onda dentro de la ventana atmosférica, donde los efectos de aerosoles son preponderantes: 340, 380, 440, 500, 675, 870, 1020 y en ocasiones 1640 nm (todas ellas sin influencia de la absorción por vapor de agua, con excepción de 1020 nm). Para obtener $\tau_{a,\lambda}$ de la Ec. (2.26) considera la

dispersión de Rayleigh, $\tau_{r,\lambda}$, y correcciones por otros gases específicos según el λ : NO₂ y O₃ (340 nm); NO₂ (380 y 440 nm); NO₂ y O₃ (500 nm); O₃ (675 nm); H₂O (1020 nm); H₂O, CO₂ y CH₄ (1640 nm).

Para estimar w , el algoritmo de **AERONET** utiliza la medición de la profundidad óptica total en 935 nm, donde hay una banda de absorción por H₂O y los efectos de otros gases y ozono son despreciables. La profundidad óptica de vapor de agua verifica,

$$\tau_{w,935} = \tau_{935} - \tau_{a,935} - \tau_{r,935}. \quad (\text{C.2})$$

El efecto de los aerosoles ($\tau_{a,935}$) es calculado con la [Ec. \(2.22\)](#), interpolando linealmente el exponente de Angström de valores obtenidos en bandas adyacentes (donde la absorción por vapor de agua no es relevante). Por último, utilizando la parametrización para la transmitancia específica de vapor de agua en función de w ([Giles *et al.*, 2019](#)),

$$T_w = e^{-\tau_w m_w} = \exp(-A[m_w w]^b), \quad (\text{C.3})$$

se obtiene que

$$w = - \left[\frac{\tau_w}{A} \right]^{1/b} m_w^{(1-b)/b}, \quad (\text{C.4})$$

donde se omite el subíndice 935 nm y A y b son constantes asociadas a la respuesta espectral del filtro de ese canal ([Ingold *et al.*, 2000](#); [Giles *et al.*, 2019](#)). Esto ejemplifica, en uno de los casos más simples, las complejidades del método de inversión basado en medidas espectrales para estimar AOD y w .

C.2. Modelos satelitales de banda ancha

En esta Sección se describen los modelos satelitales físicos BRASIL-SR y GL, de importancia para la región pero basados en estructuras no abordadas en este trabajo.

C.2.1. Brasil-SR

El modelo BRASIL-SR es la evolución del modelo físico desarrollado por [Möser y Raschke \(1984\)](#), basado en la aproximación de dos flujos para resolver las ecuaciones de transferencia radiante ([Apéndice B](#)). El modelo fue utilizado para realizar el Atlas Brasileiro de Energía Solar ([Pereira *et al.*, 2017](#)). También ha sido adaptado para Chile ([Escobar *et al.*, 2014](#)), en su versión CHILE-SR.

El modelo divide la atmósfera en 30 capas para resolver las ecuaciones de transferencia radiativa y hallar la transmitancia en los casos de cielo claro, T_{cc} , y de cielo completamente cubierto, T_{cl} ([Martins y Pereira, 2003](#); [Pereira *et al.*, 2017](#)). Los procesos radiativos considerados son los asociados a la nubosidad, dispersión de Rayleigh, absorción por O₃, CO₂ y vapor de agua, y dispersión de Mie debida a aerosoles. La

concentración en cada capa de los componentes de la atmósfera sin nubes (excepto aerosoles) es establecida en función del tipo de atmósfera, que a su vez se selecciona en función de la temperatura del aire en la superficie. El perfil vertical de aerosoles en la atmósfera baja se estima a partir de información de visibilidad registrada en estaciones meteorológicas y AOD₅₅₀ de la base de reanálisis CAMS. Para cada píxel el modelo utiliza albedo superficial e imágenes del satélite GOES para obtener la profundidad óptica de nubes. Se estima el índice de claridad (y por tanto GHI) como un promedio, ponderado por índice de nubosidad, de las transmitancias extremas,

$$k_t = T_{cc}\eta + T_{cl}(1 - \eta). \quad (\text{C.5})$$

El cálculo de η (Ec. (2.52)) utiliza, en cada hora del día, valores constantes de las reflectividades extremas, ρ_{min} y ρ_{max} . Ambos valores son actualizados mensualmente a través de análisis estadísticos de imágenes del canal visible GOES, con información adicional del canal N-IR para seleccionar condiciones de cielo claro (temperatura aparente alta) (Gonçalves *et al.*, 2013). El modelo también estima DNI a partir de la transmitancia directa (Ec. (A.11)) como $k_n = T_{cc,b} \times T_{cl,b}$, donde la transmitancia directa en cielo despejado ($T_{cc,b}$) se obtiene con el método de dos flujos y la atenuación por nubosidad ($T_{cl,b}$) se estima en función de η (Stuhlmann *et al.*, 1990), anulándose para $\eta = 1$.

Estimativos horarios de GHI son evaluados en Martins y Pereira (2003) en 2 estaciones en Brasil, utilizando 4 meses de datos, encontrando rMBD de +6 % y rRMSD entre 23 % y 28 %. Martins *et al.* (2005) evalúan el desempeño del modelo para DNI a nivel diario en las mismas estaciones y períodos temporales que el trabajo anterior, encontrando desvíos entre -7 % y 19 % y rRMSD entre 11 % y 35 %.

C.2.2. Modelo GL

El modelo GL es un modelo físico que estima GHI de banda ancha a partir de balances radiativos en las sub-bandas UV, VIS y N-IR, de las cuales obtiene las respectivas irradiancias globales sobre plano horizontal como $G_h = G_{UV} + G_{VIS} + G_{NIR}$. Como entrada utiliza únicamente la reflectancia planetaria en el espectro visible, ρ , obtenida a partir de imágenes GOES. El concepto básico de los modelos basados en balances radiantes es que la radiación que llega desde el Sol (G_0) interactúa con la atmósfera y la superficie terrestre, siendo una porción absorbida por la atmósfera (G_A) y otra reflejada hacia el espacio (G_E). De la radiación que incide en la superficie (G_h), una porción es reflejada en función de la reflectividad de la superficie (o albedo superficial), ρ_g , y el resto es absorbida. El balance energético asociado a este proceso, mostrado esquemáticamente en la Figura C.1, verifica

$$G_0 \cos \theta_z = G_E + G_A + (1 - \rho_g)G_h. \quad (\text{C.6})$$

Los satélites meteorológicos miden la radiancia saliente de diferentes puntos (píxeles) del tope de la atmósfera en su dirección, que se relacionan con G_E (en las bandas espectrales dentro del espectro solar), a través del cual se puede estimar la irradiancia que llega a la superficie.

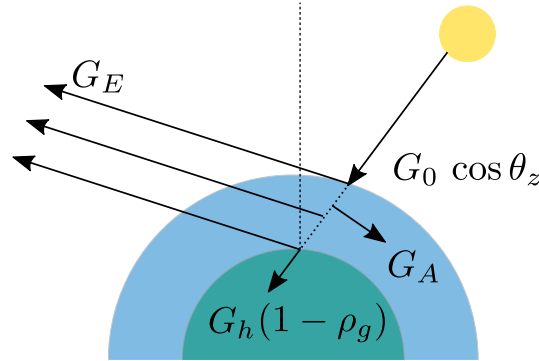


Figura C.1: Balance radiativo esquemático de la radiación de onda corta en el sistema superficie-atmósfera.

El modelo GL se basa en este esquema y su primera versión fue desarrollada en la Universidad Federal de Paraíba, Brasil, para utilizar con imágenes del canal visible del satélite Meteosat 4 (Ceballos y Moura, 1996) y adaptada para el canal visible GOES por Bastos *et al.* (1996). Su versión 1.2 (Ceballos *et al.*, 2004) sigue funcionando de forma operativa desde la División de Satélites Ambientales del *Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos* (CPTEC) en Brasil, proveyendo estimativos diarios, semanales y mensuales de GHI para Brasil y América del Sur¹. El modelo original asume que el contenido de vapor de agua y ozono son constantes en cada región (distinguiendo dos zonas para Brasil) y no tiene en cuenta aerosoles. En (Silva Porfirio, 2017) se incorporan los efectos de aerosoles y variabilidad de vapor de agua resultando en el modelo GL2.0. En las bandas VIS y UV se desprecia la absorción débil por O₂ y NO₂, considerando únicamente absorción de O₃ en la estratósfera (especialmente en UV) y las dispersiones de Rayleigh y de nubes en la tropósfera. El efecto de la nubosidad, cuantificado con ρ , es determinante en estos rangos espectrales y en el balance se asume conservativo luego de atravesar la estratósfera (Welch *et al.*, 1980). En la región N-IR la absorción se produce básicamente por efecto de absorción por H₂O (vapor y líquido) y CO₂. La nubosidad se cuantifica a través de η , con $\rho_{min} = 0.09$, considerado el albedo promedio del territorio en Brasil, y $\rho_{max} = 0.465$, que representa el límite de transición entre nubes cumuliformes y estratiformes (Ceballos *et al.*, 2004). Este valor máximo fue determinado por los autores analizando la nubosidad en las imágenes de satélite. Dado que las nubes son opacas en esta región del espectro, el índice de nubosidad puede interpretarse como un índice de cobertura nubosa (proporción del píxel cubierta por nubes). El valor de transición, ρ_{max} , es ajustado para que la nubosidad con reflectividad

¹<http://satellite.cptec.inpe.br/radiacao/>

por encima de este valor signifique una transmitancia nula en esta región del espectro.

