



Estimación de la intensidad de isla de calor urbano en Sudamérica

Mg. Julio Angeles Suazo
E-mail: julio_as_1@Hotmail.com
Investigador-Nivel I M.R

Resumen

Introducción

Terreno complejo

Casos prácticos

Pronóstico de muy corto período

Isla de calor urbana

Lima

Bogota

Buenos Aires

Conclusiones

Artículo científico publicado



Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ
<https://revistas.ufrj.br/index.php/aigeo>

Isla de Calor Urbana Superficial para Tres Megaciudades en África Surface Urban Heat Island for Three Mega cities in Africa

Julio Miguel Angeles Suazo^{1,2}; Jose Luis Flores Rojas³ & Hugo Abi Karam⁴



Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ
www.anuario.igeo.ufrj.br

Isla de Calor Urbana Superficial en las Áreas Metropolitanas de Huancayo y Arequipa/Pe Surface Urban Heat Island in the Metropolitan Areas of Huancayo and Arequipa/Perú

Julio Miguel Angeles Suazo¹; José Luis Flores Rojas²;
Hugo Abi. Karam³; Gina R. Arana Mallma¹; & Roberto J. Angeles Vasquez⁴

¹ Universidad Alas Peruanas. Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental. Av. Tacna 399, 12006 - Pilcomayo, Huancayo, Perú

² Instituto Geofísico del Perú, Calle Badajoz, 169, 15498 Urb. Mayorazgo IV Etapa - Ate, Lima-Perú

³ Universidade Federal do Rio de Janeiro - Instituto de Geociências - Departamento de Meteorologia,
Rua Athos da Silveira Ramos 274, Cidade Universitária - Ilha do Fundão - 21.941-916, Rio de Janeiro-RJ, Brasil

⁴ Universidad Nacional del Centro del Perú, Facultad de Ingeniería Civil,
Av. Mariscal Castilla N° 3909, 12006 El Tambo-Huancayo, Perú

E-mails: julio_as_1@hotmail.com; jlflores@igp.gob.pe; hugo@igeo.ufrj.br; gina_arana8@hotmail.com; roanvas@hotmail.com

Recibido em: 12/02/2019 Aprobado em: 15/04/2019

DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2019_2_197_207

Resumen

La presente contribución estima la Intensidad de Isla de Calor Urbano Superficial (SUHI) durante el periodo 2001 – 2016 para el Área Metropolitana de Huancayo (AMH) y Arequipa (AMA), localizados en Perú. Para cuantificar la SUHI, se utilizaron 2 métodos: el método de Streutker (Streutker, 2002), y el método de cuantiles propuesto por Flores (Flores, 2016). Ambos métodos utilizan datos de temperatura superficial (Land Surface Temperature) mensual y del producto anual de tipo de cobertura de suelo (Land Cover Type) con 0.05° de resolución, obtenidos con el sensor MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) a bordo de los satélites TERRA y AQUA. La intensidad de isla de calor urbano superficial diario, obtenido con el método de cuantiles en el AMH, muestra valores máximos en marzo (6.94°C) y valores mínimos en agosto (2.79°C), y la SUHI nocturnas obtenidas muestra valores máximos en agosto (6.06°C) y valores mínimos en marzo (3.76°C).

No obstante, la SUHI diurnas en el AMA, muestra valores máximos en febrero (5.54°C) y valores mínimos en agosto (2.14°C), y la SUHI nocturnas presenta valores máximos en febrero (6.38°C) y valores mínimos en junio (4.6°C).

Palabras Clave: isla de calor; temperatura superficial

Abstract

This contribution estimates the Intensity of Surface Urban Heat Island (SUHI) during the period 2001 - 2016 for



Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ
www.anuario.igeo.ufrj.br

Estimación de Isla de Calor Urbana Superficial en el Area Metropolitana de Iquitos/Peru Estimation of Superficial Urban Heat Island in The Metropolitan Area of Iquitos

Julio M. Angeles Suazo¹; Roberto J. Angeles Vasquez²; Jose Luis Flores Rojas³ & Hugo Abi Karam⁴

¹ Universidad Alas Peruanas Filial Huancayo, Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental.

Av. Tacna, 399, 12006 - Pilcomayo, Huancayo, Perú

² Universidad Nacional del Centro del Perú, Facultad de Ingeniería Civil.

Av. Mariscal Castilla, N° 3909, 12006 - El Tambo-Huancayo, Perú

³ Instituto Geofísico del Perú, Calle Badajoz, N° 169, Urb. Mayorazgo IV, Etapa Ate, Lima - 15012 - Perú

⁴ Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Meteorologia,
Av. Athos da Silveira Ramos, 274 CCMN, 21910-200 - Cidade Universitária, Ilha do Fundão, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

E-mails: julio_as_1@hotmail.com; roanvas@hotmail.com; jlflores@igp.gob.pe; hugo@igeo.ufrj.br

Recibido em: 10/09/2018 Aprobado em: 11/02/2019

DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2019_1_135_145

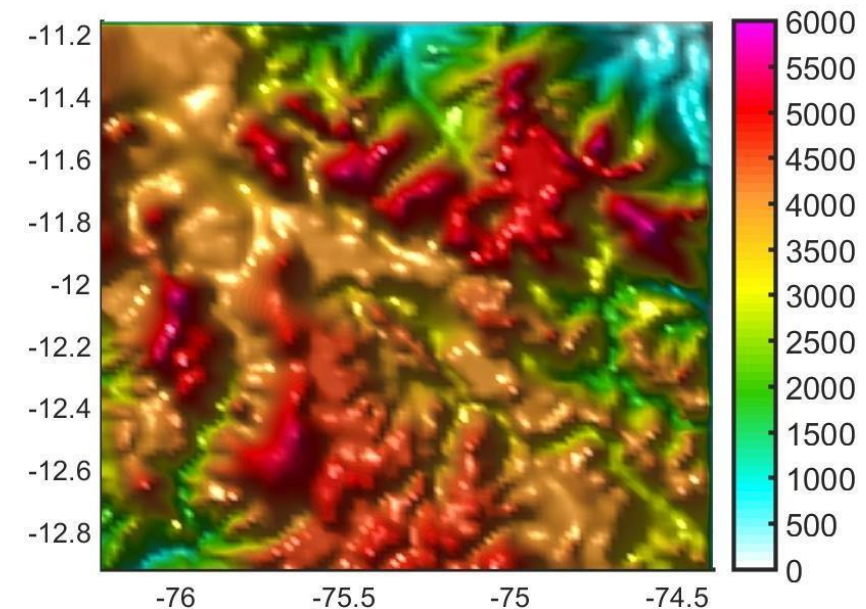
Resumen

La presente contribución estima la Intensidad de Isla de Calor Urbano Superficial (SUHI) durante el periodo 2001 – 2016 para el Área Metropolitana de Iquitos (AMI), localizado en Perú en el departamento de Loreto. Para cuantificar la SUHI, se usó 2 métodos: el primero es el método de Streutker (Streutker, 2002), en el cual usa una superficie Gaussiana para ajustar la temperatura superficial del suelo (LST) de la superficie urbana y rural. El segundo método propuesto por Flores (Flores, 2016), usa la diferencia entre los cuantiles 0.95 de LST para el área urbana y la mediana del LST para el área rural. Ambos métodos usan datos de sensoramiento remoto de LST mensual y producto anual de tipo de cobertura de suelo (Land Cover Type) a 0.05° de resolución, obtenido del sensor MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) a bordo del satélite TERRA y AQUA. En el AMI, en los periodos diurnos, el SUHI máximo muestra los valores en setiembre (1.51°C) y valores mínimos en mayo (0.91°C). La SUHI nocturnas presenta valores máximos en marzo (0.80°C) y valores mínimos en noviembre (-0.51°C), utilizando el método de cuantiles, ya que debido a la frontera con el Río Amazonas no se ajusta el método de Streutker.

Palabras Clave: isla de calor; temperatura superficial; Iquitos

Urbanización sobre terreno complejo

- Topografía compleja
- Urbanización intensiva en áreas de riesgo
- Terreno complejo
- Circulación de brisa marítima-terrestre
- Deslizamientos de laderas, inundaciones repentinas



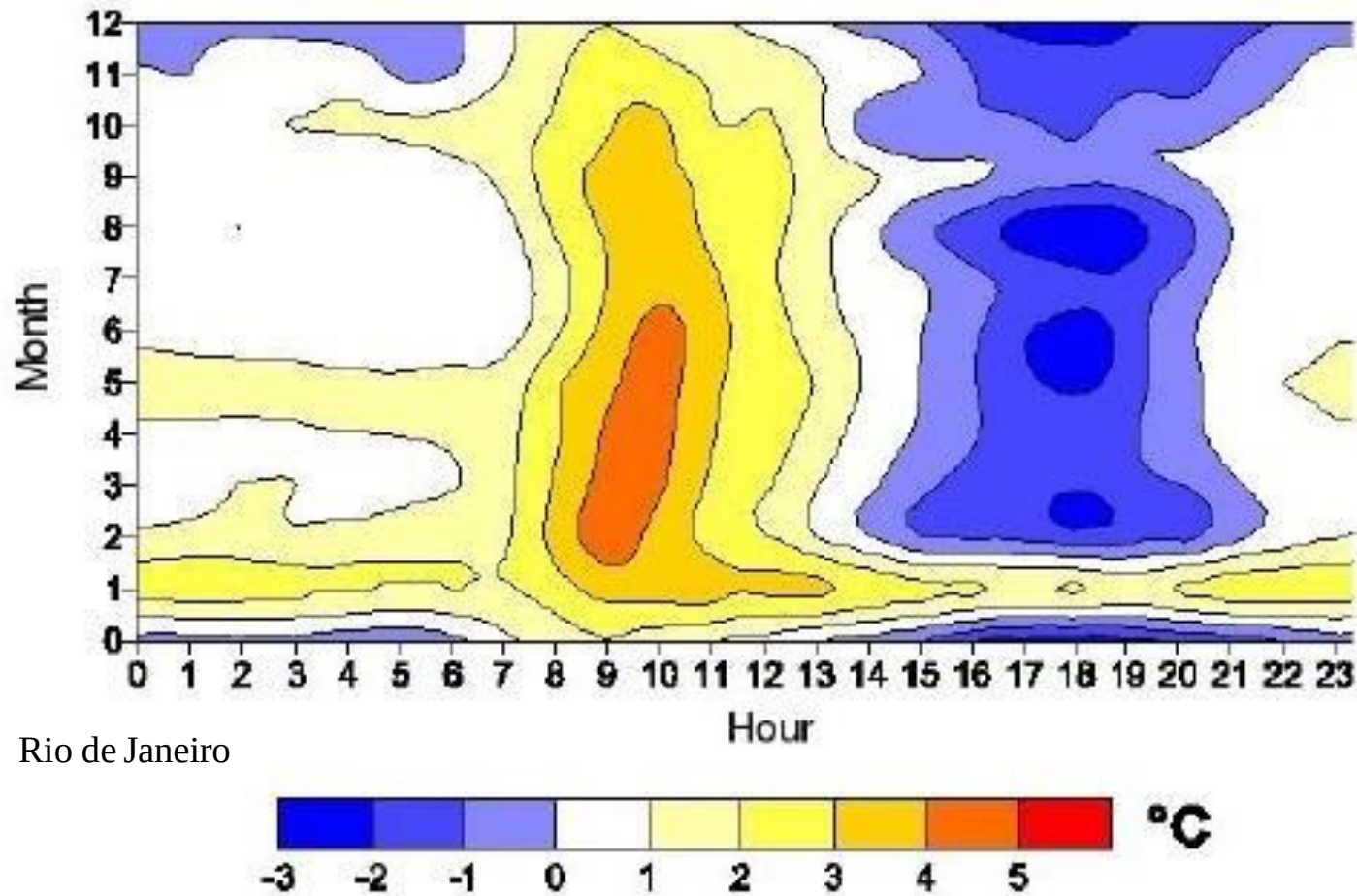
Distribución topográfica Huancayo.
Flores et al, 2019

Isla de calor urbana

- Isla de calor urbano (UHI) en las ciudades
- La insolación es muy grande en los trópicos en relación con la latitud media
- El flujo antropogénico es mucho menor que el flujo de insolación, diferentemente el caso de Tokio donde la necesidad por fuentes de calor antrópicas es fuerte
- La brisa marina es capaz de reducir la amplitud de la UHI diurna en la tarde y la noche, generando condiciones térmicamente suaves en la noche

ESTUDIO CASO

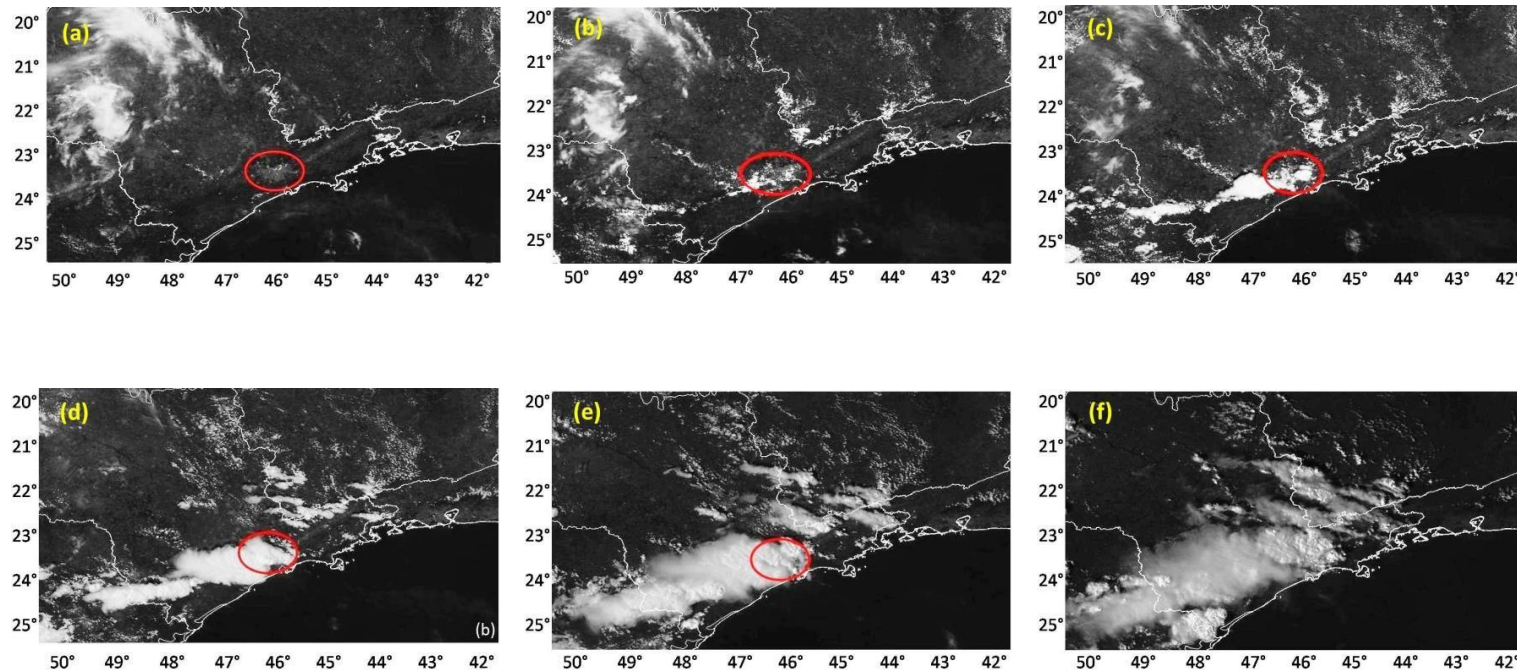
UHI a lo largo de los meses del año y las horas del día



Marques Filho *et al* (2009)

Pronóstico de muy corto período:

Secuencia de imágenes de satélite infrarrojo térmico mostrando el desarrollo de una fuerte tormenta con granizo asociada a la isla de calor urbana ya la entrada de la brisa marítima del sureste.