En el marco de mi trabajo en el [LES](#) he realizado una validación preliminar del modelo GL1.2 no publicada. La validación se llevó a cabo para el territorio uruguayo (para 7 estaciones de la [RMCIS](#), descrita en el [Capítulo 3](#)) para el período 2011-2014 utilizando para ello información de ρ del satélite [GOES](#). A nivel horario se observa un desvío en promedio negativo del modelo entre -6.3% y 1.8% (regiones norte y sur del país, respectivamente) y rRMSD entre 19.3% y 21.2%. Luego de esta primera implementación y evaluación local, se decidió avanzar en la dirección de modelos [CIM](#) que son potencialmente más precisos.

Anexo D

Detalles de implementación de modelos de cielo claro

A continuación se exponen las expresiones analíticas de los modelos de cielo claro implementados. La irradiación horaria (I) se calcula utilizando los modelos de cielo claro de irradiancia solar con la posición aparente del Sol de la mitad del intervalo, calculada con el algoritmo de posición solar SPA de [NREL](#). La constante solar horaria utilizada es $I_{sc} = 1367 \text{ Wh/m}^2$.

D.1. Implementación modelo ESRA

Las expresiones de las componentes de la irradiancia solar propuestas por el modelo ESRA ([Rigollier et al., 2000](#)), presentado en la [Subsección 2.5.1](#), son

$$\begin{aligned} I_b &= I_{sc} F_n \exp(-T_L m \delta_R) \\ I_{dh} &= I_{sc} F_n T_z F_d \\ I_h &= I_{dh} + \cos \theta_z I_b \end{aligned} \tag{D.1}$$

donde el espesor óptico de la atmósfera de Rayleigh, δ_R , se obtiene de la [Ec. \(2.33\)](#) y T_L es el factor de turbidez de Linke para una masa de aire igual a 2, siendo el único parámetro de entrada sobre el estado de la atmósfera. Para la masa de aire m se utilizan las Ecuaciones [2.20](#) y [2.21](#).

En la formulación original del modelo ([Rigollier et al., 2000](#)) se utiliza un factor de turbidez de Linke desactualizado (T_{Lv}), por razones de continuidad con trabajos previos. Esta turbidez se asocia a una atmósfera limpia y seca que no considera la presencia de algunos gases permanentes. Avances en la caracterización de la atmósfera de Rayleigh, hicieron que disminuya el valor funcional de la turbidez de Linke para idénticas condiciones atmosféricas, como se discute en la [Subsección 2.4.4](#). Se verifica que $T_L = T_{Lv} \times 0.8862$ (para $m = 2$), donde T_L es el utilizado a lo largo de este trabajo (asociado a la profundidad óptica propuesta en la [Ec. \(2.33\)](#)).

La irradiación difusa se expresa a través de la función de transmisión difusa efectiva en el cenit ($\theta_z = 0$), T_z , y la función angular difusa, F_d , en función de los parámetros A_0 , A_1 y A_2 , dependientes de T_{Lv} .

$$\begin{aligned} T_z &= -1.5843 \times 10^{-2} + 3.0543 \times 10^{-2} T_{Lv} + 3.797 \times 10^{-4} T_{Lv}^2 \\ F_d &= A_0 + A_1 \cos \theta_z + A_2 \cos^2 \theta_z, \end{aligned} \quad (\text{D.2})$$

con

$$\begin{aligned} A_0 &= \text{máx}\{2 \times 10^{-3}, 2.6463 \times 10^{-1} - 6.1581 \times 10^{-2} T_{Lv} + 3.1408 \times 10^{-3} T_{Lv}^2\} \\ A_1 &= 2.0402 + 1.8945 \times 10^{-2} T_{Lv} - 1.1161 \times 10^{-2} T_{Lv}^2 \\ A_2 &= -1.3025 + 3.9231 \times 10^{-2} T_{Lv} + 8.5079 \times 10^{-3} T_{Lv}^2. \end{aligned} \quad (\text{D.3})$$

Esta parametrización (Rigollier *et al.*, 2000) se basa en datos horarios de DHI para varias estaciones de Europa. Podría realizarse un ajuste local de estos parámetros con datos de difusa en condiciones de cielo claro. Sin embargo, dado que la difusa representa menos del 20 % de la irradiación global en condiciones de cielo claro, el error introducido en GHI por el uso de una parametrización genérica es menor.

D.2. Implementación modelo KIP

Las expresiones de las componentes de la irradiancia solar propuestas por el modelo KIP (Ineichen y Perez, 2002), presentado en la Subsección 2.5.2, son

$$\begin{aligned} I_h &= a_1 I_{sc} F_n \cos \theta_z e^{-a_2 m [f_{h1} + f_{h2} (T_L - 1)]} \\ I_b &= b I_{sc} F_n e^{-0.09 m (T_L - 1)} \\ I_{dh} &= I_h - I_b \cos \theta_z. \end{aligned} \quad (\text{D.4})$$

La masa de aire utilizada se calcula con las Ecuaciones 2.20 y 2.21. Las funciones auxiliares del modelo KIP dependen de la altura sobre el nivel del mar, h (en metros),

$$\begin{aligned} f_{h1} &= e^{-\frac{h}{8000}}, & f_{h2} &= e^{-\frac{h}{1250}} \\ b &= 0.664 + \frac{0.163}{f_{h1}} \\ a_1 &= 5.09 \times 10^{-5} h + 0.8680, & a_2 &= 3.92 \times 10^{-5} h + 0.0387. \end{aligned} \quad (\text{D.5})$$

D.3. Implementación modelo SOLIS simple

Las expresiones de las componentes de irradiancia solar propuestas por el modelo SOLIS simplificado [Ineichen \(2008a\)](#), presentado en la [Subsección 2.5.3](#), son

$$\begin{aligned} I_h &= I'_{sc} F_n \cos \theta_z e^{-\frac{\tau_g}{\cos^g \theta_z}} \\ I_b &= I_{sc} e^{-\frac{\tau_b}{\cos^d \theta_z}} \\ I_{dh} &= I_{sc} e^{-\frac{\tau_d}{\cos^b \theta_z}}, \end{aligned} \quad (\text{D.6})$$

donde I'_{sc} , las profundidades ópticas efectivas y los parámetros g , d y b se detallan a continuación. La intensidad extraterrestre utilizada para la irradiancia global, I'_{sc} , es modificada empíricamente en función de variables atmosféricas,

$$I'_{sc} = I_{sc} (A_2 \text{AOD}_{700}^2 + A_1 \text{AOD}_{700} + A_0 + 0.071 \ln(P_c)), \quad (\text{D.7})$$

donde P_c es la presión relativa (ver [Ec. \(2.21\)](#)) y los coeficientes utilizados dependen de la columna de vapor de agua precipitable (en cm), w ,

$$\begin{aligned} A_0 &= 1.08 w^{0.0051} \\ A_1 &= 0.97 w^{0.0320} \\ A_2 &= 0.12 w^{0.5600}. \end{aligned} \quad (\text{D.8})$$

Los parámetros τ_g y g para la irradiancia global son

$$\begin{aligned} \tau_g &= t_{g1} \text{AOD}_{700} + t_{g0} + t_{gp} \ln(P_c) \\ t_{g1} &= 1.24 + 0.047 \ln(w) + 0.0061 \ln(w)^2 \\ t_{g0} &= 0.27 + 0.043 \ln(w) + 0.0090 \ln(w)^2 \\ t_{gp} &= 0.0079 w + 0.10 \\ g &= -0.0147 \ln(w) - 0.3079 \text{AOD}_{700}^2 + 0.2846 \text{AOD}_{700} + 0.3798. \end{aligned} \quad (\text{D.9})$$

En forma similar, los parámetros para la componente directa son

$$\begin{aligned} \tau_b &= t_{b1} \text{AOD}_{700} + t_{b0} + t_{bp} \ln(P_c) \\ t_{b1} &= 1.82 + 0.056 \ln(w) + 0.0071 \ln(w)^2 \\ t_{b0} &= 0.33 + 0.045 \ln(w) + 0.0096 \ln(w)^2 \\ t_{bp} &= 0.0089 w + 0.13 \\ b &= b_1 \ln(w) + b_0 \\ b_1 &= 0.00925 \text{AOD}_{700}^2 + 0.0148 \text{AOD}_{700} - 0.0172 \\ b_0 &= -0.75650 \text{AOD}_{700}^2 + 0.5057 \text{AOD}_{700} + 0.4557. \end{aligned} \quad (\text{D.10})$$

Finalmente, los parámetros τ_d y d para la componente difusa se expresan como

$$\tau_d = t_{d4} \text{AOD}_{700}^4 + t_{d3} \text{AOD}_{700}^3 + t_{d2} \text{AOD}_{700}^2 + t_{d1} \text{AOD}_{700} + t_{d0} + t_{dp} \ln(P_c), \quad (\text{D.11})$$

si $\text{AOD}_{700} < 0.05$	si $\text{AOD}_{700} \geq 0.05$
$t_{d4} = 86.0 w - 13800$	$t_{d4} = -0.210 w + 11.6$
$t_{d3} = 3.110 w + 79.4$	$t_{d3} = 0.270 w - 20.7$
$t_{d2} = -0.230 w + 74.8$	$t_{d2} = -0.134 w + 15.5$
$t_{d1} = 0.092 w - 8.86$	$t_{d1} = 0.0554 w - 5.71$
$t_{d0} = 0.0042 w + 3.12$	$t_{d0} = 0.0057 w + 2.94$
$t_{dp} = -0.83 (1 + \text{AOD}_{700})^{-17.2}$	$t_{dp} = -0.710 (1 + \text{AOD}_{700})^{-15.0}$

$$\begin{aligned} d &= -0.337 \text{AOD}_{700}^2 + 0.63 \text{AOD}_{700} + 0.116 + d_p \ln(P_c) \\ d_p &= 1/(18 + 152 \text{AOD}_{700}). \end{aligned} \quad (\text{D.13})$$

D.4. Implementación modelo REST-2

El modelo REST-2 (Gueymard, 2008), presentado en la Subsección 2.5.4, calcula las componentes de irradiancia en dos bandas espectrales denominadas con los subíndices 1 y 2 (banda 1: 0.29 a 0.70 μm , banda 2: 0.70 a 4.00 μm). La irradiancia directa se estima como un producto de transmitancias en ambas bandas mientras que la radiación difusa en cada banda es una suma entre la difusa ideal (si la superficie terrestre fuera un absorbedor perfecto de cero albedo), y el efecto del *backscattering* entre la radiación reflejada en el suelo y en el cielo. Por último la radiación global se calcula como $I_h = I_b \cos \theta_z + I_{dh}$.

D.4.1. REST-2: irradiancia directa

La radiación directa en cada banda se expresa como un producto de transmitancias de los efectos mencionados en la Tabla 2.4,

$$\begin{aligned} I_b &= I_{b1} + I_{b2} \\ I_{b1} &= I_{0n1} T_{R1} T_{g1} T_{o1} T_{n1} T_{w1} T_{a1} \\ I_{b2} &= I_{0n2} T_{R2} T_{g2} T_{o2} T_{n2} T_{w2} T_{a2}, \end{aligned} \quad (\text{D.14})$$

donde $I_{0n1} = 635.4 \text{Wh/m}^2$ y $I_{0n2} = 709.7 \text{Wh/m}^2$. Las masas ópticas de cada efecto considerado por el modelo son las que se especifican en Tabla D.1, obtenidas por Gueymard (2003a) utilizando una expresión de la forma

$$\frac{1}{m_i} = \cos \theta_z + \frac{a \theta_z^b}{(c - \theta_z)^d}, \quad (\text{D.15})$$

donde θ_z esta en grados y los coeficientes se indican en la [Tabla D.1](#). En la [Figura 2.10](#) se muestra la dependencia con el ángulo cenital. La masa de aire modificada por la presión, m' se calcula utilizando la [Ec. \(2.21\)](#).

Tabla D.1: Masas ópticas relativas asociadas a los efectos más importantes en el modelado de la radiación solar calculados en [Gueymard \(2003a\)](#). θ_z se expresa en grados.

Efecto (i)		a	b	c (°)	d
Rayleigh	m_r	0.48353	0.095846	96.741	1.754
Ozono	m_o	1.06510	0.6379	101.80	2.2694
Vapor de agua	m_w	0.10648	0.11423	93.781	1.9203
Aerosoles	m_a	0.16851	0.18198	95.318	1.9542

A continuación se muestran las transmitancias de los diferentes efectos para cada banda. Transmitancia por *Scattering* de Rayleigh:

$$\begin{aligned} T_{r1} &= (1 + 1.8169 m' - 0.033454 m'^2)/(1 + 2.063 m' + 0.31978 m'^2) \\ T_{r2} &= (1 - 0.010394 m')/(1 - 0.00011042 m'^2). \end{aligned} \quad (\text{D.16})$$

Transmitancia por la absorción por gases uniformemente mezclados:

$$\begin{aligned} T_{g1} &= (1 + 0.95885 m' + 0.012871 m'^2)/(1 + 0.96321 m' + 0.015455 m'^2) \\ T_{g2} &= (1 + 0.27284 m' - 0.00063699 m'^2)/(1 + 0.30306 m'). \end{aligned} \quad (\text{D.17})$$

Transmitancia por la absorción por ozono:

$$\begin{aligned} T_{o1} &= (1 + f_1 m_o + f_2 m_o^2)/(1 + f_3 m_o) \\ T_{o2} &= 1, \\ f_1 &= u_o (10.979 - 8.5421 u_o)/(1 + 2.0115 u_o + 40.189 u_o^2) \\ f_2 &= u_o (-0.027589 - 0.005138 u_o)/(1 - 2.4857 u_o + 13.942 u_o^2) \\ f_3 &= u_o (10.995 - 5.5001 u_o)/(1 + 1.6784 u_o + 42.406 u_o^2). \end{aligned} \quad (\text{D.18})$$

Transmitancia por la absorción por dióxido de nitrógeno:

$$\begin{aligned} T_{n1} &= \text{mín}\{1 + g_1 m_w + g_2 m_w^2)/(1 + g_3 m_w), 1\} \\ T_{n2} &= 1, \\ g_1 &= (0.17499 + 41.654 u_n - 2146.4 u_n^2)/(1 + 22295.0 u_n^2) \\ g_2 &= u_n (-1.2134 + 59.324 u_n)/(1 + 8847.8 u_n^2) \\ g_3 &= (0.17499 + 61.658 u_n + 9196.4 u_n^2)/(1 + 74109.0 u_n^2). \end{aligned} \quad (\text{D.19})$$

Transmitancia por absorción por vapor de agua:

$$\begin{aligned}
T_{w1} &= (1 + h_1 m_w)/(1 + h_2 m_w) \\
T_{w2} &= (1 + c_1 m_w + c_2 m_w^2)/(1 + c_3 m_w + c_4 m_w^2), \\
h_1 &= w (0.065445 + 0.00029901 w)/(1 + 1.2728 w) \\
h_2 &= w (0.065687 + 0.0013218 w)/(1 + 1.2008 w), \\
c_1 &= w (19.566 - 1.6506 w + 1.0672 w^2)/(1 + 5.4248 w + 1.6005 w^2) \\
c_2 &= w (0.50158 - 0.14732 w + 0.047584 w^2)/(1 + 1.1811 w + 1.0699 w^2) \\
c_3 &= w (21.286 - 0.39232 w + 1.2692 w^2)/(1 + 4.8318 w + 1.412 w^2) \\
c_4 &= w (0.70992 - 0.23155 w + 0.096514 w^2)/(1 + 0.44907 w + 0.75425 w^2).
\end{aligned} \tag{D.20}$$

Transmitancia por extinción por aerosoles:

$$\begin{aligned}
T_{a1} &= e^{-m_a \tau_{a1}} \\
T_{a2} &= e^{-m_a \tau_{a2}},
\end{aligned} \tag{D.21}$$

donde la profundidad óptica de aerosol equivalente, τ_a , para cada banda se calcula en función de una longitud de onda equivalente, λ_{eq} , y del factor de Angström para cada banda, β_i , que se calcula como

$$\begin{aligned}
\tau_{a1} &= \beta_1 \lambda_{eq1}^{-\alpha_1}, & \tau_{a2} &= \beta_2 \lambda_{eq2}^{-\alpha_2}, \\
\beta_1 &= \beta 0.7^{\alpha_1 - \alpha_2}, & \beta_2 &= \beta.
\end{aligned} \tag{D.22}$$