Flores R. et al (2017)



Contents lists available at ScienceDirect

Urban Climate

journal homepage: <http://www.elsevier.com/locate/uclim>

Estimation of long term low resolution surface urban heat island intensities for tropical cities using MODIS remote sensing data



Jose L. Flores R.^{a,*}, Augusto J. Pereira Filho^a, Hugo A. Karam^b

^a Universidade de São Paulo, São Paulo USP/IAG/DCA, Rua do Matão, 1226, São Paulo, SP 05508-9000, Brazil

^b Universidade Federal de Rio de Janeiro, Rio de Janeiro-UFRJ/IGEO/CCMN, Rua Athos da Silveira Ramos, 274, Cidade Universitária-Ilha do Fundão Rio de Janeiro, RJ, Brazil

ARTICLE INFO

Article history:

Received 27 September 2015

Received in revised form 18 March 2016

Accepted 7 April 2016

Available online xxxx

Keywords:

Urban areas

Land surface temperature

Surface urban heat island

NDVI

EVI

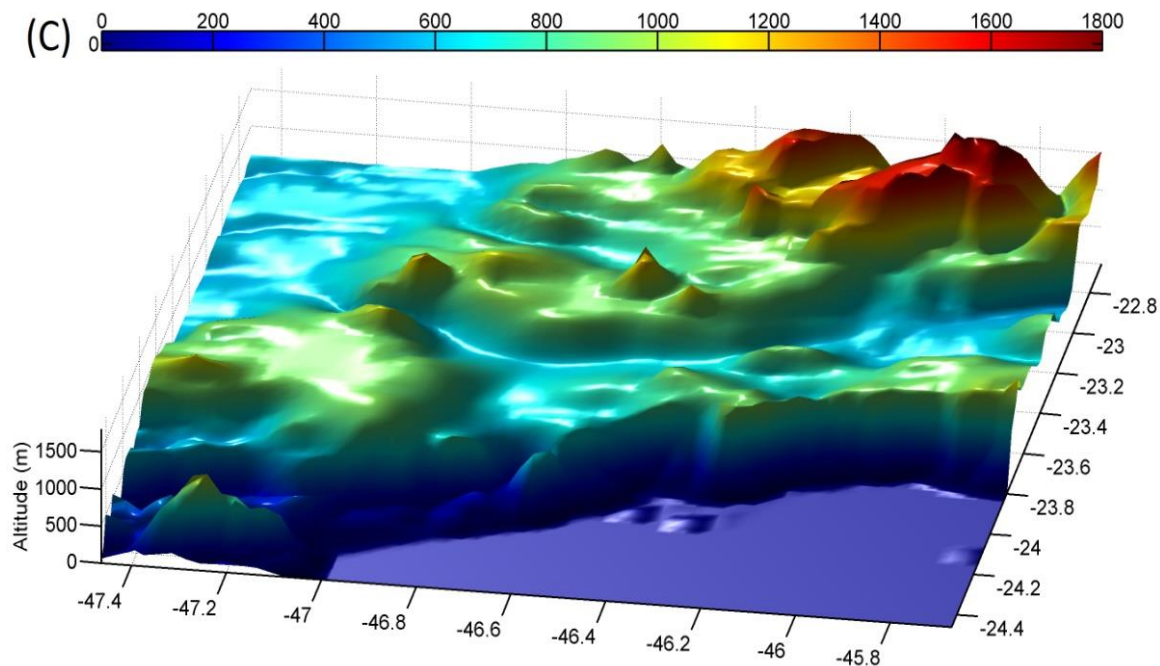
MODIS

ABSTRACT

The present contribution estimates long term (2001–2014) low resolution (0.05°), surface urban heat island (SUHI) intensities for two tropical urban areas: the Metropolitan Area of São Paulo (MASP) and the Metropolitan Area of Rio de Janeiro (MARJ) located in Brazil's south-east region. For this purpose, it were used two methods: the first one is the Streutker's method, which quantifies SUHI intensities using a Gaussian surface to fit the difference between urban and rural patterns of land surface temperatures (LST). The second new proposed method, estimates SUHI intensities by the difference between the quantile 0.95 of LST for urban area and the median of LST for rural area, separated with yearly Land Cover Type MODIS product at 0.05° resolution. Both methods use remote sensing data obtained from MODIS sensor on board of TERRA and AQUA satellites. An advantage of the quantiles method is that can be used as alternative procedure when the city's shape it is not ellipsoidal or when the spatial resolution is so high that it does not allow a Gaussian surface fit. A drawback is that it would not be possible to calculate a footprint area of the SUHI because the

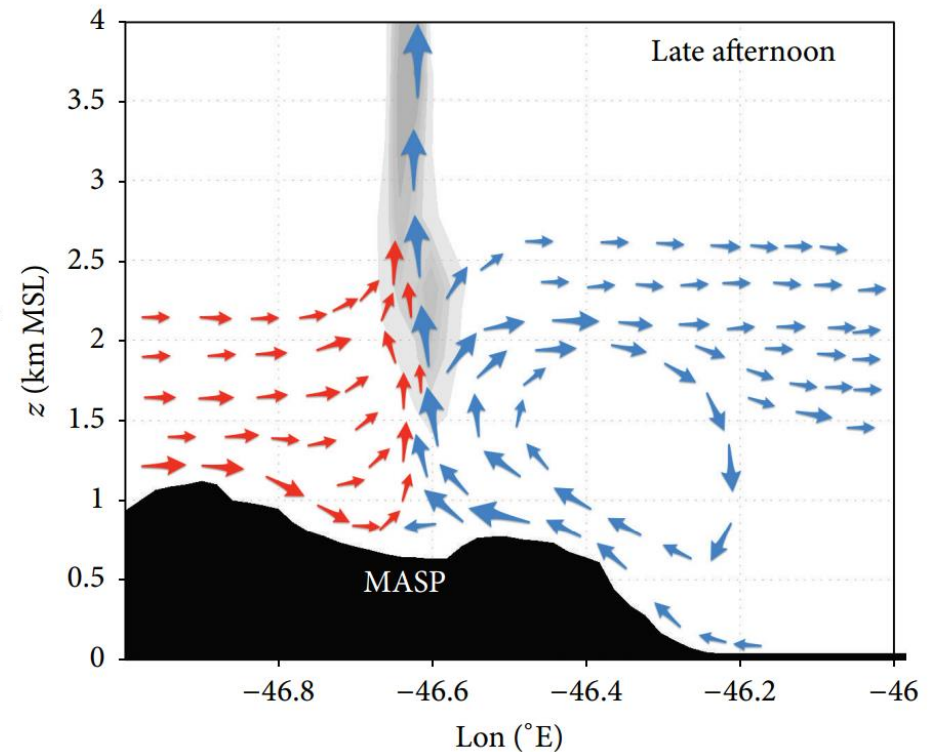
Circulação topográfica e de ilha de calor

Topografia a o redor da RMSP



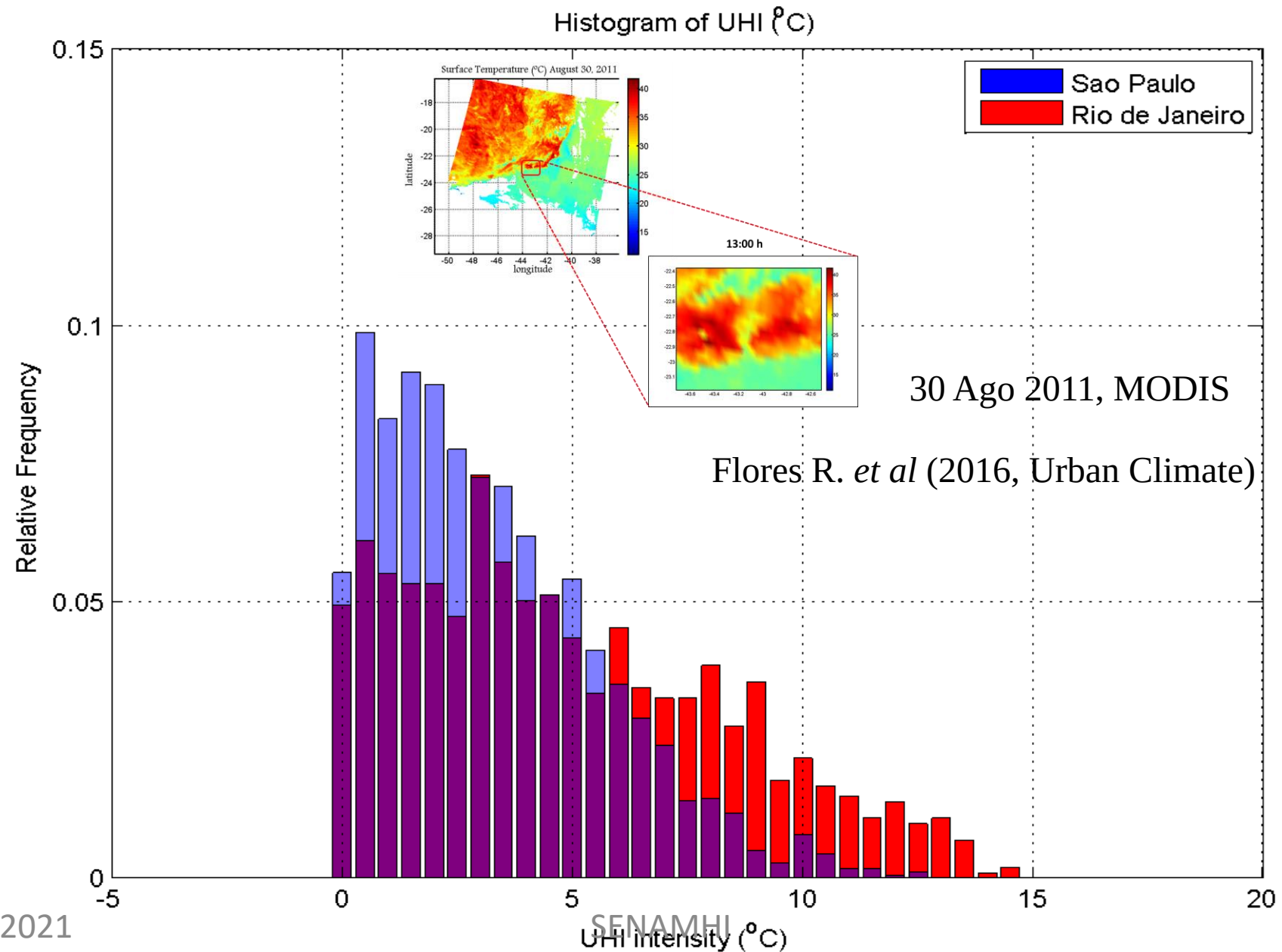
Application of mass conservation method to investigate the wind patterns over an area of complex topography
Karam et.al 2003

Circulações térmicas



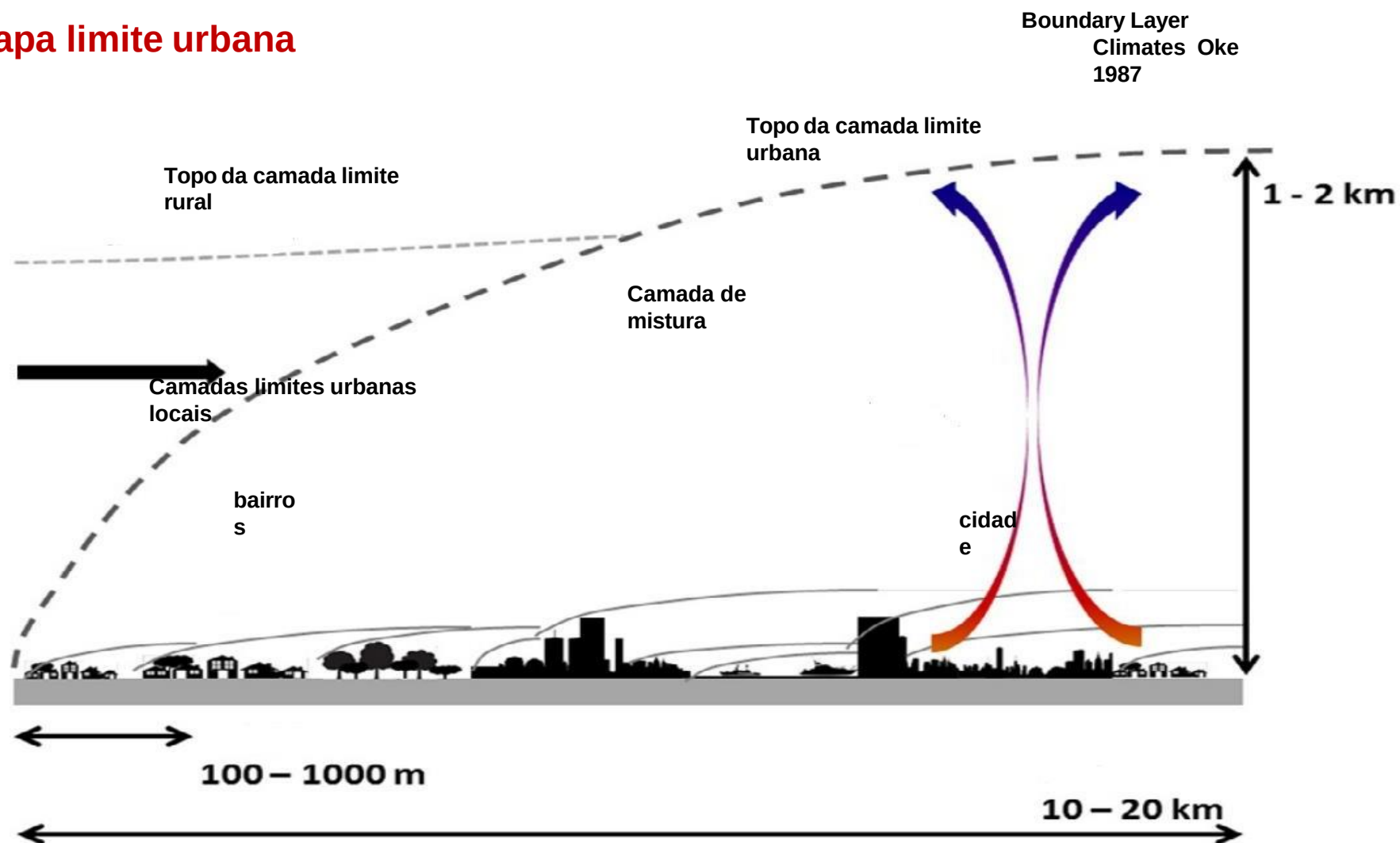
Severe Weather Caused by Heat Island and Sea Breeze Effects in the Metropolitan Area of São Paulo, Brazil
Vemado et. al 2015

La serie de datos de la estimación urbana de islas de calor obtenida de métricas con permutaciones entre píxeles



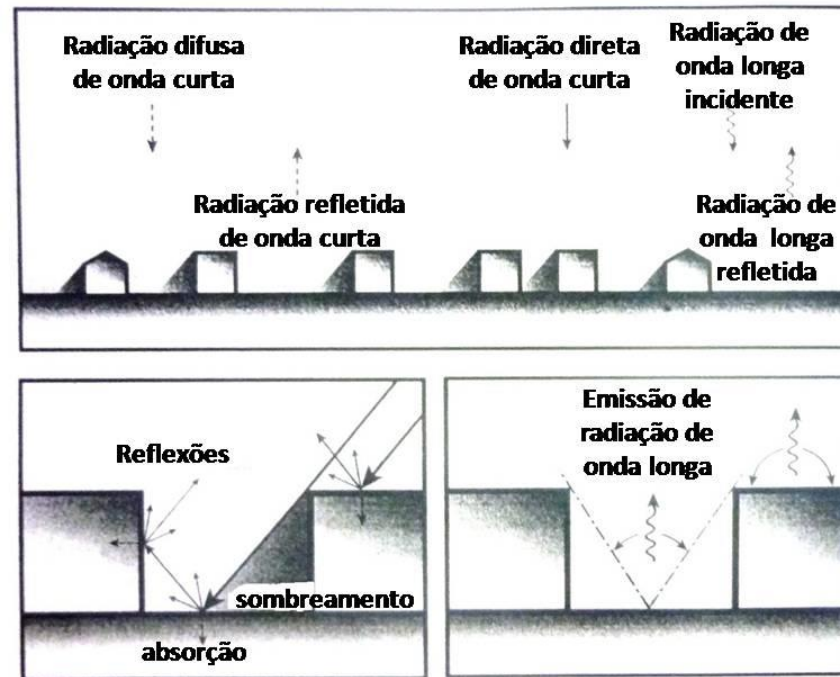
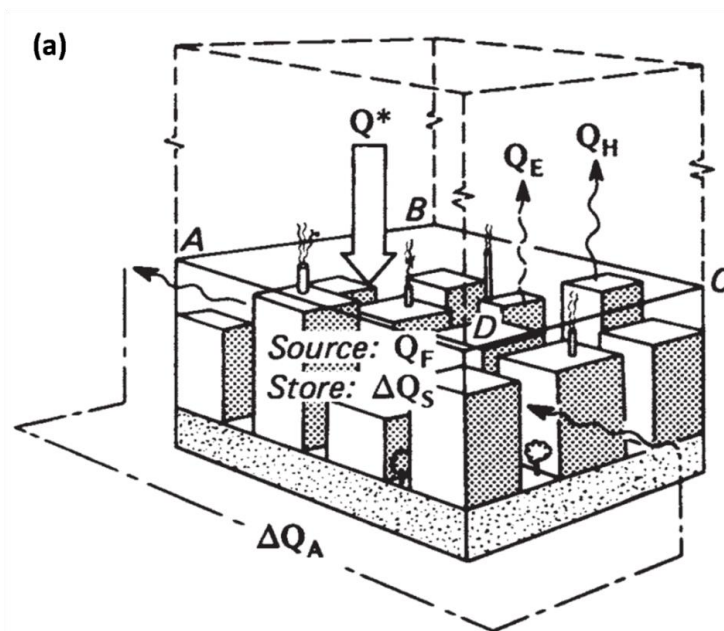
CONCEPTOS

Capa limite urbana



Fuente: Flores R. J.