Cálculo de la longitud de onda equivalente en la banda 1:

$$\lambda_{eq1} = (d_0 + d_1 u_{a1} + d_2 u_{a1}^2)/(1 + d_3 u_{a1}^2), \tag{D.23}$$

con la condicionante de que $\lambda_{eq1} \in [0.30, 0.65]$, si el valor estimado da por fuera del intervalo se trunca en el valor correspondiente. Los parámetros dependen del exponente de Angström y se detallan a continuación,

$$u_{a1} = \ln(1 + m_a \beta_1), \tag{D.24}$$

si $\alpha_1 > \mathbf{1.3}$	si $\alpha_1 \leq \mathbf{1.3}$
$d_0 = 0.57664 - 0.024743 \alpha_1$	$d_0 = 0.544474$
$d_1 = \frac{0.093942 - 0.2269 \alpha_1 + 0.12848 \alpha_1^2}{1 + 0.6418 \alpha_1}$	$d_1 = 0.00877874$
$d_2 = \frac{-0.093819 + 0.36668 \alpha_1 - 0.12775 \alpha_1^2}{1 - 0.11651 \alpha_1}$	$d_2 = 0.196771$
$d_3 = \frac{\alpha_1 (0.15232 - 0.087214 \alpha_1 + 0.012664 \alpha_1^2)}{(1 - 0.90454 \alpha_1 + 0.26167 \alpha_1^2)}$	$d_3 = 0.294559$

Cálculo de la longitud de onda equivalente en la banda 2:

$$\lambda_{eq2} = (e_0 + e_1 u_{a2} + e_2 u_{a2}^2)/(1 + e_3 u_{a2}), \quad (\text{D.26})$$

aquí $\lambda_{eq2} \in [0.75, 1.50]$, y se trunca en algún extremo del intervalo de ser necesario.

$$u_{a2} = \ln(1 + m_a \beta_2) \quad (\text{D.27})$$

si $\alpha_2 < 1.3$	si $\alpha_2 \geq 1.3$
$e_0 = \frac{1.183 - 0.022989 \alpha_2 + 0.020829 \alpha_2^2}{1 + 0.11133 \alpha_2}$	$e_0 = 1.038076$
$e_1 = \frac{-0.50003 - 0.18329 \alpha_2 + 0.23835 \alpha_2^2}{1 + 1.6756 \alpha_2}$	$e_1 = -0.105559$
$e_2 = \frac{-0.50001 + 1.1414 \alpha_2 + 0.0083589 \alpha_2^2}{1 + 11.168 \alpha_2}$	$e_2 = 0.0643067$
$e_3 = \frac{-0.70003 - 0.73587 \alpha_2 + 0.51509 \alpha_2^2}{1 + 4.7665 \alpha_2}$	$e_3 = -0.109243$

(D.28)

D.4.2. REST-2: irradiancia difusa

La irradiación difusa en cada banda se calcula como la difusa ideal (si la superficie es totalmente absorbente), I'_d , y el efecto del *backscattering* de la difusa en la atmósfera, I_{dd} .

$$\begin{aligned} I_{dh} &= I_{d1} + I_{d2} \\ I_{d1} &= I'_{d1} + I_{dd1} \\ I_{d2} &= I'_{d2} + I_{dd2}. \end{aligned} \quad (\text{D.29})$$

La irradiación difusa en superficie no reflectiva (cero albedo) para cada banda es

$$\begin{aligned} I'_{d1} &= I_{0n1} \cos \theta_z T_{o1} T_{g1} T'_{n1} T'_{w1} [B_{r1} (1 - T_{r1}) T_{a1}^{0.25} + B_a F_1 T_{R1} (1 - T_{as1}^{0.25})] \\ I'_{d2} &= I_{0n2} \cos \theta_z T_{o2} T_{g2} T'_{n2} T'_{w2} [B_{r2} (1 - T_{r2}) T_{a2}^{0.25} + B_a F_2 T_{R2} (1 - T_{as2}^{0.25})]. \end{aligned} \quad (\text{D.30})$$

El *Forward scattering* de Rayleigh, B_r , y de aerosoles, B_a , para ambas bandas se estima como

$$\begin{aligned} B_{r1} &= 0.5 (0.89013 - 0.0049558 m_r + 0.000045721 m_r^2) \\ B_{r2} &= 0.5, \\ B_a &= 1 - \exp(-0.6931 - 1.8326 \cos \theta_z). \end{aligned} \quad (\text{D.31})$$

Las transmitancias difusas para los efectos de absorción por nitrógeno y vapor de agua (señaladas con ' en la Ec. (D.30)), se calculan utilizando respectivamente las Ecuaciones D.19 y D.20, para una masa efectiva de $\tilde{m} = 1.66$. La transmitancia difusa por aerosoles se calcula en función de la profundidad óptica de aerosoles τ_a , y el albedo

de *scattering* simple, ω para cada banda ($\omega_1 = 0.95$, y $\omega_2 = 0.90$),

$$\begin{aligned} T_{as1} &= \exp(-m_a \tau_{a1} \omega_1) \\ T_{as2} &= \exp(-m_a \tau_{a2} \omega_2). \end{aligned} \quad (\text{D.32})$$

Los factores de corrección en ambas bandas de la [Ec. \(D.30\)](#) se calculan como

$$\begin{aligned} F_1 &= (g_0 + g_1 \tau_{a1}) / (1 + g_2 \tau_{a1}) \\ g_0 &= (3.715 + 0.368 m_a + 0.036294 m_a^2) / (1 + 0.0009391 m_a^2) \\ g_1 &= (-0.164 - 0.72567 m_a + 0.20701 m_a^2) / (1 + 0.0019012 m_a^2) \\ g_2 &= (-0.052288 + 0.31902 m_a + 0.17871 m_a^2) / (1 + 0.0069592 m_a^2), \end{aligned} \quad (\text{D.33})$$

$$\begin{aligned} F_2 &= (h_0 + h_1 \tau_{a2}) / (1 + h_2 \tau_{a2}) \\ h_0 &= (3.4352 + 0.65267 m_a + 0.00034328 m_a^2) / (1 + 0.034388 m_a^{1.5}) \\ h_1 &= (1.231 - 1.63853 m_a + 0.20667 m_a^2) / (1 + 0.1451 m_a^{1.5}) \\ h_2 &= (0.8889 - 0.55063 m_a + 0.50152 m_a^2) / (1 + 0.14865 m_a^{1.5}). \end{aligned} \quad (\text{D.34})$$

Por último, el efecto de *backscattering* se estima teniendo en cuenta la reflexión múltiple de la irradiancia difusa entre la superficie (de albedo ρ_g , que es dato de entrada) y el cielo (de albedo ρ_s , calculado)

$$\begin{aligned} I_{dd1} &= \rho_{g1} \rho_{s1} (I_{bn1} \cos \theta_z + I'_{d1}) / (1 - \rho_{g1} \rho_{s1}) \\ I_{dd2} &= \rho_{g2} \rho_{s2} (I_{bn2} \cos \theta_z + I'_{d2}) / (1 - \rho_{g2} \rho_{s2}) \end{aligned} \quad (\text{D.35})$$

El albedo de cielo se estima como

$$\begin{aligned} \rho_{s1} &= \frac{0.13363 + 0.00077358 \alpha_1 + \beta_1 \left(\frac{0.37567 + 0.22946 \alpha_1}{1 - 0.10832 \alpha_1} \right)}{1 + \beta_1 (0.84057 + 0.68683 \alpha_1) / (1 - 0.08158 \alpha_1)} \\ \rho_{s2} &= \frac{0.010191 + 0.00085547 \alpha_2 + \beta_2 \left(\frac{0.14618 + 0.062758 \alpha_2}{1 - 0.19402 \alpha_2} \right)}{1 + \beta_2 (0.58101 + 0.17426 \alpha_2) / (1 - 0.17586 \alpha_2)}. \end{aligned} \quad (\text{D.36})$$

Anexo E

Resultados detallados

Tabla E.1: Ciclos anuales de turbidez de Linke para las estaciones estudiadas utilizando información de GHI y el modelo ESRA como referencia (método II, Subsección 4.3.1). La incertidumbre asociada a cada valor mensual se estima en el rango 10–15 %.

	LE	MS	LU	LB	TT	SA	RO	AR	ZU	TA
enero	3.1	3.2	3.1	3.0	3.0	3.0	3.0	3.2	3.1	3.2
febrero	3.2	3.2	2.8	3.0	2.9	2.9	3.0	3.2	3.1	3.2
marzo	3.0	3.0	2.9	2.8	2.8	2.9	2.8	3.0	2.9	3.0
abril	2.7	2.8	2.6	2.7	2.7	2.8	2.7	2.9	2.7	2.7
mayo	2.8	2.7	2.5	2.6	2.5	2.7	2.5	2.7	2.7	2.7
junio	2.6	2.5	2.4	2.5	2.4	2.6	2.4	2.5	2.5	2.6
julio	2.5	2.6	2.4	2.6	2.5	2.6	2.4	2.6	2.4	2.6
agosto	2.5	2.7	2.5	2.6	2.5	2.7	2.7	2.7	2.5	2.6
setiembre	2.7	2.9	2.8	2.8	2.7	2.8	2.7	2.8	2.7	2.9
octubre	2.8	2.9	2.7	2.7	2.8	2.9	2.7	3.0	2.7	2.8
noviembre	2.9	3.0	3.0	2.9	3.0	3.0	2.9	3.0	2.8	3.0
diciembre	3.0	3.1	3.0	2.9	3.0	3.0	2.9	3.0	3.0	3.0

Tabla E.2: Promedio espacial de los ciclos anuales de turbidez de Linke de las regiones norte, sur y total, y sus desviaciones estándar en cada caso (Subsección 4.3.2).

	Sur	σ_{Sur}	Norte	σ_{Norte}	Total	σ_{Total}
enero	3.04	0.05	3.13	0.09	3.08	0.08
febrero	2.96	0.09	3.13	0.11	3.05	0.13
marzo	2.84	0.04	2.98	0.07	2.91	0.09
abril	2.66	0.01	2.78	0.08	2.72	0.08
mayo	2.57	0.09	2.71	0.05	2.64	0.10
junio	2.43	0.05	2.55	0.04	2.49	0.08
julio	2.45	0.10	2.60	0.03	2.52	0.10
agosto	2.56	0.08	2.65	0.09	2.60	0.09
setiembre	2.72	0.05	2.85	0.10	2.79	0.10
octubre	2.73	0.05	2.87	0.07	2.80	0.10
noviembre	2.91	0.07	2.97	0.05	2.94	0.07
diciembre	2.96	0.07	3.00	0.05	2.98	0.06

Tabla E.3: Comparación entre los ciclos de T_L obtenidos con el método I (Subsección 4.3.1) y los provistos por SoDa-project (Meteonorm).

	LE			LU			MS		
	M-I	SoDa	dif.	M-I	SoDa	dif.	M-I	SoDa	dif.
enero	2.6	3.0	+0.4	2.7	2.7	0.0	2.9	2.4	-0.4
febrero	2.6	3.1	+0.5	2.5	3.0	+0.5	2.7	2.9	+0.2
marzo	2.6	3.0	+0.4	2.4	2.9	+0.5	2.5	3.3	+0.8
abril	2.4	2.8	+0.4	2.4	2.7	+0.3	2.6	3.2	+0.6
mayo	2.5	3.0	+0.5	2.1	2.8	+0.7	2.1	3.0	+0.9
junio	2.1	2.9	+0.8	2.4	2.7	+0.3	2.2	2.8	+0.6
julio	2.1	2.5	+0.4	2.2	2.3	+0.1	2.4	2.6	+0.2
agosto	2.2	2.7	+0.5	2.5	2.6	+0.1	2.2	2.6	+0.4
setiembre	2.4	3.0	+0.5	2.7	2.9	+0.2	2.6	3.3	+0.7
octubre	2.7	3.1	+0.4	2.7	3.0	+0.3	2.6	2.3	-0.3
noviembre	2.6	3.0	+0.4	3.0	2.8	-0.2	2.7	2.1	-0.6
diciembre	2.5	3.0	+0.5	2.6	2.9	+0.2	2.5	2.2	-0.3
media	2.4	2.9	+0.5	2.5	2.8	+0.3	2.5	2.7	+0.2
rMBD(%)	+19.3			+9.2			+8.5		
rRMSD(%)	19.8			12.6			22.2		

Tabla E.4: Código de referencia de los modelos analíticos de cielo claro.

Código	Modelo	Descripción
ESR	ESRA	Subsección 2.5.1
KIP	Kasten-Ineichen-Perez	Subsección 2.5.2
SOL	SOLIS simple	Subsección 2.5.3
RES	REST-2	Subsección 2.5.4
MCClea	McClear	Subsección 2.5.5

Tabla E.5: Código de la información atmosférica usada en la validación de MISCC.

Código	Origen de la información atmosférica
Ciclos anuales de T_L (detalles en Subsección 4.3.1)	
esl	método II utilizando ESRA para cada locación
kal	método II utilizando KIP para cada locación
esn/s	promedio en la región Norte o Sur de los resultados del método II con ESRA
esu	promedio en toda la región de los resultados del método II con ESRA
esal	método II utilizando ESRA con ajuste local para ser usado por KIP (Tabla 4.15)
esb	método I utilizando información DNI de ESRA
kib	método I utilizando información DNI de KIP
esau	método II utilizando ESRA con ajuste regional para ser usado por KIP(Tabla 4.15)
Basado en información horaria MERRA-2 (detalles en Subsección 3.1.5)	
ine	T_L horario obtenido de la Ec. 2.34 con información MERRA-2
rem	T_L horario obtenido de la Ec. 2.35 con información MERRA-2
mer	Base de datos MERRA-2

Tabla E.6: Métricas de desempeño de GHI de modelos de cielo claro. El código de cada modelo se especifica en las Tablas [Tabla E.4](#) y [E.5](#). La primer columna muestra específica el sitio, el número de datos horarios utilizado, y su media en Wh/m². El promedio es ponderado por el inverso cuadrático de la incertidumbre de la medida.