Balço de radiação na cobertura urbana



Radiação
o neta

Radiação direta
de onda curta

Albedo de
superfície

Radiação de onda
longa refletida

$$Q^* = (K_{dir} + K_{dif}) \times (1 - \alpha) + L_{\downarrow} - L_{\uparrow}$$

Radiação difusa
de onda curta

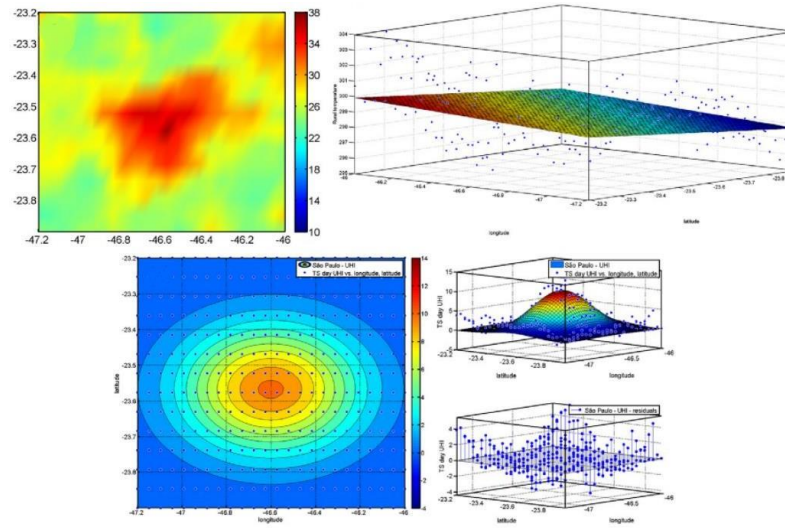
Radiação de onda
longa incidente

Urban Microclimate
Erell et.al. 2011

METODOLOGÍA

Estimativa de Ilha de calor urbano superficial (ICU)

Método de gaussiano



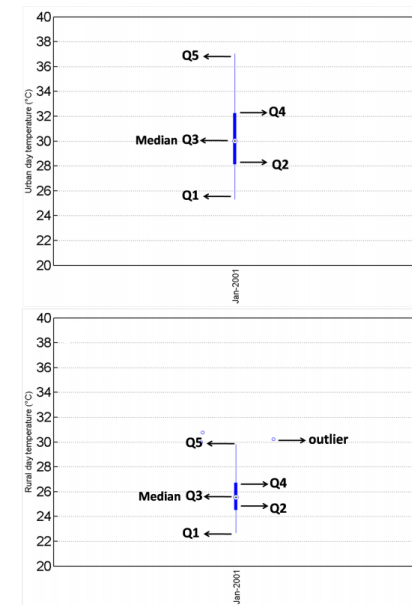
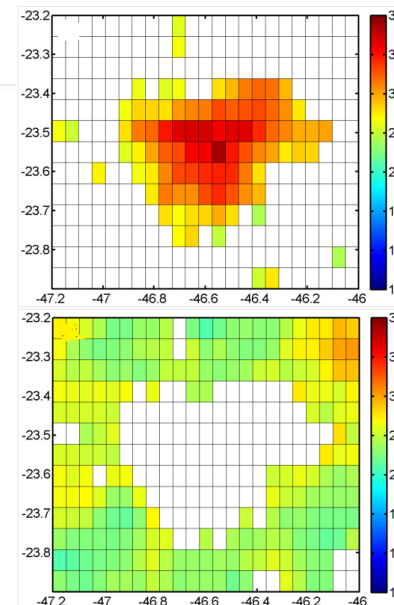
$$T_{(x,y)} = T_0 + a_1x + a_2y + a \cdot \exp \left[-\frac{(x-x_c)^2}{2a_x^2} - \frac{(y-y_c)^2}{2a_y^2} \right]$$

Dados de temperatura de superfície do MODIS com resolução de 0.05°

Estimation of long term low resolution surface urban heat island intensities for tropical cities using MODIS remote sensing data
Flores et. al 2016

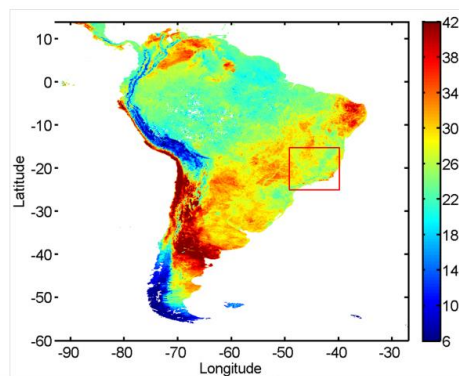
Método de quantiles

$$\text{SUHI intensity} = Q_5^{\text{urban}} - Q_3^{\text{rural}}$$

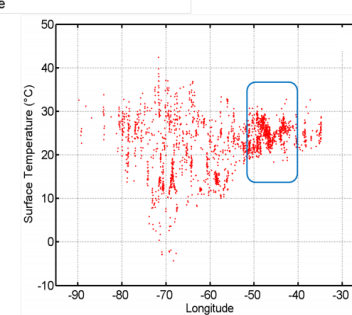
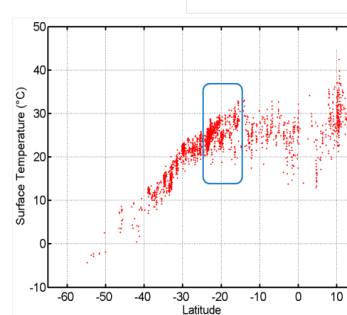
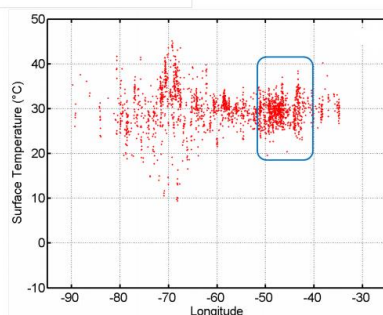
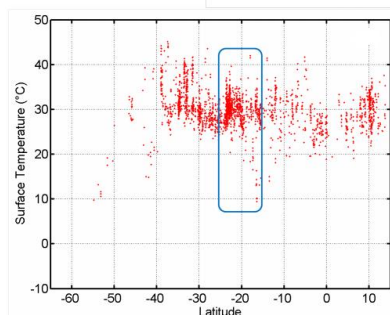
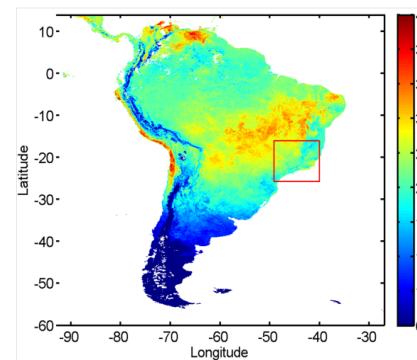


Temperatura de superfície urbana

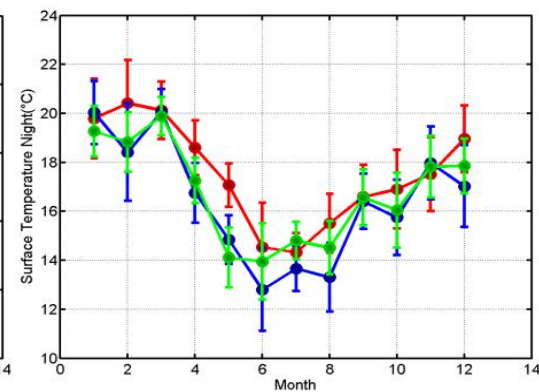
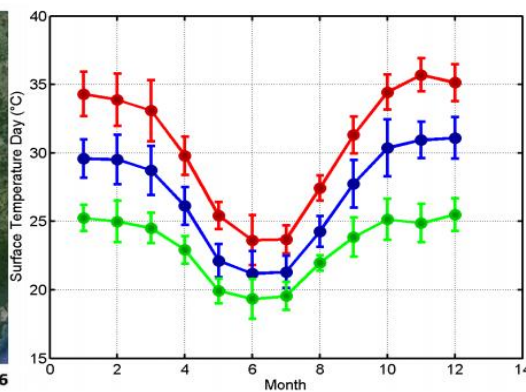
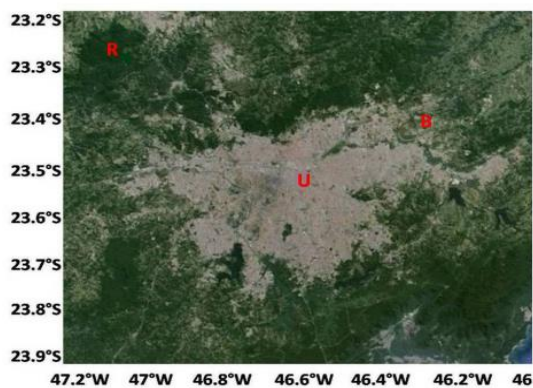
Janeiro
2001



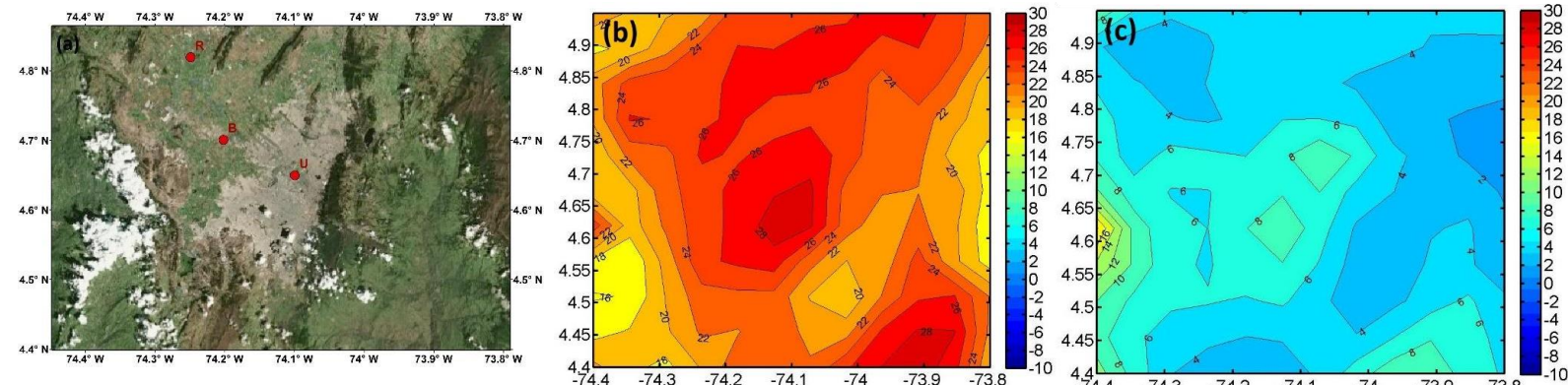
Julho
2001



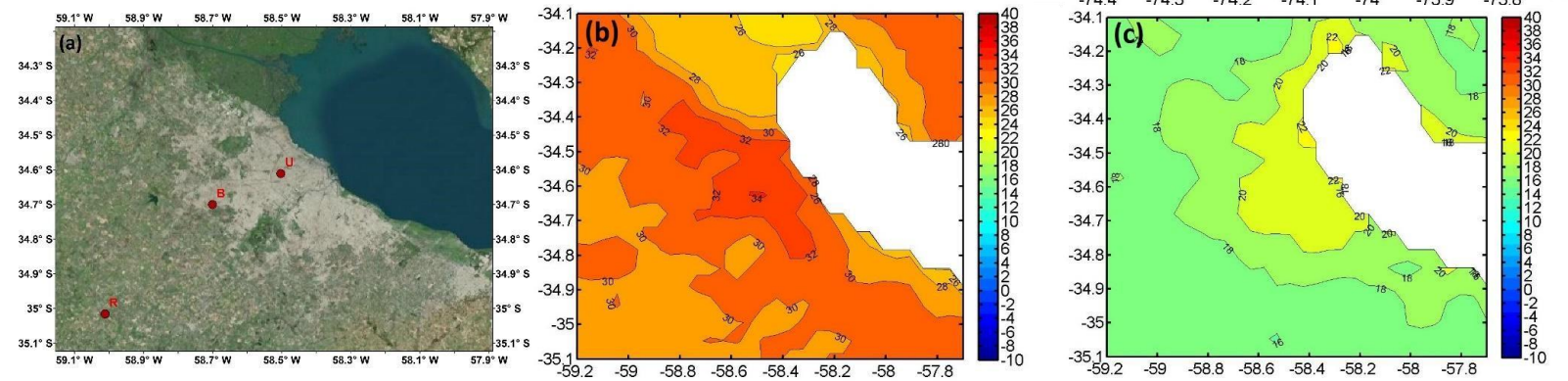
Temperatura de superfície (2001-2014)