Métricas		Modelos GHI															
		ESResl	ESRkal	ESRes(n/s)	ESResu	ESRine	ESRrem	KIPesl	KIPkal	KIPesal	KIPesau	KIPine	KIPrem	SOLmer	RESmer	MCClea	
LE	rMBD(%)	-0.2	+2.5	-0.5	-0.1	-2.4	-1.3	-2.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-4.0	-3.1	-3.0	-0.9	+0.7
# 3319	rRMS(%)	2.7	3.9	2.7	2.7	3.4	3.0	3.3	2.6	2.6	2.6	4.7	4.0	5.3	3.6	2.4	
$\langle I_h \rangle = 636$	rMAD(%)	2.1	2.9	2.2	2.2	2.8	2.4	2.8	2.1	2.1	2.1	4.2	3.4	4.2	2.9	1.8	
(Wh/m ²)	KSI(Wh/m ²)	4.7	16.1	5.0	4.7	15.4	8.3	13.3	3.2	3.3	3.3	25.7	19.6	19.3	8.9	4.8	
MS	rMBD(%)	-0.2	+2.5	+0.1	+0.4	-0.6	+1.1	-2.3	-0.1	-0.1	-0.2	-2.7	-1.3	-1.5	-0.1	+1.6	
# 6625	rRMS(%)	3.1	4.3	3.2	3.2	2.8	3.2	3.8	3.1	3.1	3.1	3.8	3.2	4.2	3.5	3.0	
$\langle I_h \rangle = 626$	rMAD(%)	2.5	3.1	2.5	2.4	2.2	2.5	3.3	2.5	2.5	2.5	3.3	2.6	3.3	2.7	2.2	
(Wh/m ²)	KSI(Wh/m ²)	6.2	16.2	6.9	7.6	8.0	10.1	14.1	5.8	5.7	5.9	16.8	8.9	9.6	6.7	10.0	
LU	rMBD(%)	-0.1	+2.4	-0.1	-0.5	-2.5	-1.2	-2.0	0.0	0.0	0.0	-4.0	-3.3	-2.4	-0.3	+0.3	
# 4173	rRMS(%)	2.8	4.0	2.8	2.9	3.4	3.0	3.3	2.6	2.7	2.7	4.6	4.1	4.5	3.0	2.3	
$\langle I_h \rangle = 619$	rMAD(%)	2.2	2.9	2.2	2.3	2.9	2.4	2.7	2.1	2.1	2.1	4.2	3.5	3.5	2.4	1.7	
(Wh/m ²)	KSI(Wh/m ²)	5.0	15.1	5.8	6.3	15.4	8.3	12.3	2.8	2.8	2.8	24.9	20.3	15.0	5.9	2.3	
LB	rMBD(%)	-0.1	+2.5	-0.1	-0.5	-2.3	-1.6	-2.1	0.0	-0.1	-0.1	-3.9	-3.3	-2.3	-0.3	+1.3	
# 6200	rRMS(%)	2.8	4.1	2.8	2.8	3.5	3.4	3.4	2.7	2.7	2.7	4.7	4.4	5.1	3.7	3.0	
$\langle I_h \rangle = 612$	rMAD(%)	2.2	3.0	2.2	2.2	2.8	2.6	2.8	2.1	2.1	2.1	4.1	3.7	4.0	3.0	2.3	
(Wh/m ²)	KSI(Wh/m ²)	4.6	15.5	4.1	4.5	14.0	9.6	12.6	3.0	3.0	3.1	23.9	20.3	14.6	7.0	7.7	
TT	rMBD(%)	-0.1	+2.5	-0.1	-0.5	-1.9	-1.2	-2.0	0.0	0.0	-0.1	-3.5	-2.9	-1.6	+0.1	+1.4	
# 3838	rRMS(%)	3.1	4.3	3.1	3.2	3.6	3.5	3.6	2.9	2.9	2.9	4.5	4.2	4.8	3.7	3.1	
$\langle I_h \rangle = 620$	rMAD(%)	2.4	3.1	2.4	2.5	2.9	2.7	2.9	2.3	2.3	2.3	3.9	3.5	3.6	2.9	2.3	
(Wh/m ²)	KSI(Wh/m ²)	5.2	15.5	5.3	6.0	12.1	8.5	12.4	2.8	2.8	2.7	21.7	18.2	11.7	6.7	8.6	
SA	rMBD(%)	-0.1	+2.5	-0.4	-0.1	-3.5	-3.0	-2.0	0.0	0.0	0.0	-5.0	-4.6	-3.5	-0.7	+0.9	
# 5263	rRMS(%)	2.8	4.1	2.9	2.9	4.5	4.5	3.4	2.7	2.7	2.7	5.6	5.5	5.6	3.7	2.7	
$\langle I_h \rangle = 624$	rMAD(%)	2.2	3.0	2.2	2.2	3.8	3.7	2.8	2.1	2.1	2.1	5.1	4.8	4.5	3.0	2.0	
(Wh/m ²)	KSI(Wh/m ²)	5.4	15.6	5.3	4.8	21.9	18.9	12.8	3.2	3.2	3.2	31.0	28.7	21.8	7.6	5.8	
RO	rMBD(%)	-0.2	+2.5	-0.3	-0.7	-2.2	-1.4	-2.1	0.0	-0.1	-0.1	-3.8	-3.1	-2.6	-0.7	+1.5	
# 4241	rRMS(%)	3.0	4.2	3.0	3.1	3.9	3.7	3.5	2.8	2.9	2.9	4.2	4.4	5.4	3.9	3.2	
$\langle I_h \rangle = 626$	rMAD(%)	2.3	3.1	2.4	2.5	3.1	2.8	2.9	2.2	2.2	2.2	3.6	3.7	4.2	3.1	2.3	
(Wh/m ²)	KSI(Wh/m ²)	5.5	15.9	5.4	6.2	13.8	9.0	12.9	3.1	3.0	3.0	24.0	19.6	16.3	7.7	9.1	
AR	rMBD(%)	-0.2	+2.5	+0.1	+0.5	-1.4	-0.3	-2.2	-0.1	-0.1	0.0	-3.3	-2.4	-1.7	+0.2	+2.3	
# 5156	rRMS(%)	3.1	4.3	3.1	3.2	3.1	3.2	3.6	3.0	3.0	3.0	4.2	3.8	4.9	3.7	3.5	
$\langle I_h \rangle = 636$	rMAD(%)	2.4	3.2	2.4	2.4	2.4	2.5	3.1	2.4	2.4	2.4	3.6	3.0	3.8	3.0	2.9	
(Wh/m ²)	KSI(Wh/m ²)	5.6	16.4	6.0	6.8	9.0	5.9	13.8	3.8	3.8	3.9	20.6	14.9	11.9	7.4	14.7	
ZU	rMBD(%)	-0.1	+2.5	0.0	-0.3	-2.3	-1.4	-2.1	0.0	-0.1	-0.1	-4.0	-3.3	-2.5	-0.4	+1.8	
# 1952	rRMS(%)	2.9	4.2	3.0	3.0	3.5	3.4	3.5	2.8	2.8	2.8	4.7	4.3	5.1	3.5	3.1	
$\langle I_h \rangle = 623$	rMAD(%)	2.2	3.0	2.3	2.3	2.9	2.6	2.9	2.1	2.2	2.2	4.2	3.7	4.0	2.8	2.3	
(Wh/m ²)	KSI(Wh/m ²)	5.4	16.0	5.5	5.7	14.1	9.8	13.1	3.5	3.6	3.6	24.5	20.0	15.4	7.4	11.0	
TA	rMBD(%)	-0.2	+2.6	-0.1	+0.2	-1.2	0.0	-2.2	-0.1	-0.2	-0.1	-3.1	-2.2	-1.4	+0.3	+2.4	
# 1711	rRMS(%)	2.9	4.2	2.9	3.0	3.0	3.1	3.5	2.8	2.8	2.8	4.1	3.6	4.6	3.6	3.6	
$\langle I_h \rangle = 641$	rMAD(%)	2.3	3.2	2.3	2.3	2.3	2.3	2.9	2.2	2.2	2.2	3.4	2.8	3.7	3.0	2.8	
(Wh/m ²)	KSI(Wh/m ²)	5.5	17.0	5.5	5.6	8.4	5.9	14.3	4.0	3.9	3.9	19.7	13.7	10.6	8.0	15.2	
Promedio	rMBD(%)	-0.2	+2.5	-0.2	-0.2	-2.1	-1.2	-2.1	0.0	-0.1	-0.1	-3.8	-3.0	-2.4	-0.4	+1.2	
	rRMS(%)	2.9	4.1	2.9	2.9	3.5	3.4	3.4	2.7	2.8	2.8	4.6	4.1	4.9	3.5	2.8	
	rMAD(%)	2.2	3.0	2.3	2.3	2.8	2.6	2.9	2.2	2.2	2.2	4.1	3.5	3.9	2.8	2.1	
	KSI(Wh/m ²)	5.2	15.8	5.5	5.7	13.8	9.6	13.1	3.4	3.4	3.4	23.9	18.9	9.8	4.2	7.5	

Tabla E.7: Métricas de la validación estimativos de DNI de modelos de cielo claro. El código de cada modelo se especifica en las Tablas [Tabla E.4](#) y [E.5](#). La primer columna muestra específica el sitio, el número de datos horarios utilizado, y su media en Wh/m².

Métricas		Modelos DNI								
		ESResl	ESRkal	ESResn/s	ESResu	ESResb	ESRine	ESRrem	KIPesl	KIPkal
LE #1028 $\langle I_b \rangle = 847$ (Wh/m ²)	rMBD(%)	-6.9	-0.5	-7.9	-7.0	-0.5	-11.0	-8.5	-3.6	+2.5
	rRMS(%)	8.9	5.7	9.6	8.9	5.1	12-3	10-3	6.4	6.0
	rMAD(%)	7.7	4.2	8.4	7.7	3.8	11.1	8.7	5.2	4.0
	KSI(Wh/m ²)	58.6	13.4	66.8	59.5	9.7	93.1	71.7	30.5	22.3
	Corr.	0.961	0.957	0.963	0.963	0.965	0.970	0.963	0.962	0.955
LU #435 $\langle I_b \rangle = 822$ (Wh/m ²)	rMBD(%)	-4.7	+1.2	-5.1	-6.2	-0.3	-8.3	-6.5	-0.8	+4.9
	rRMS(%)	8.1	6.4	8.2	9.0	5.7	9.8	8.8	6.9	8.3
	rMAD(%)	6.4	4.9	6.5	7.2	4.3	8.4	7.1	5.5	6.4
	KSI(Wh/m ²)	38.8	11.5	41.4	50.5	5.7	67.8	53.6	18.5	42.4
	Corr.	0.938	0.941	0.939	0.939	0.952	0.966	0.956	0.928	0.929
MS #1030 $\langle I_b \rangle = 840$ (Wh/m ²)	rMBD(%)	-6.8	-0.1	-6.2	-5.2	-0.3	-5.2	-1.7	-2.2	4.1
	rRMS(%)	9.1	5.6	8.6	7.9	5.4	7.5	5.6	6.1	6.8
	rMAD(%)	7.6	4.3	7.2	6.5	4.3	6.0	4.4	4.7	5.0
	KSI(Wh/m ²)	57.2	12.3	52.2	43.8	12.1	43.8	23.1	19.3	35.0
	Corr.	0.949	0.950	0.950	0.949	0.953	0.969	0.964	0.947	0.946
Promedio	rMBD(%)	-5.9	+0.3	-6.5	-6.4	-0.4	-9.1	-6.8	-2.2	+3.7
	rRMS(%)	8.6	6.0	8.9	8.8	5.4	10.6	9.1	6.6	7.1
	rMAD(%)	7.1	4.5	7.4	7.3	4.1	9.3	7.5	5.3	5.2
	KSI(Wh/m ²)	49.6	12.4	53.9	53.8	8.2	76.3	58.2	23.9	32.6
	Corr.	0.949	0.949	0.951	0.951	0.958	0.967	0.959	0.945	0.942
		KIPesal	KIPesau	KIPkib	KIPine	KIPrem	SOLmer	RESmer	MCClea	
LE #1028 $\langle I_b \rangle = 847$ (Wh/m ²)	rMBD(%)		+2.0	+2.1	-0.2	-7.4	-5.1	-3.1	-4.9	+0.8
	rRMS(%)		5.6	5.6	5.1	9.1	7.5	6.5	7.2	5.1
	rMAD(%)		3.7	3.7	3.6	7.7	5.8	5.2	5.9	3.9
	KSI(Wh/m ²)		19.6	20.5	8.7	62.7	42.9	27.7	41.5	9.3
	Corr.		0.961	0.961	0.963	0.973	0.964	0.953	0.961	0.966
LU #435 $\langle I_b \rangle = 822$ (Wh/m ²)	rMBD(%)		+4.9	+4.9	-0.2	-4.2	-2.6	+0.5	-1.7	-3.9
	rRMS(%)		8.3	8.3	5.9	7.0	6.5	5.9	5.9	7.4
	rMAD(%)		6.4	6.4	4.4	5.2	4.9	4.6	4.6	5.8
	KSI(Wh/m ²)		43.1	42.8	12.5	34.3	20.8	16.4	14.3	32.3
	Corr.		0.930	0.931	0.960	0.949	0.964	0.947	0.951	0.955
MS #1030 $\langle I_b \rangle = 840$ (Wh/m ²)	rMBD(%)		4.0	3.5	-0.2	-0.8	+2.5	3.4	1.5	2.6
	rRMS(%)		6.7	6.3	5.1	4.7	5.1	5.9	5.0	6.6
	rMAD(%)		5.0	4.6	3.8	3.3	3.8	4.5	3.8	5.3
	KSI(Wh/m ²)		34.2	30.1	8.7	10.0	22.4	28.5	13.8	24.5
	Corr.		0.945	0.950	0.970	0.965	0.973	0.958	0.960	0.945
Promedio	rMBD(%)		+3.5	+3.5	-0.2	-5.2	-3.1	-0.8	-2.8	-1.1
	rRMS(%)		6.9	6.9	5.5	7.7	6.8	6.2	6.4	6.3
	rMAD(%)		5.0	5.0	4.0	6.1	5.2	4.9	5.1	4.9
	KSI(Wh/m ²)		31.7	31.5	10.4	44.2	30.8	22.8	26.3	21.2
	Corr.		0.945	0.946	0.955	0.966	0.956	0.951	0.956	0.959