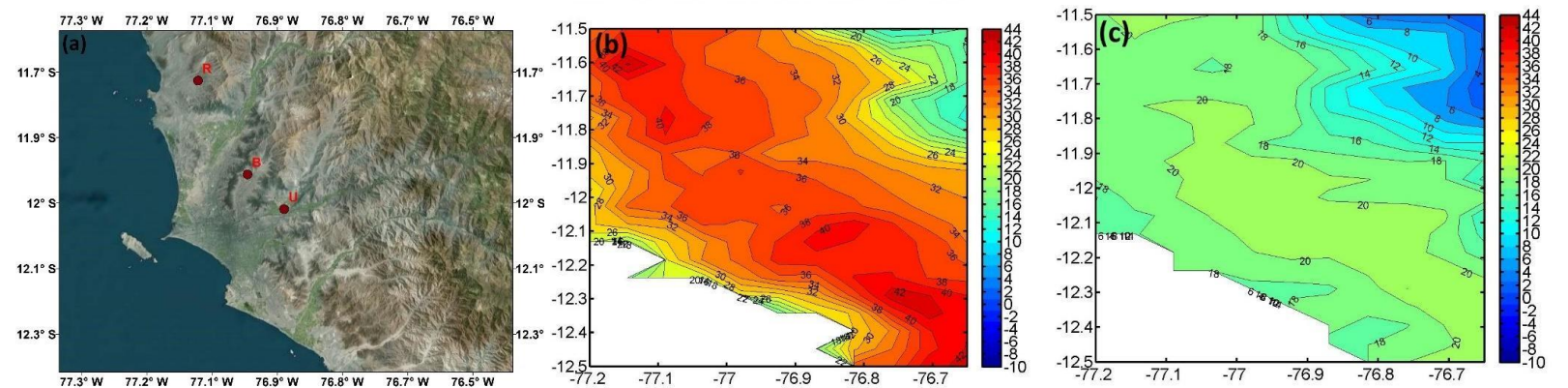
BOGOTA



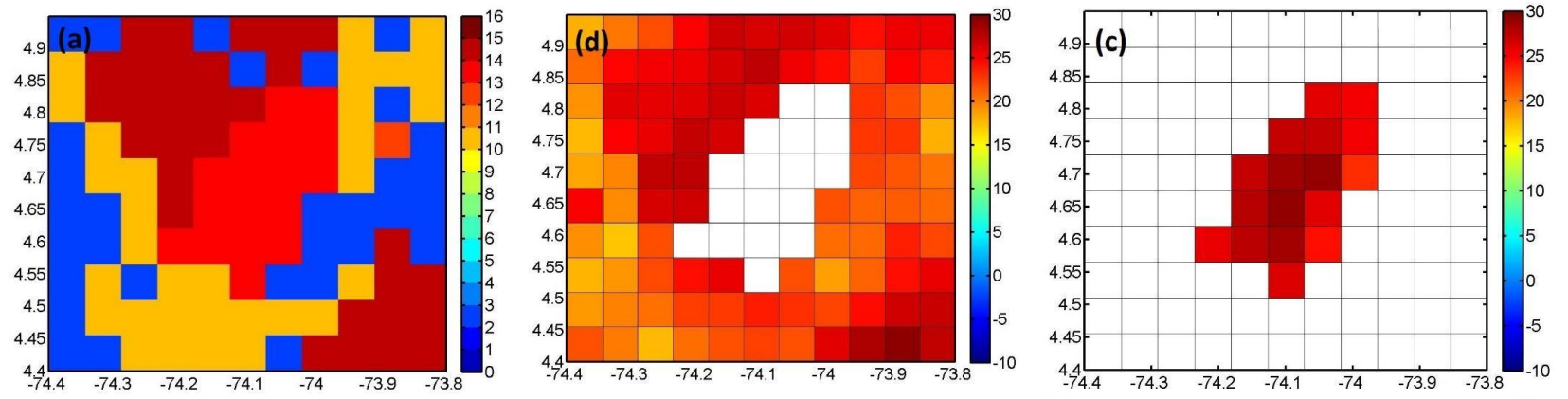
BUENOS AIRES



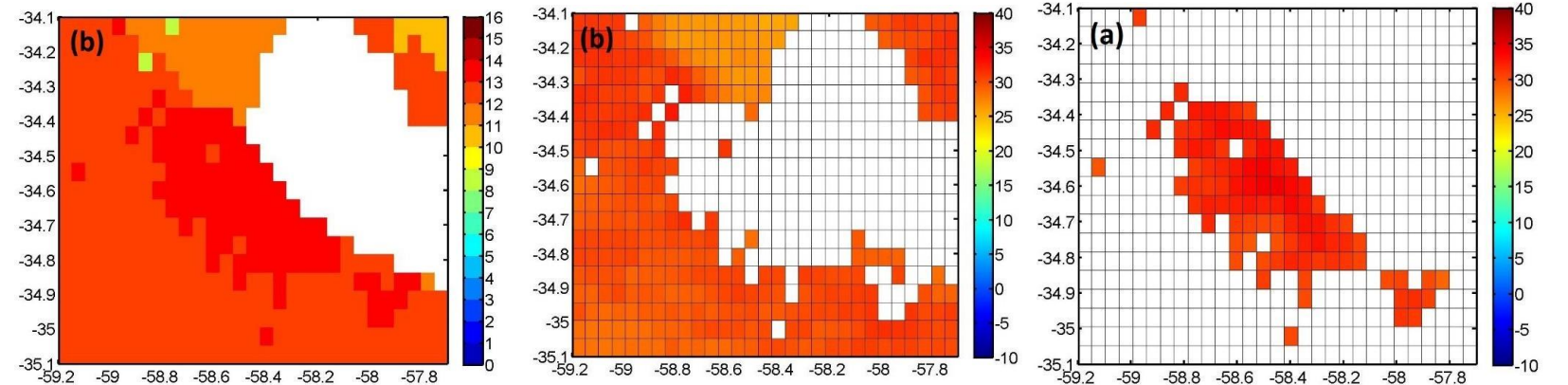
LIMA



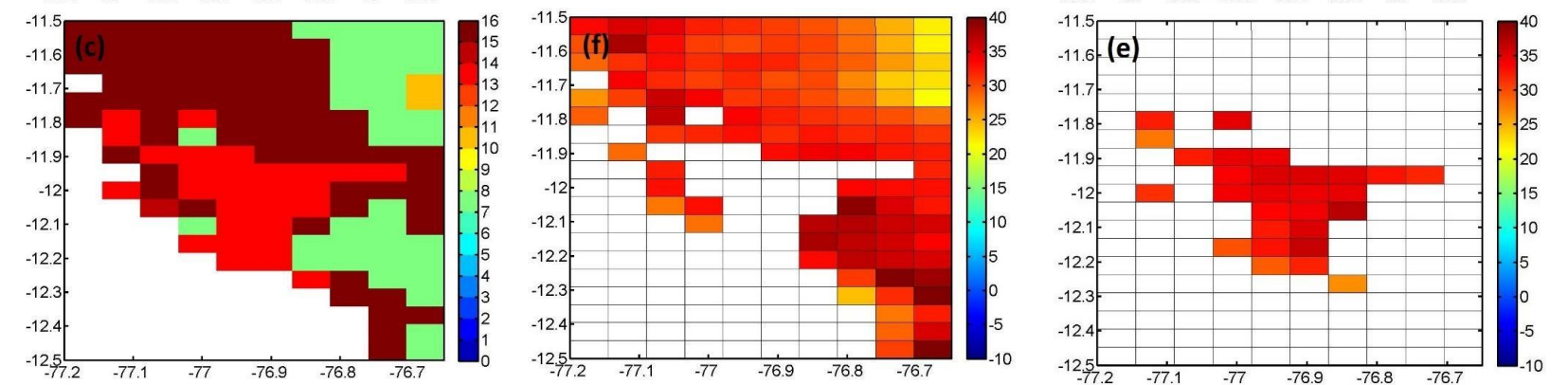
BOGOTA



BUENOS AIRES

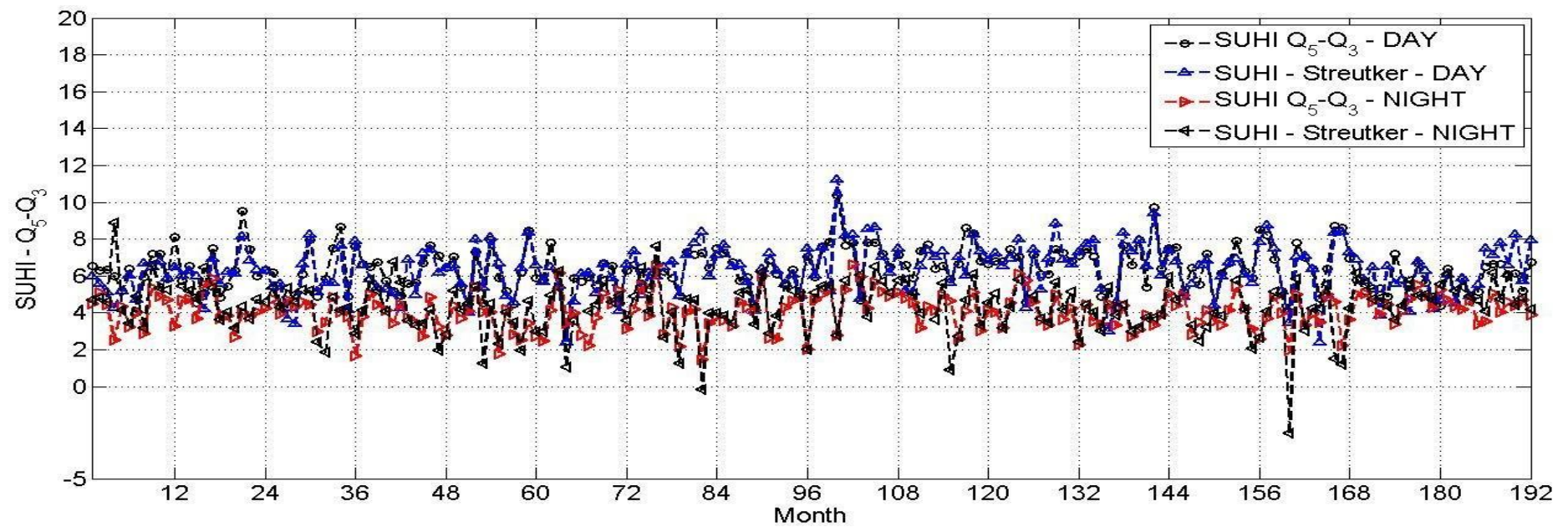
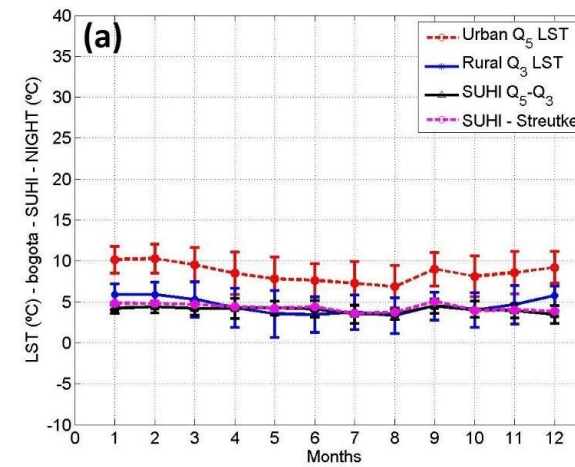
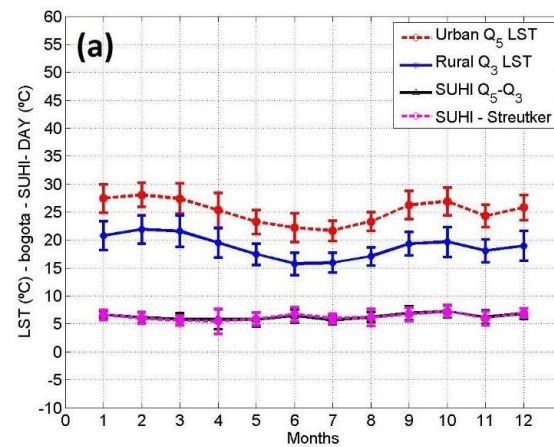


LIMA

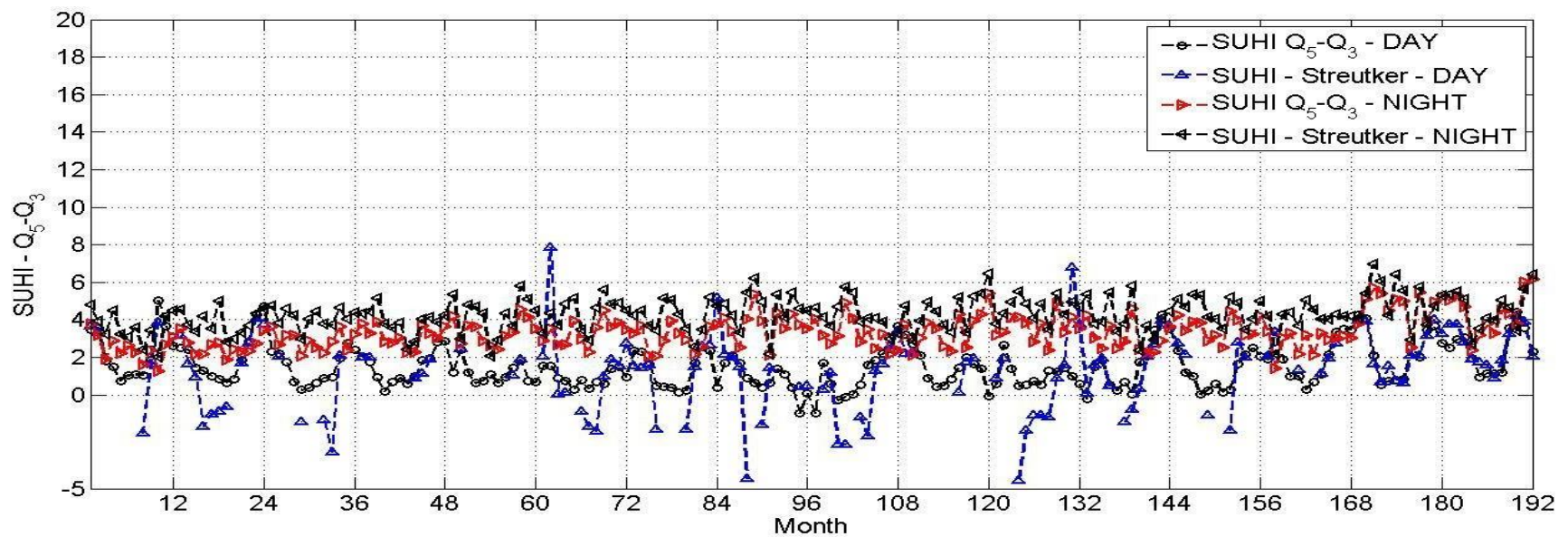
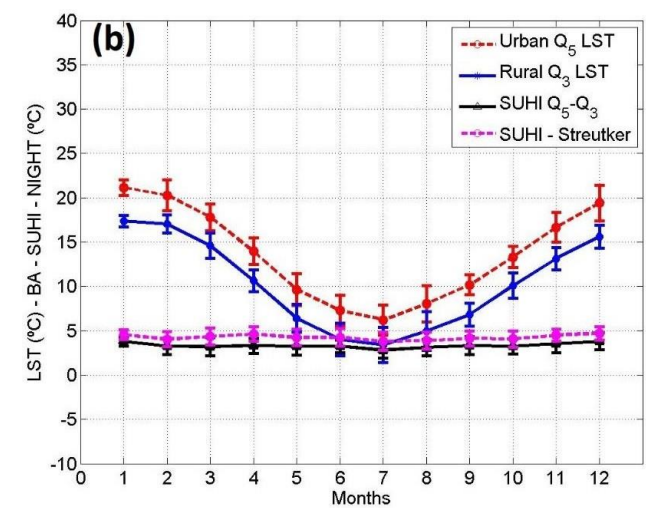
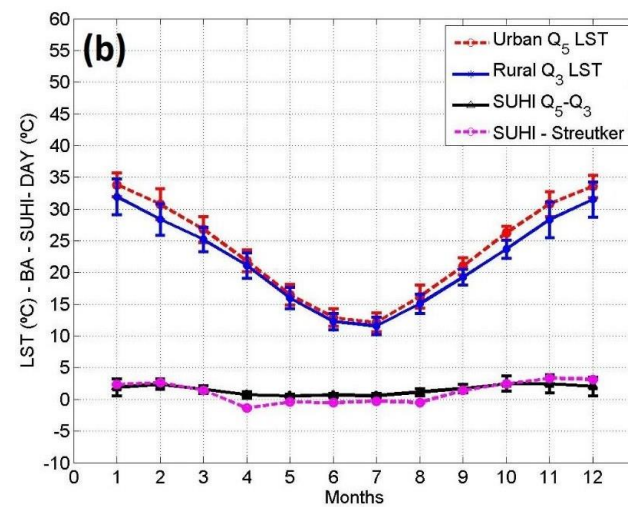


RESULTADOS

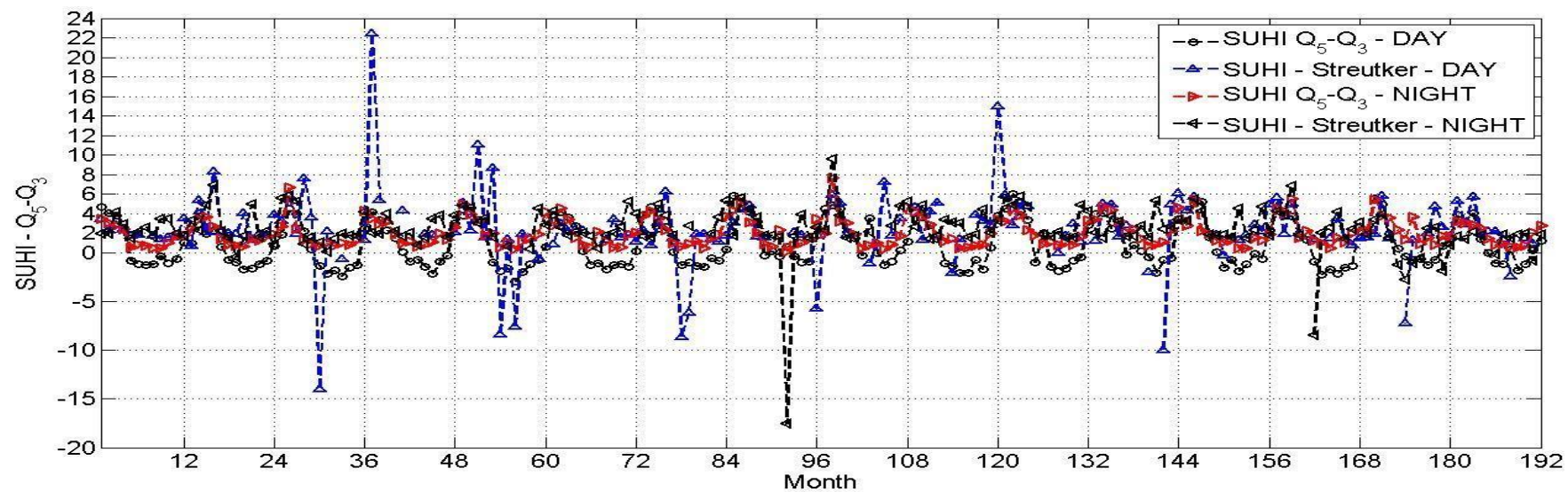
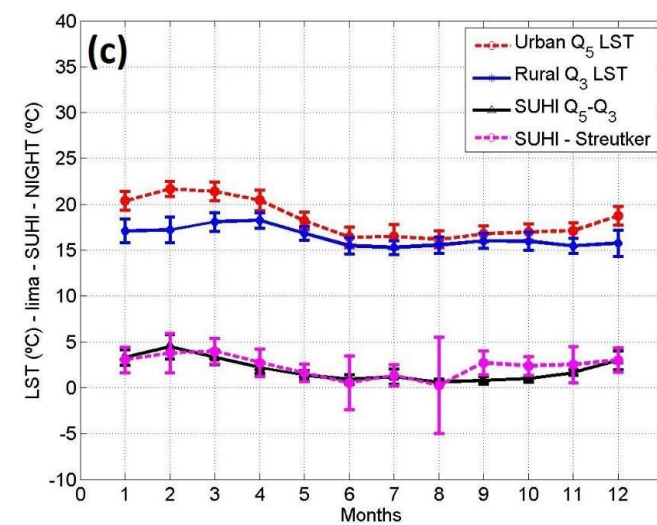
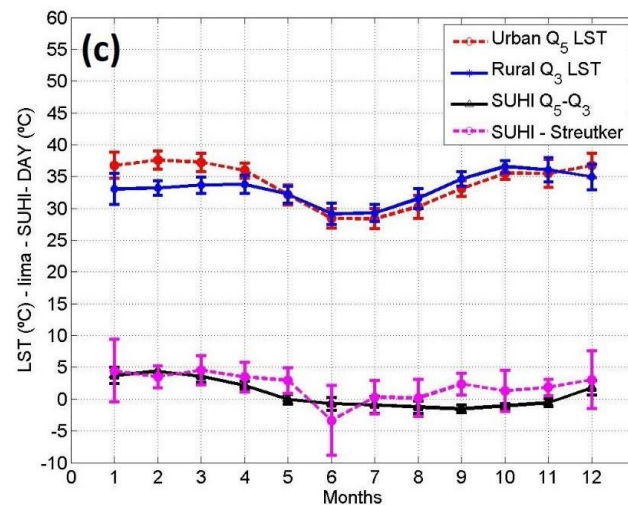
**Evolução sazonal da
ICU (2001-2016)
MAB**



**Evolução sazonal da
ICU (2001-2016)
MABA**

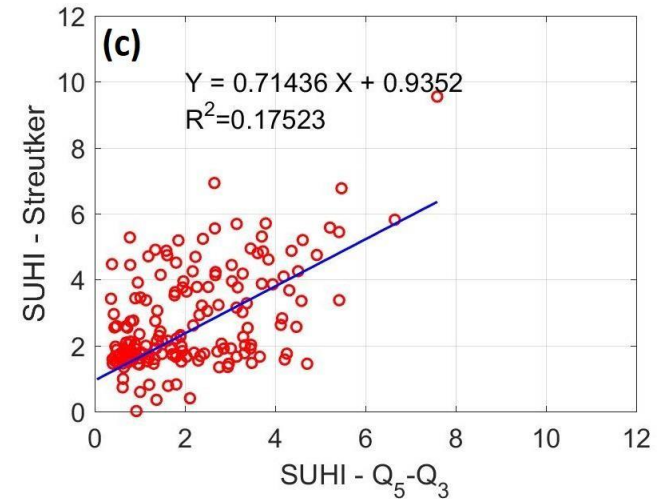
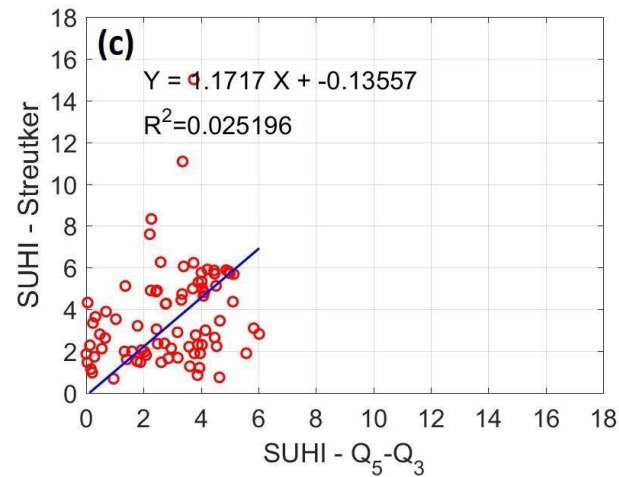


**Evolução sazonal da
ICU (2001-2016)
MAL**

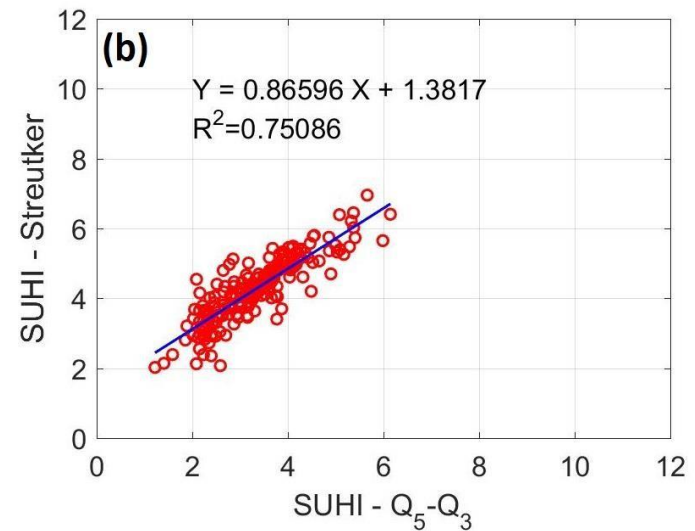
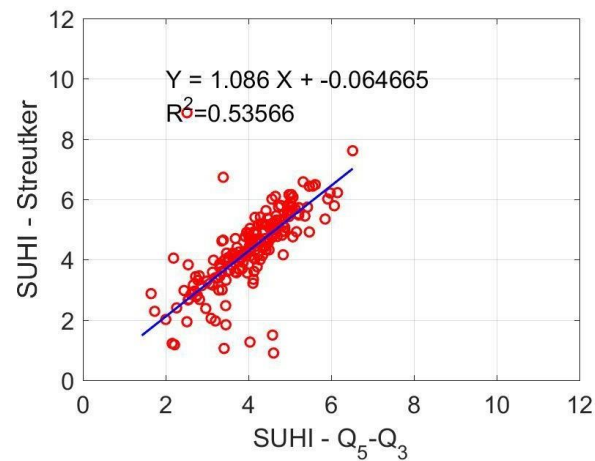


Método Streutker cuantil

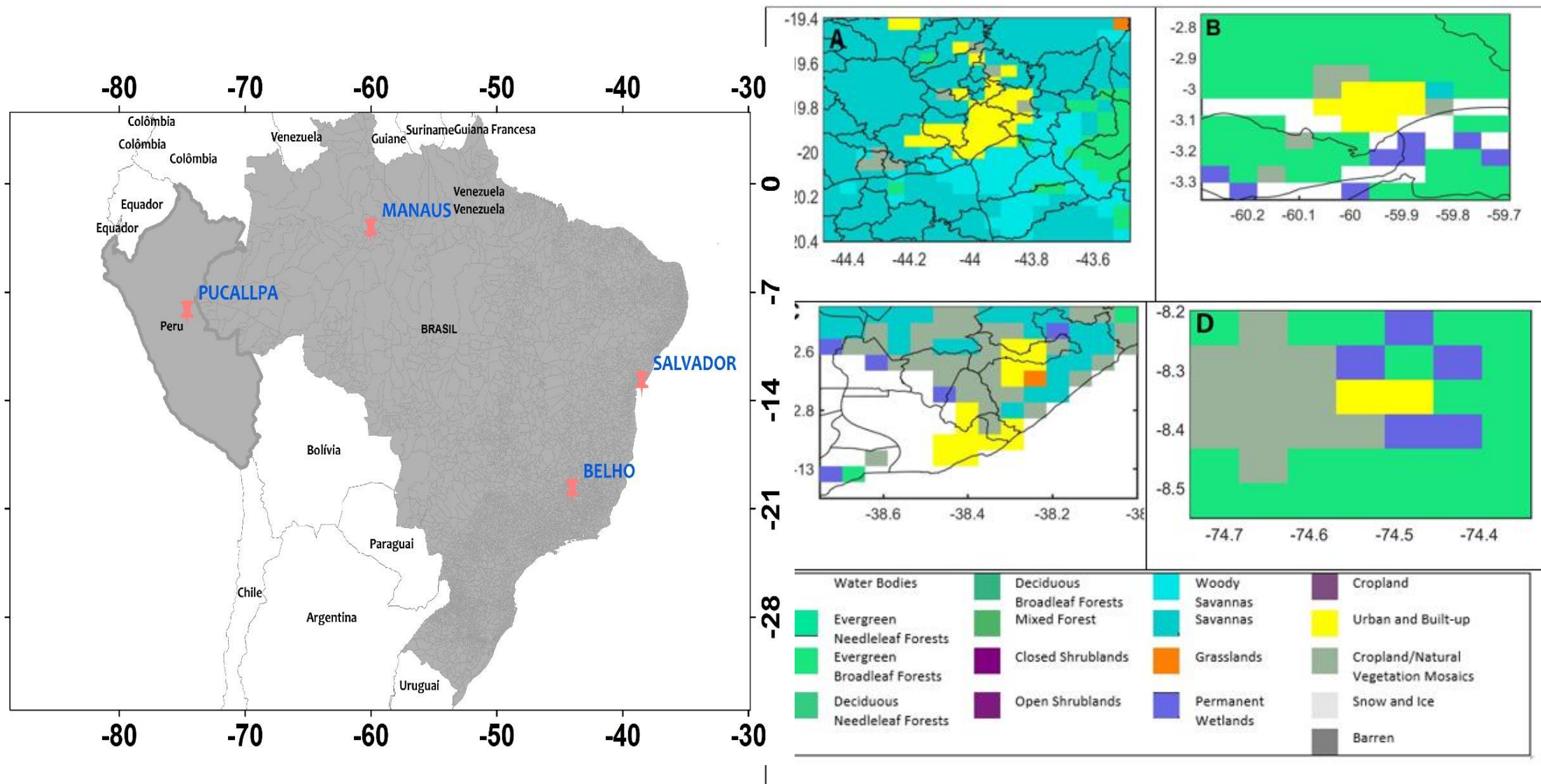
LIMA

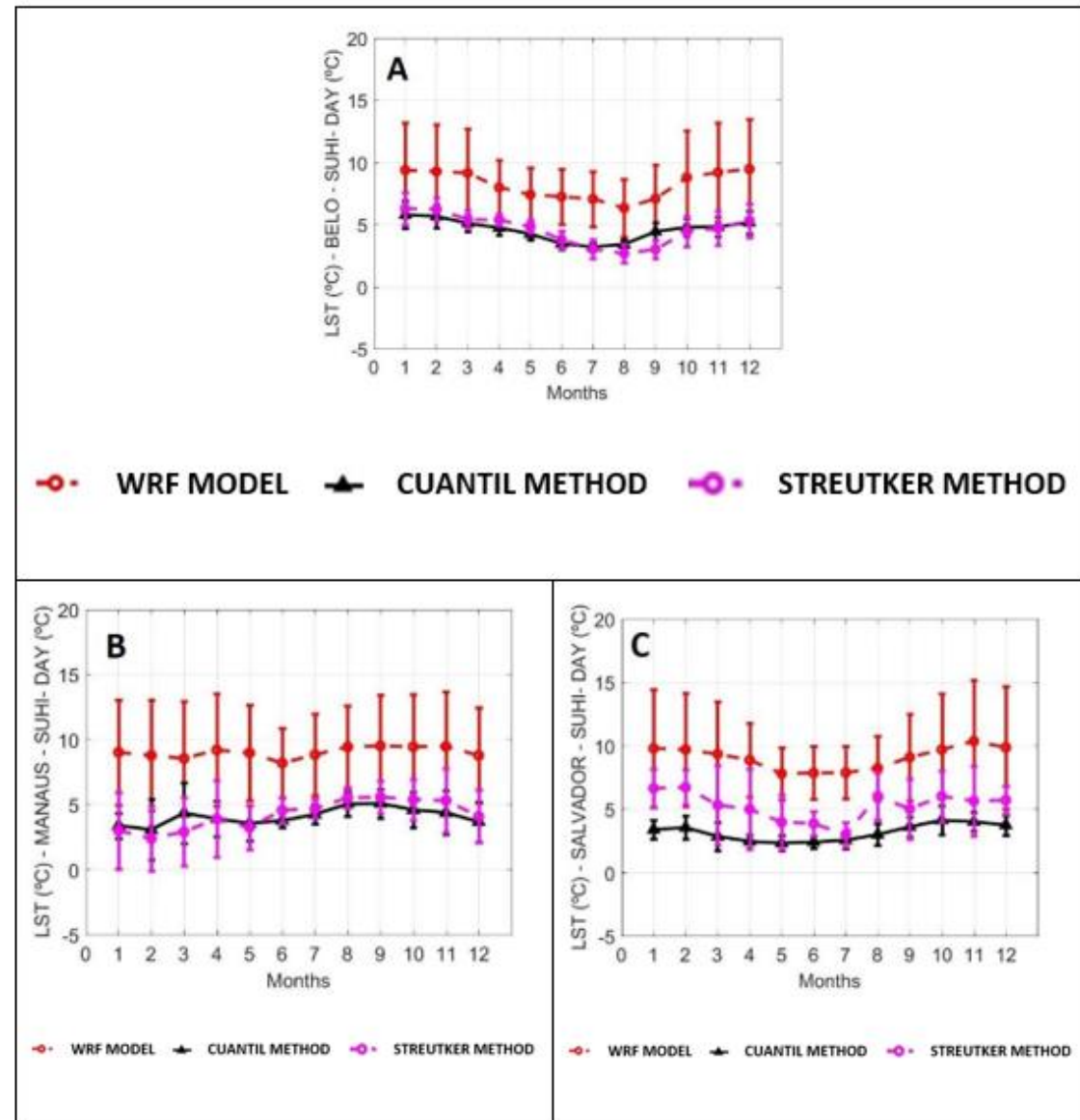
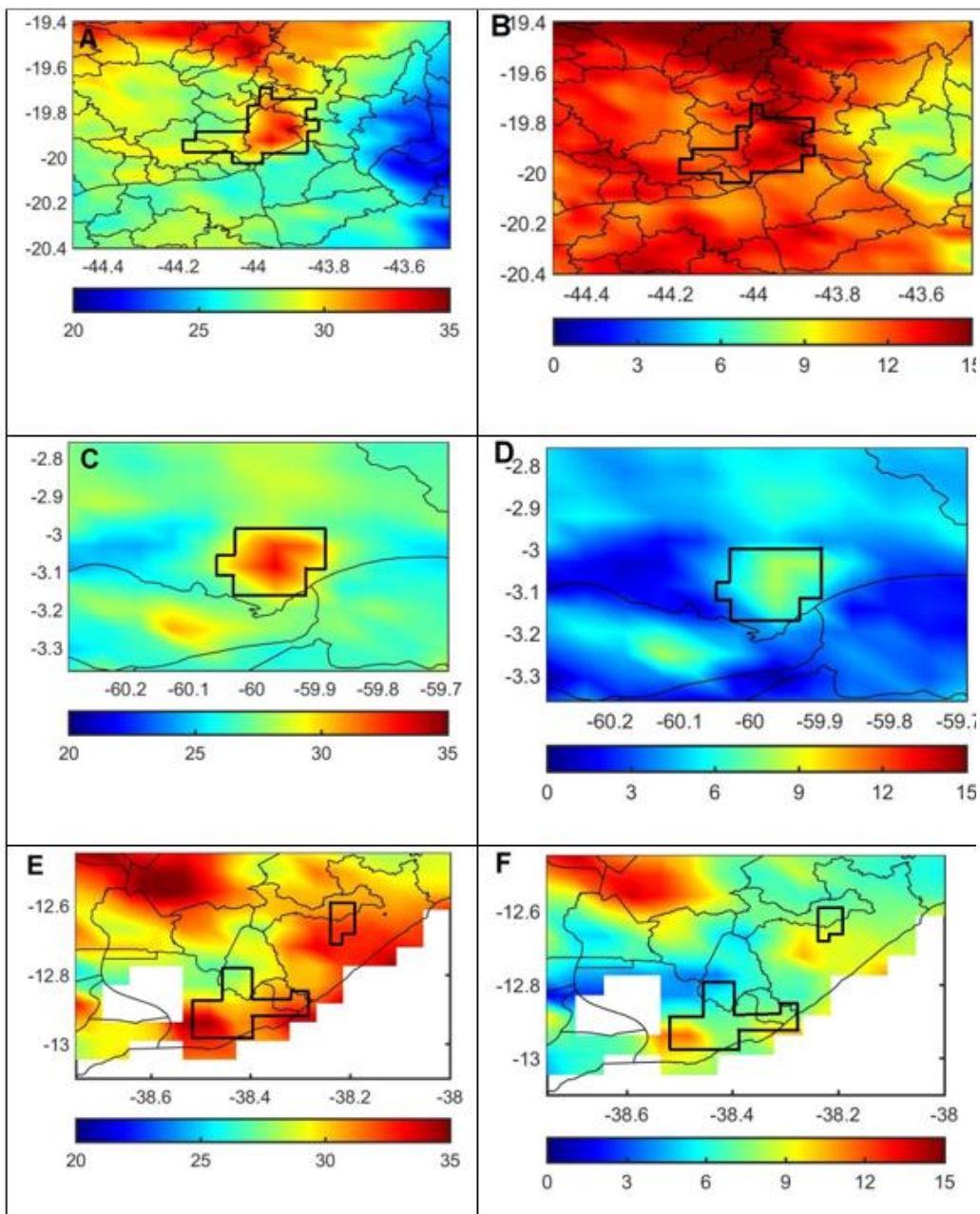