Tabla E.8: Parámetros ajustados para el factor de nubosidad $F(C) = a(1 - C) + b$ para modelos CIM de GHI. Entre paréntesis se muestra la dispersión estadística de los indicadores al realizar la validación cruzada. Las dispersiones de la última columna se refieren al promedio espacial (ponderado por el inverso al cuadrado de la incertidumbre de las medidas).

	LE	MS	LU	LB	TT	SA	RO	AR	ZU	TA	Total
CIM-ESRA											
a	0.885	0.864	0.877	0.884	0.869	0.886	0.867	0.866	0.875	0.865	0.876
(σ_a)	(0.002)	(0.002)	(0.003)	(0.002)	(0.002)	(0.002)	(0.002)	(0.002)	(0.003)	(0.003)	(0.009)
b	0.084	0.098	0.087	0.082	0.088	0.080	0.090	0.096	0.086	0.092	0.088
(σ_b)	(0.002)	(0.001)	(0.003)	(0.002)	(0.002)	(0.002)	(0.002)	(0.002)	(0.003)	(0.002)	(0.006)
CIM-KIP											
a	0.886	0.863	0.878	0.885	0.871	0.887	0.869	0.866	0.876	0.865	0.877
(σ_a)	(0.002)	(0.002)	(0.003)	(0.002)	(0.002)	(0.002)	(0.002)	(0.002)	(0.003)	(0.002)	(0.009)
b	0.084	0.097	0.087	0.082	0.088	0.080	0.090	0.096	0.086	0.092	0.088
(σ_b)	(0.002)	(0.001)	(0.003)	(0.002)	(0.002)	(0.002)	(0.002)	(0.002)	(0.002)	(0.002)	(0.006)
CIM-McClear											
a	0.871	0.846	0.867	0.867	0.853	0.874	0.847	0.843	0.852	0.838	0.859
(σ_a)	(0.002)	(0.002)	(0.003)	(0.002)	(0.002)	(0.002)	(0.002)	(0.002)	(0.003)	(0.003)	(0.013)
b	0.108	0.117	0.106	0.100	0.106	0.099	0.108	0.118	0.106	0.114	0.108
(σ_a)	(0.002)	(0.002)	(0.003)	(0.002)	(0.002)	(0.002)	(0.002)	(0.002)	(0.003)	(0.003)	(0.007)
CIM-REST2											
a	0.893	0.865	0.878	0.887	0.871	0.895	0.872	0.866	0.879	0.866	0.879
(σ_a)	(0.002)	(0.002)	(0.003)	(0.002)	(0.002)	(0.002)	(0.002)	(0.002)	(0.003)	(0.003)	(0.011)
b	0.102	0.12	0.106	0.098	0.106	0.094	0.107	0.116	0.101	0.108	0.105
(σ_b)	(0.002)	(0.002)	(0.003)	(0.002)	(0.002)	(0.002)	(0.002)	(0.002)	(0.003)	(0.003)	(0.008)

Tabla E.9: Desempeño de CIM para GHI para toda condición de cielo por sitio. Entre paréntesis se muestra la dispersión estadística de los indicadores al realizar la validación cruzada. Las dispersiones de la última columna se refieren al promedio espacial, ponderado por el inverso al cuadrado de la incertidumbre de la medida. La últimas dos filas muestran el número de datos horarios utilizado y su media en Wh/m².

	LE	MS	LU	LB	TT	SA	RO	AR	ZU	TA	Total
CIM-ESRA											
rMBD(%) (σ_{MBD})	0.5 (0.2)	0.5 (0.2)	0.5 (0.2)	0.5 (0.2)	0.5 (0.2)	0.6 (0.2)	0.4 (0.2)	0.5 (0.2)	0.5 (0.3)	0.6 (0.3)	0.5 (0.1)
rRMSD(%) (σ_{RMSD})	11.1 (0.2)	14.0 (0.1)	12.1 (0.2)	12.1 (0.1)	12.9 (0.1)	11.6 (0.1)	13.4 (0.1)	11.4 (0.1)	11.9 (0.2)	12.0 (0.2)	12.1 (0.9)
rMAD(%) (σ_{MAD})	7.6 (0.1)	9.6 (0.1)	8.2 (0.1)	8.2 (0.1)	9.1 (0.1)	7.9 (0.1)	9.4 (0.1)	8 (0.1)	8.4 (0.1)	8.3 (0.1)	8.3 (0.7)
Corr. (σ_{corr})	0.987 (0)	0.979 (0)	0.983 (0)	0.984 (0)	0.982 (0)	0.985 (0)	0.981 (0)	0.986 (0)	0.985 (0.001)	0.986 (0.001)	0.984 (0.003)
KSI (Wh/m²) (σ_{KSI})	7.1 (0.5)	8.5 (0.5)	8.3 (0.6)	7.8 (0.4)	8.8 (0.5)	8.5 (0.6)	7.6 (0.5)	7.4 (0.5)	7.2 (0.7)	8.2 (0.7)	7.9 (0.6)
CIM-KIP											
rMBD(%) (σ_{MBD})	0.7 (0.2)	0.4 (0.2)	0.7 (0.2)	0.7 (0.2)	0.7 (0.2)	0.8 (0.2)	0.7 (0.2)	0.6 (0.2)	0.7 (0.3)	0.7 (0.3)	0.7 (0.1)
rRMSD(%) (σ_{RMSD})	11.3 (0.2)	14.1 (0.1)	12.2 (0.2)	12.1 (0.1)	13.0 (0.1)	11.7 (0.1)	13.5 (0.1)	11.5 (0.1)	11.9 (0.2)	12.0 (0.2)	12.2 (0.9)
rMAD(%) (σ_{MAD})	7.6 (0.1)	9.6 (0.1)	8.2 (0.1)	8.3 (0.1)	9.1 (0.1)	7.9 (0.1)	9.4 (0.1)	8 (0.1)	8.4 (0.1)	8.4 (0.1)	8.3 (0.7)
Corr. (σ_{corr})	0.986 (0)	0.979 (0)	0.982 (0)	0.984 (0)	0.982 (0)	0.985 (0)	0.981 (0)	0.986 (0)	0.985 (0.001)	0.986 (0.001)	0.984 (0.002)
KSI (Wh/m²) (σ_{KSI})	8.7 (0.6)	8.4 (0.5)	9.7 (0.6)	9.5 (0.4)	10.1 (0.5)	10.2 (0.6)	9.3 (0.5)	8.7 (0.5)	8.8 (0.7)	9.2 (0.8)	9.2 (0.6)
CIM-McClear											
rMBD(%) (σ_{MBD})	0.6 (0.2)	0.8 (0.2)	0.6 (0.2)	0.8 (0.2)	0.7 (0.2)	0.9 (0.2)	0.6 (0.2)	0.8 (0.2)	0.7 (0.3)	0.8 (0.3)	0.7 (0.1)
rRMSD(%) (σ_{RMSD})	10.8 (0.2)	13.7 (0.1)	11.8 (0.1)	11.9 (0.1)	12.7 (0.1)	11.3 (0.2)	13.3 (0.1)	11.2 (0.1)	11.5 (0.2)	11.7 (0.2)	11.8 (0.9)
rMAD(%) (σ_{MAD})	7 (0.1)	9 (0.1)	7.8 (0.1)	8.0 (0.1)	8.8 (0.1)	7.3 (0.1)	9.1 (0.1)	7.4 (0.1)	7.8 (0.1)	8.0 (0.1)	7.9 (0.7)
Corr. (σ_{corr})	0.988 (0)	0.98 (0)	0.983 (0)	0.985 (0)	0.983 (0)	0.986 (0)	0.982 (0)	0.987 (0)	0.987 (0)	0.987 (0)	0.985 (0.003)
KSI (Wh/m²) (σ_{KSI})	7.4 (0.5)	10.2 (0.5)	8.8 (0.6)	9.5 (0.5)	10.3 (0.4)	10.1 (0.5)	8.9 (0.5)	9.2 (0.5)	8.5 (0.8)	9.3 (0.7)	8.9 (0.9)
CIM-REST2											
rMBD(%) (σ_{MBD})	0.9 (0.2)	0.9 (0.2)	0.9 (0.2)	1 (0.2)	0.9 (0.2)	1.1 (0.2)	0.9 (0.2)	1 (0.2)	0.9 (0.3)	1.1 (0.3)	0.9 (0.1)
rRMSD(%) (σ_{RMSD})	11.0 (0.2)	13.9 (0.1)	12.0 (0.2)	12.2 (0.1)	12.9 (0.1)	11.7 (0.1)	13.6 (0.1)	11.3 (0.1)	11.8 (0.2)	12 (0.2)	12.0 (0.9)
rMAD(%) (σ_{MAD})	7.3 (0.1)	9.4 (0.1)	7.9 (0.1)	8.4 (0.1)	9 (0.1)	7.8 (0.1)	9.5 (0.1)	7.7 (0.1)	8.2 (0.1)	8.4 (0.1)	8.2 (0.7)
Corr. (σ_{corr})	0.987 (0)	0.98 (0)	0.983 (0)	0.984 (0)	0.982 (0)	0.985 (0)	0.981 (0)	0.986 (0)	0.986 (0)	0.986 (0.001)	0.984 (0.002)
KSI (Wh/m²) (σ_{KSI})	10.2 (0.6)	11.6 (0.5)	11 (0.5)	11.6 (0.4)	11.5 (0.5)	12.3 (0.6)	10.8 (0.5)	11.1 (0.5)	10.4 (0.8)	11.4 (0.8)	11.0 (0.6)
# datos	10938	26162	14184	24628	20902	16380	23194	16906	7210	7242	167746
(I)	449.1	437.3	452.4	427.9	426.8	455.8	417.7	443.2	421.2	419.3	439.2
(σ_I)	(2.8)	(1.8)	(2.5)	(1.8)	(2.0)	(2.6)	(1.9)	(2.4)	(3.7)	(3.8)	(14.4)