BUENOS AIRES

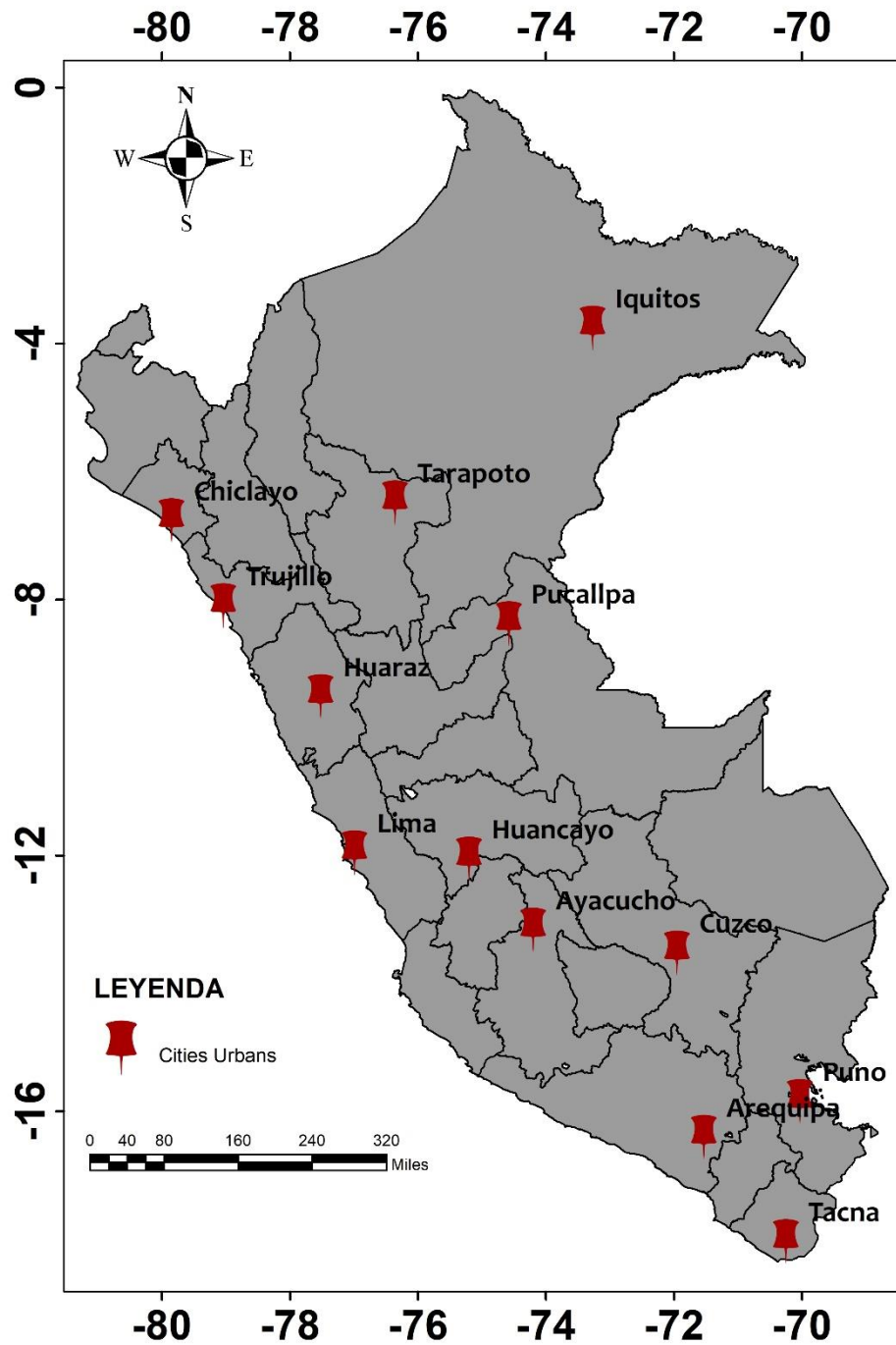


Modelo WRF

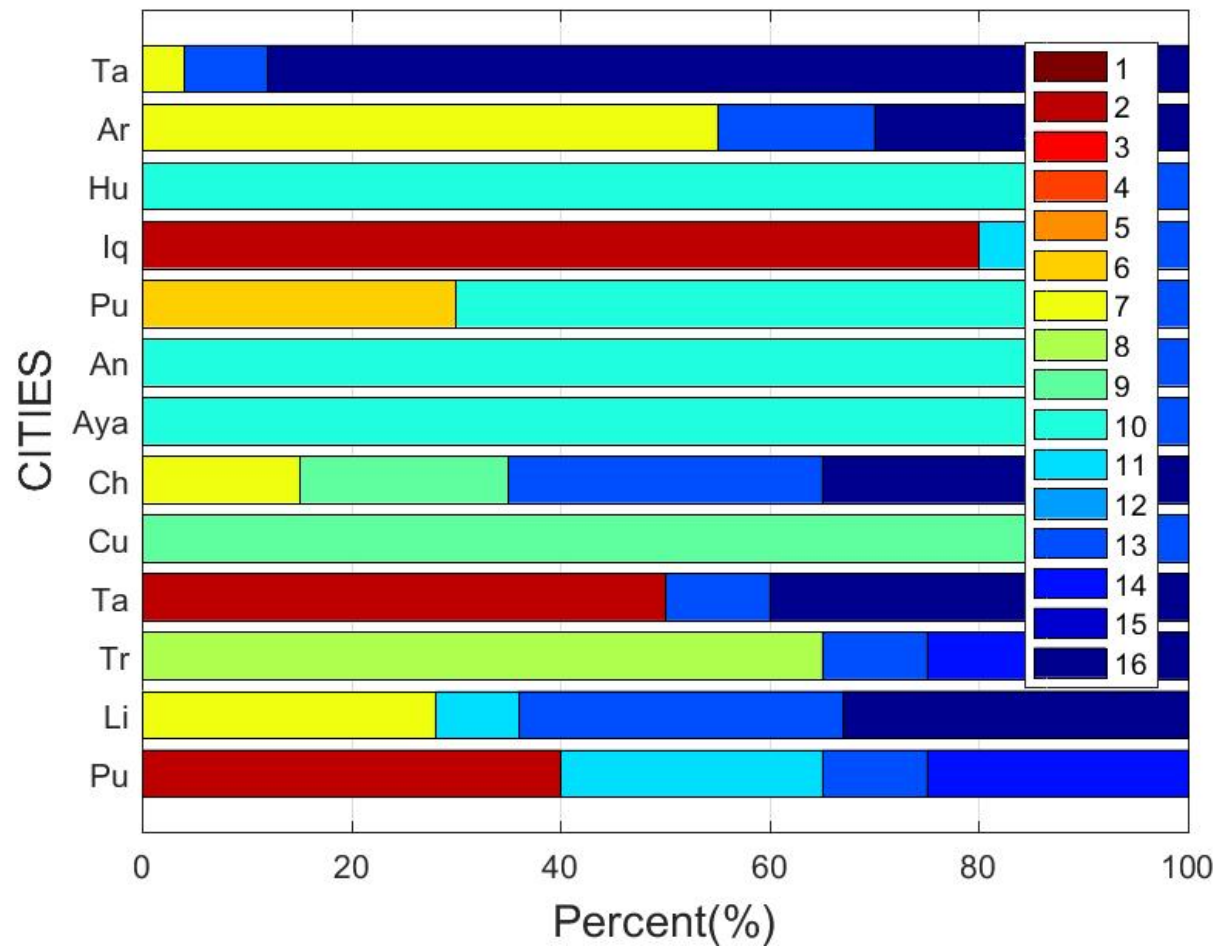


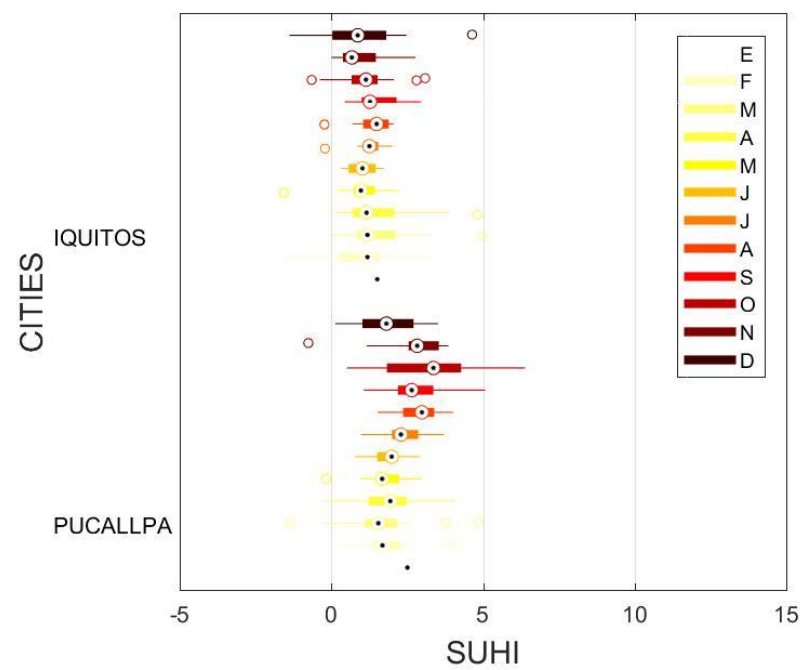
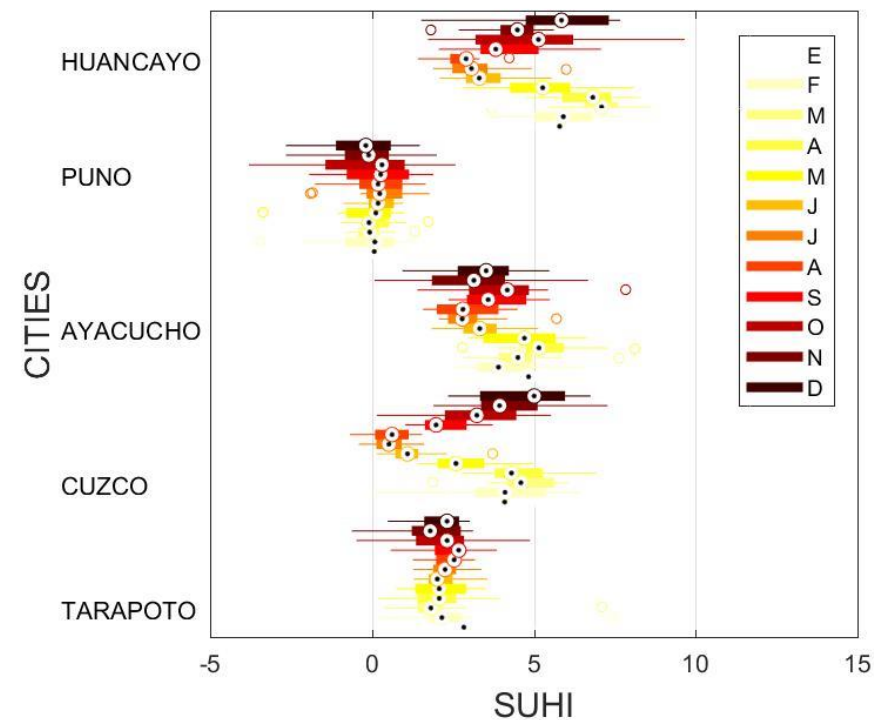
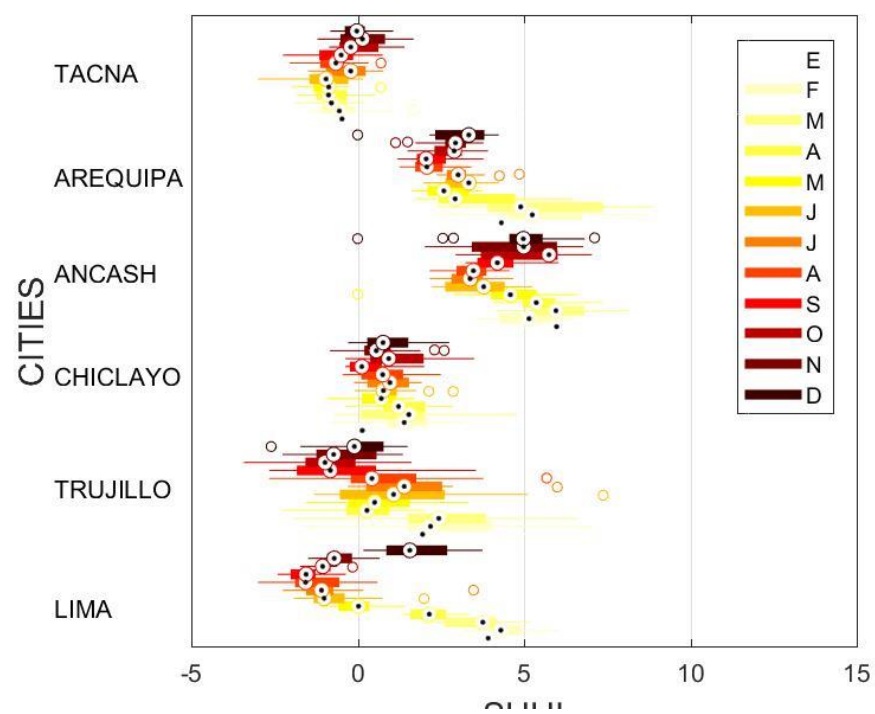


Ciudades del Perú

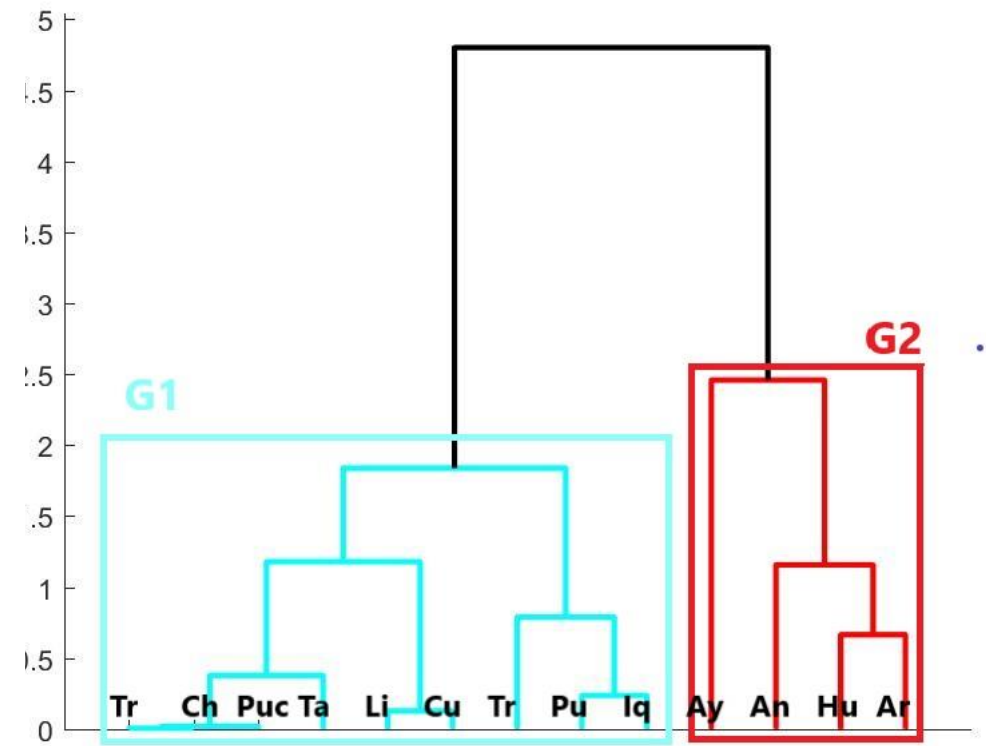
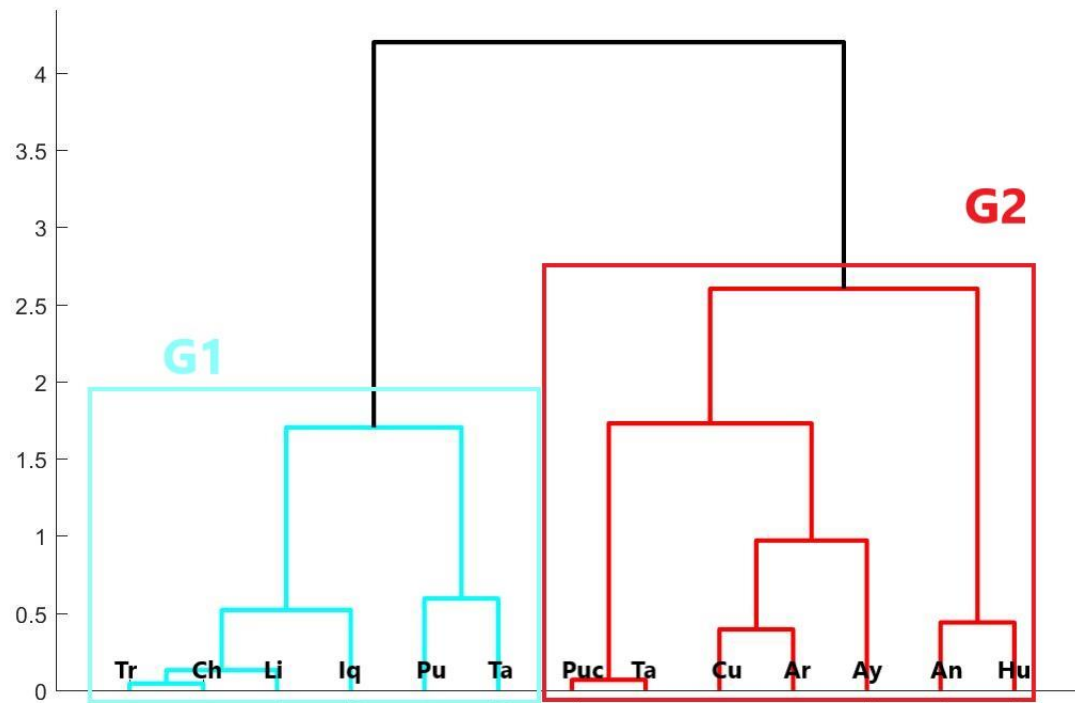


Clasificación vegetal





Análisis Cluster



Conclusiones

- Necesidad de continuar el estudio de las tempestades convectivas y su papel en la formación de lluvias intensas asociadas a la isla de calor urbana
- La isla de calor urbana de Lima presenta características particulares en relación a las islas de calor descritas para las demás ciudades

Estimación de la Turbidez Atmosférica Usando modelos paramétricos de radiación solar

Mg. Julio Angeles Suazo
E-mail: julio_as_1@Hotmail.com
Investigador-Nivel I M.R

Resumen

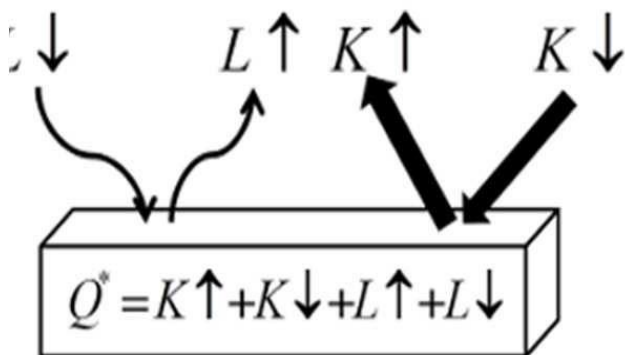
- Introducción
- Conceptos
- Metodología
- Resultados

Introducción

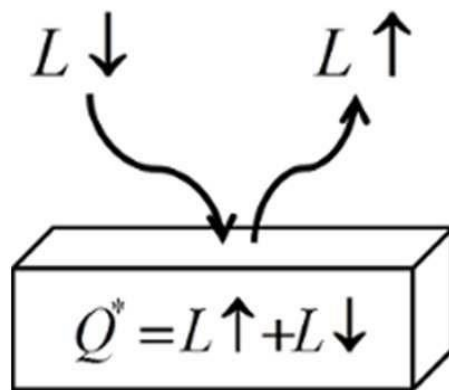
*

Balance de radiación

Diurno



Nocturno



Irradiância neta

$$Q^* = K \downarrow + K \uparrow + L \downarrow + L \uparrow$$

$K \downarrow$ Irradiância de onda corta incidente

$K \uparrow$ Irradiância de onda corta reflejada

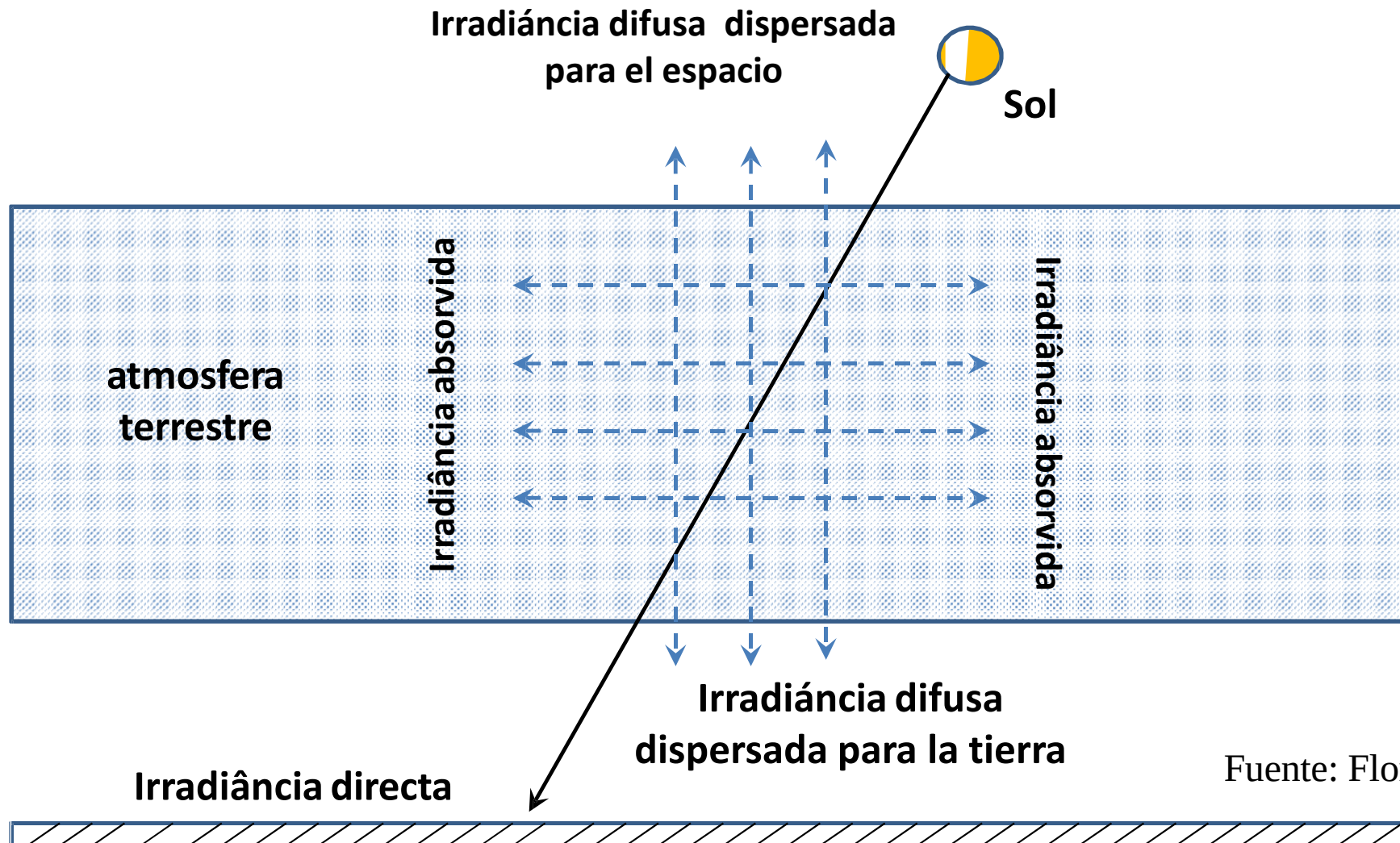
$L \downarrow$ Irradiância de onda larga incidente

$L \uparrow$ Irradiância de onda larga emitida

Conceptos

Adaptado de
An Introduction to Solar
Radiation (1983)
M. Iqbal

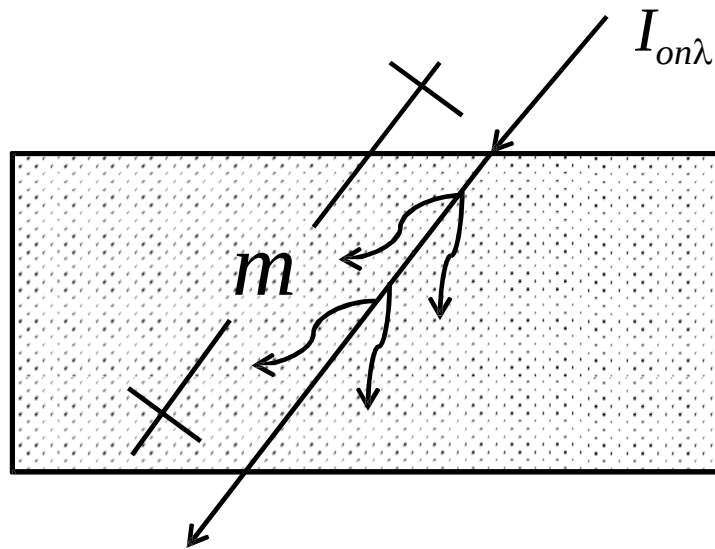
Irradiância solar sobre cielo sin nubes



Fuente: Flores R. J.

Irradiância total sobre cielo claro y sin nubes

Fuente: Flores R. J.



$I_{n\lambda}$ **Transmitancia debido a
un único proceso**

$$\tau_{i\lambda} = e^{(-k_{i\lambda} m_i)}$$

$$I_{n\lambda} = I_{on\lambda} e^{-k_{\lambda} m}$$

↑
coeficiente de
atenuación
monocromático

**Transmitancia total para
una longitud de onda**

$$\tau_{\lambda} = \frac{I_{n\lambda}}{I_{on\lambda}} = \prod_{i=1}^N \tau_{i\lambda}$$

Adaptado de
An Introduction to Solar
Radiation (1983)
M. Iqbal

Integración espectral

Transmitancia da
irradiância
directa normal

$$\tau = \frac{I_n}{I_{sc}}$$

$$\tau = \frac{\sum_{\lambda=0}^{\infty} I_{on\lambda} \tau_{\lambda} \Delta\lambda}{I_{sc}}$$

Métodos parametrizados

$$\tau = f(p, T, u_o, u_w, \alpha, \beta, m, F_c, \omega_o, \rho_g, \dots)$$

Parámetros
radiativos de
los aerosoles

Columna
total de
ozono

Columna
total de agua
precipitable

parámetros
de turbidez
de
aerosoles

masa de
aire

Albedo de
superficie

Transmitancias comunes de los modelos parametrizados

$\tau_o \rightarrow$ Absorción por ozono

$\tau_g \rightarrow$ Absorción por gases uniformemente mezclados

$\tau_w \rightarrow$ Absorción por vapor de agua

$\tau_a \rightarrow$ Atenuación por aerosoles

$\tau_r \rightarrow$ Dispersión Rayleigh por moléculas de aire

$$\tau = \tau_o \tau_g \tau_w \tau_a \tau_r$$

Transmitancia total parametrizada

Fuente: Flores R. J.

Parámetros radiativos de los aerosoles

Fórmula de turbidez de Angstrom

$$k_{a\lambda} = \beta \lambda^{-\alpha}$$

Siendo:

$$0.0 < \beta < 0.5$$

representa la cantidad de aerosoles
presente en la columna atmosférica en la
dirección vertical

$$0.0 < \alpha < 4.0$$

↓
partículas
muy
grandes

↓
partículas
muy
pequeñas

relacionada con la distribución de tamaño
de las partículas de aerosoles

$$\alpha = 1.3 \pm 0.5$$

Metodología

Modelos Parametrizados de irradiância Solar

Modelo	u_o	u_{ns}	u_{nt}	u_n	τ_a	β	α
Bird	•					•	•
CEM					•		
Choudhury	•					•	
CPCR2	•					•	•
Dogniaux						•	
Iqbal A	•					•	•
Iqbal B	•					•	
Iqbal C	•					•	•
King e Buckius						•	•
METSTAT	•				•		
MLWT1	•	•	•		•	•	
MLWT2	•	•	•		•	•	
MMAC					•		
Molineaux						•	
MRM	•					•	•
Perrin	•					•	
Power	•			•		•	
Psiloglou	•						
PSIM						•	
REST	•			•	•	•	
Rodgers					•		
Santamouris	•					•	•
Yang	•				•	•	

u_o : Columna total de de O_3

u_{ns} : Columna total de NO_2
en la estratosfera

u_{nt} : Columna total de NO_2
en la troposfera

u_n : Columna total de NO_2

τ_a : Coeficiente de turbidez de
banda larga de
Unsworth-Monteith

Fuente: Flores R. J.

Modelos parametrizados de irradiância solar

Fuente: Flores R. J.