Tabla E.10: Desempeño a nivel diario de modelos satelitales de GHI por sitio.

modelo	métrica	LE	MS	LU	LB	TT	SA	RO	AR	ZU	TA	Promedio
CIM-ESRA	rMBD(%)	0.4	-0.2	0.0	0.1	-0.2	-0.1	0.0	0.1	0.3	0.3	0.1
	rRMSD(%)	5.0	5.8	5.3	4.7	5.2	5.0	5.3	4.9	5.3	4.8	5.1
	Corr.	0.995	0.992	0.993	0.996	0.994	0.994	0.995	0.995	0.995	0.996	0.995
	KSI (MJ/m ²)	0.26	0.28	0.23	0.2	0.22	0.27	0.2	0.23	0.32	0.26	0.25
CIM-Mclear	rMBD(%)	0.6	0.3	0.1	0.5	0.1	0.3	0.3	0.5	0.6	0.5	0.4
	rRMSD(%)	4.3	5.3	5.0	4.5	4.8	4.2	5.1	4.4	4.6	4.3	4.7
	Corr.	0.996	0.993	0.994	0.996	0.995	0.996	0.995	0.995	0.996	0.996	0.995
	KSI (MJ/m ²)	0.17	0.18	0.16	0.18	0.2	0.19	0.16	0.16	0.24	0.23	0.18
CIM-REST2	rMBD(%)	0.7	0.0	0.2	0.4	-0.1	0.2	0.3	0.6	0.7	0.6	0.4
	rRMSD(%)	4.7	5.7	5.2	5.1	5.2	5.0	5.7	4.9	5.4	4.9	5.1
	Corr.	0.996	0.993	0.994	0.996	0.995	0.995	0.994	0.995	0.996	0.996	0.995
	KSI (MJ/m ²)	0.39	0.37	0.28	0.37	0.28	0.40	0.33	0.39	0.4	0.38	0.35
JPTv2	rMBD(%)	-0.5	-0.4	0.4	-0.2	0.6	-0.5	0.9	0.5	0.7	0.7	0.1
	rRMSD(%)	4.9	6.5	5.3	4.6	5.1	4.8	5.2	4.7	5.4	4.5	5.1
	Corr.	0.995	0.990	0.993	0.996	0.994	0.994	0.995	0.995	0.995	0.996	0.994
	KSI (MJ/m ²)	0.21	0.22	0.21	0.18	0.18	0.25	0.19	0.17	0.32	0.18	0.21
Heliosat-4 (original)	rMBD(%)	-2.7	-0.3	-4.1	-1.8	-0.2	-2.9	1.9	-0.9	-0.1	0.6	-1.7
	rRMSD(%)	8.9	9.1	9.2	8.7	8.2	8.6	10.3	8.1	9.0	8.4	8.9
	Corr.	0.985	0.98	0.984	0.987	0.986	0.985	0.980	0.984	0.986	0.985	0.984
	KSI (MJ/m ²)	0.68	0.30	0.83	0.5	0.23	0.68	0.43	0.28	0.46	0.24	0.54
Heliosat-4 (localmente adaptado)	rMBD(%)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	rRMSD(%)	8.2	9.0	8.1	8.3	8.1	7.8	10.1	8.0	8.7	8.4	8.4
	Corr.	0.985	0.98	0.984	0.987	0.986	0.985	0.98	0.984	0.986	0.985	0.984
	KSI (MJ/m ²)	0.22	0.27	0.20	0.17	0.15	0.18	0.18	0.17	0.26	0.23	0.20
# datos		812	1628	823	1763	1343	1059	1627	1254	573	546	1143
media de las medidas (MJ/m²)		18.6	18.6	18.9	17.4	17.5	19.3	17.2	18.2	17.0	17.6	18.0

Tabla E.11: Desempeño a nivel diario de modelos satelitales de DNI.

modelo	métrica	LE	MS	LU	Promedio
CIM-ESRA	rMBD (%)	-1.1	-2.5	-3.7	-2.4
	rRMSD (%)	9.7	13.4	11.7	11.6
	Corr.	0.972	0.980	0.959	0.970
	KSI (MJ/m ²)	1.1	1.1	1.4	1.2
CIM-McClear	rMBD (%)	-2.1	-2.7	-5.5	-3.4
	rRMSD (%)	8.9	12.2	11.9	11.0
	Corr.	0.975	0.982	0.961	0.973
	KSI (MJ/m ²)	0.6	0.9	1.6	1.0
CIM-REST2	rMBD (%)	-2.1	-2.9	-4.2	-3.1
	rRMSD (%)	8.7	11.8	9.2	9.9
	Corr.	0.978	0.984	0.978	0.980
	KSI (MJ/m ²)	0.9	1.0	1.3	1.0
JPTv2	rMBD (%)	-3.6	0.0	-0.9	-1.4
	rRMSD (%)	12.8	15.4	12.9	13.7
	Corr.	0.958	0.971	0.945	0.958
	KSI (MJ/m ²)	1.9	1.4	1.3	1.6
Heliosat-4 (original)	rMBD (%)	-11.9	-2.8	-17.6	-10.8
	rRMSD (%)	16.8	16.1	21.7	18.2
	Corr.	0.954	0.969	0.945	0.956
	KSI (MJ/m ²)	3.1	1.4	4.6	3.0
Heliosat-4 (localmente adaptado)	rMBD (%)	0.0	0.0	0.0	0.0
	rRMSD (%)	11.7	15.2	12.6	13.2
	Corr.	0.954	0.969	0.945	0.956
	KSI (MJ/m ²)	0.6	0.5	1.1	0.8
# datos		550	1000	207	586
Media de las medidas (MJ/m²)		26.1	20.4	25.9	24.2

Tabla E.12: Parámetros de la adaptación al sitio del modelo Heliosat-4 para GHI y DNI a escala diaria, utilizados en las Tablas E.10 y E.11. Los parámetros ajustan la expresión $\hat{H}_{sa} = a_1 \hat{H} + a_0$ a datos en tierra, donde \hat{H} son los estimativos del modelo y \hat{H}_{sa} son los valores adaptados. El coeficiente a_0 se expresa en MJ/m², mientras que a_1 es adimensionado.

Componente	Coficiente	LE	MS	LU	LB	TT	SA	RO	AR	ZU	TA
GHI	a_1	1.048	1.007	1.035	1.042	1.007	1.047	1.023	1.009	1.046	1.009
	a_0	-0.037	-0.073	0.155	-0.405	-0.073	-0.327	0.723	0.009	-0.768	-0.265
DNI	a_1	1.036	1.082	1.030	–	–	–	–	–	–	–
	a_0	2.29	-1.061	3.921	–	–	–	–	–	–	–