Irradiância
directa
normal

A $I_n = I_{sc} (\tau_o \tau_r - \alpha_w) \tau_a$

B $I_n = I_{sc} \tau_o \tau_r \tau_a \tau_g \tau_w \tau_{as}$

C $I_n = 0.9751 I_{sc} \tau_o \tau_r \tau_a \tau_g \tau_w$

τ_a

Dispersión de
aerosoles

τ_{as}

Absorción de
aerosoles

el intervalo espectral
considerado es 0.3 – 3 μm

Irradiância
difusa

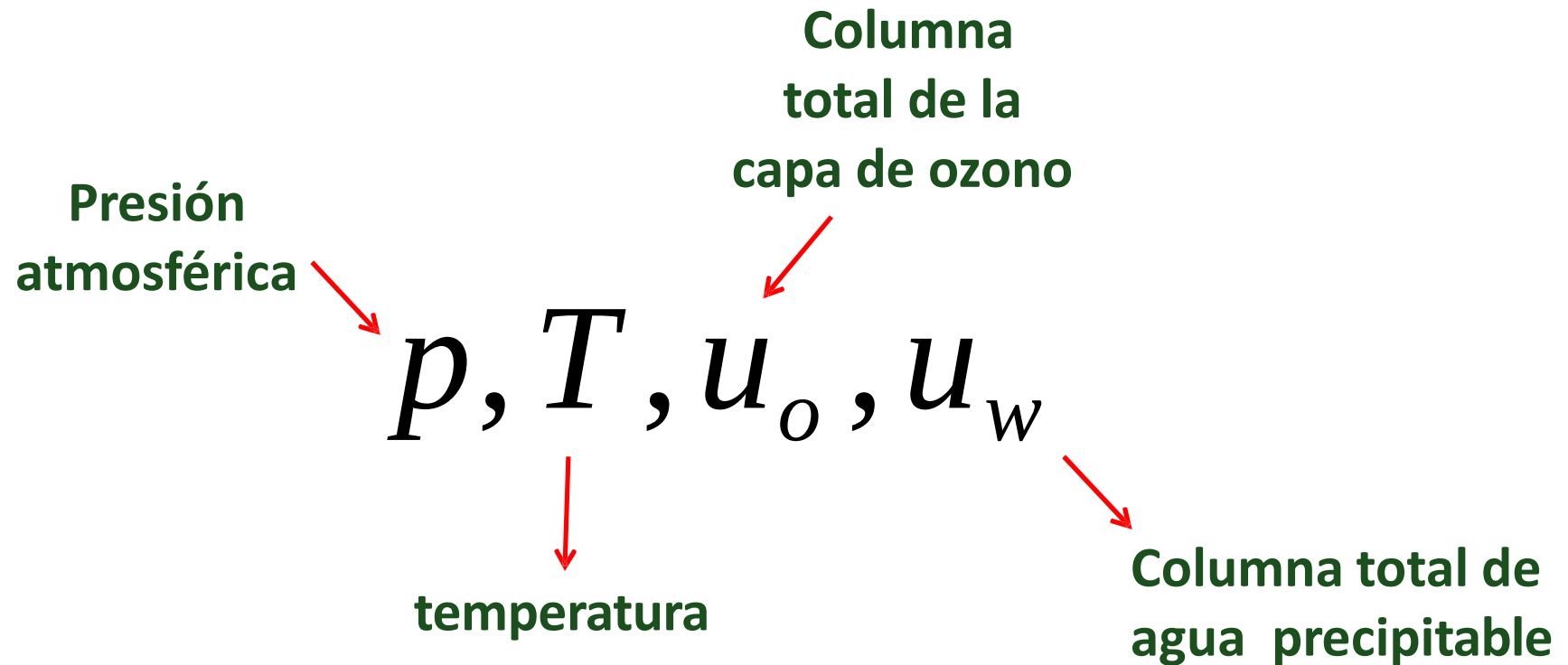
$$I_d = I_{dr} + I_{da} + I_{dm}$$

irradiância difusa debido a
la dispersión Rayleigh

irradiância difusa debido a la
dispersión de aerosoles

irradiância difusa debido a
reflexiones múltiples entre la
superficie y la atmosfera

Variables meteorológicas utilizadas por los modelos de irradiância solar

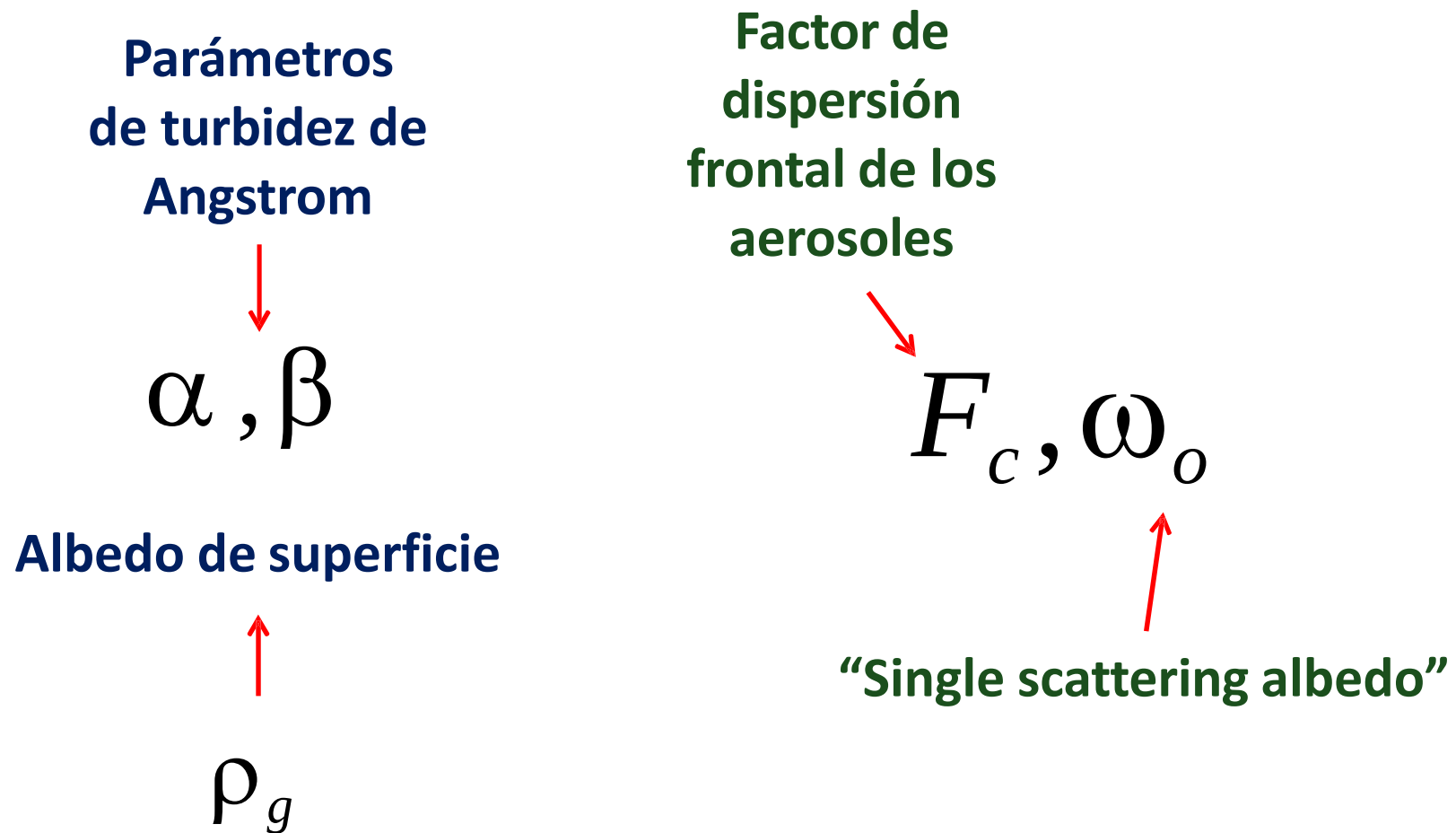


Obtenidos con el sensor
MODIS en los satélites
TERRA y AQUA

Fuente: Flores R. J.

4 variables

Parámetros a ser optimizados en los modelos de irradiância solar



Fuente: Flores R. J.

5 Parámetros

Métodos de optimización de parámetros

Método de Fuerza Bruta

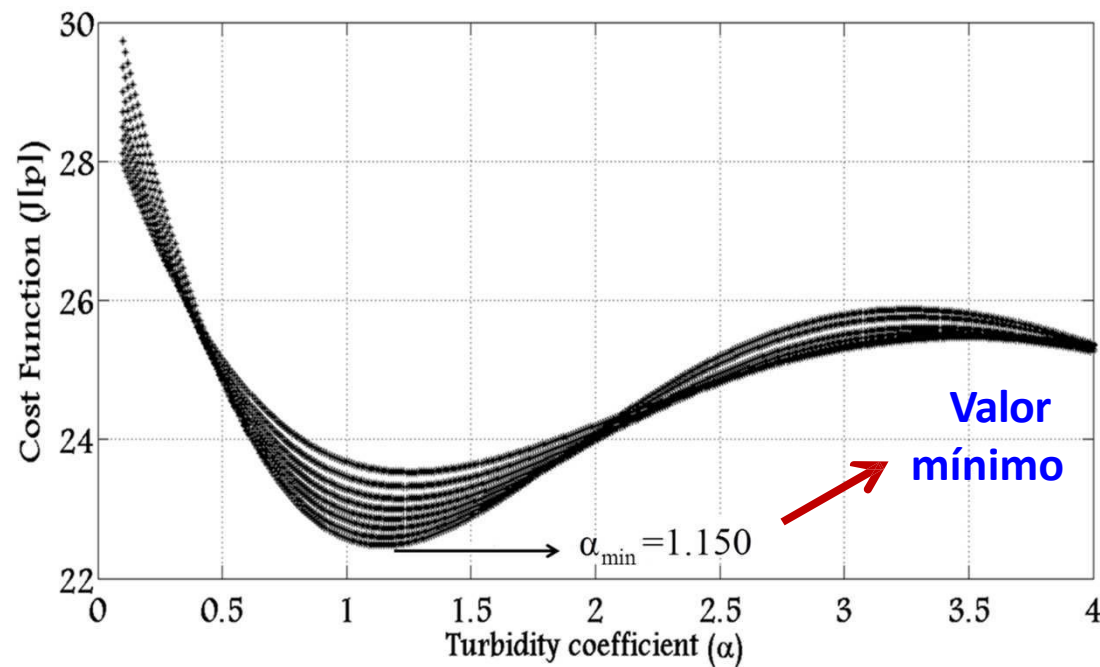
Función
de costo

$$J[p] = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N ((I_i^{obs})_{glo} - (I_i^{sim})_{glo})^2}{N}}$$

Irradiância
observada

Irradiância
simulada

Número total de
observaciones



0 - 4
intervalo de valores válidos

Fuente: Flores R. J.

RESULTADOS

Estimation of atmospheric turbidity and surface radiative parameters using broadband clear sky solar irradiance models in Rio de Janeiro-Brasil

José L. Flores · Hugo A. Karam ·
Edson P. Marques Filho · Augusto J. Pereira Filho

Received: 10 September 2013 / Accepted: 12 December 2014
© Springer-Verlag Wien 2015

Abstract The main goal of this paper is to estimate a set of optimal seasonal, daily, and hourly values of atmospheric turbidity and surface radiative parameters Ångström's turbidity coefficient (β), Ångström's wavelength exponent (α), aerosol single scattering albedo (ω_0), forward scattering (F_c) and average surface albedo (ρ_g), using the Brute Force multidimensional minimization method to minimize the difference between measured and simulated solar irradiance components, expressed as cost functions. In order to simulate the components of short-wave solar irradiance (direct, diffuse and global) for clear sky conditions, incidents on a horizontal surface in the Metropolitan Area of Rio de Janeiro (MARJ), Brazil ($22^\circ 51' 27''$ S, $43^\circ 13'$

$58''$ W), we use two parameterized broadband solar irradiance models, called CPC2 and Iqbal C, based on synoptic information. The meteorological variables such as precipitable water (u_w) and ozone concentration (u_o) required by the broadband solar models were obtained from moderate-resolution imaging spectroradiometer (MODIS) sensor on Terra and Aqua NASA platforms. For the implementation and validation processes, we use global and diffuse solar irradiance data measured by the radiometric platform of LabMiM, located in the north area of the MARJ. The data were measured between the years 2010 and 2012 at 1-min intervals. The performance of solar irradiance models using optimal parameters was evaluated with several quantitative statistical indicators and a subset of measured solar irradiance data. Some daily results for Ångström's wavelength exponent α were compared with Ångström's parameter (440–870 nm) values obtained by aerosol robotic network (AERONET) for 11 days, showing an acceptable level of agreement. Results for Ångström's turbidity coefficient β , associated with the amount of aerosols in the atmosphere, show a seasonal pattern according with increased precipitation during summer months (December–February) in the MARJ.

1 Introduction

The modelling of clear sky components of short wave solar irradiance (direct, diffuse and global) defined as radiation flux density incident on the Earth's surface, is necessary for solar energy applications (Tovar et al. 1995), studies of hydrological and climatological processes (Jacobson 1999), mesoscale meteorology modelling (Chen et al. 2001), hydrographic basins hydrology (Famiglietti and Wood 1994) and biophysical processes (Franklin 1995).

J. L. Flores (✉) · H. A. Karam · E. P. Marques Filho
Universidade Federal de Rio de Janeiro,
Rio de Janeiro, Brasil
e-mail: joseflores@model.iag.usp.br

H. A. Karam
e-mail: hugo@igeo.ufrj.br

E. P. Marques Filho
e-mail: edson@igeo.ufrj.br

J. L. Flores · H. A. Karam · E. P. Marques Filho
UFRJ / IGEO / CCMN, Rua Athos da Silveira Ramos,
274, Bloco G1 Cidade, Rio de Janeiro, Brasil

J. L. Flores · H. A. Karam · E. P. Marques Filho
Cidade Universitária · Ilha do Fundão, Rua Athos
da Silveira Ramos, 274, Bloco G1,
Rio de Janeiro, Brasil

A. J. Pereira Filho
Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil
e-mail: apereira@model.iag.usp.br

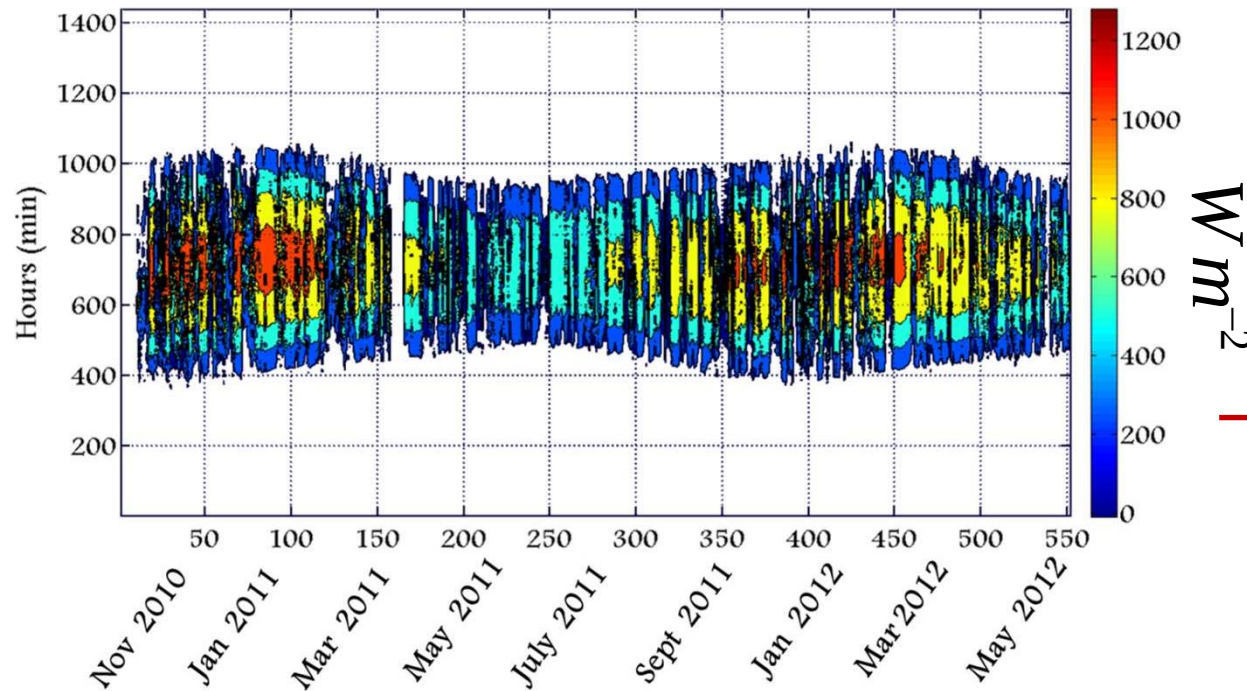
A. J. Pereira Filho
USP / IAG / DCA, Rua do Matão,
1226, São Paulo, Brasil

**Datos da Irradiância Solar de la
plataforma radiométrica del
LabMim - IGEO – UFRJ**

resolución:1 min

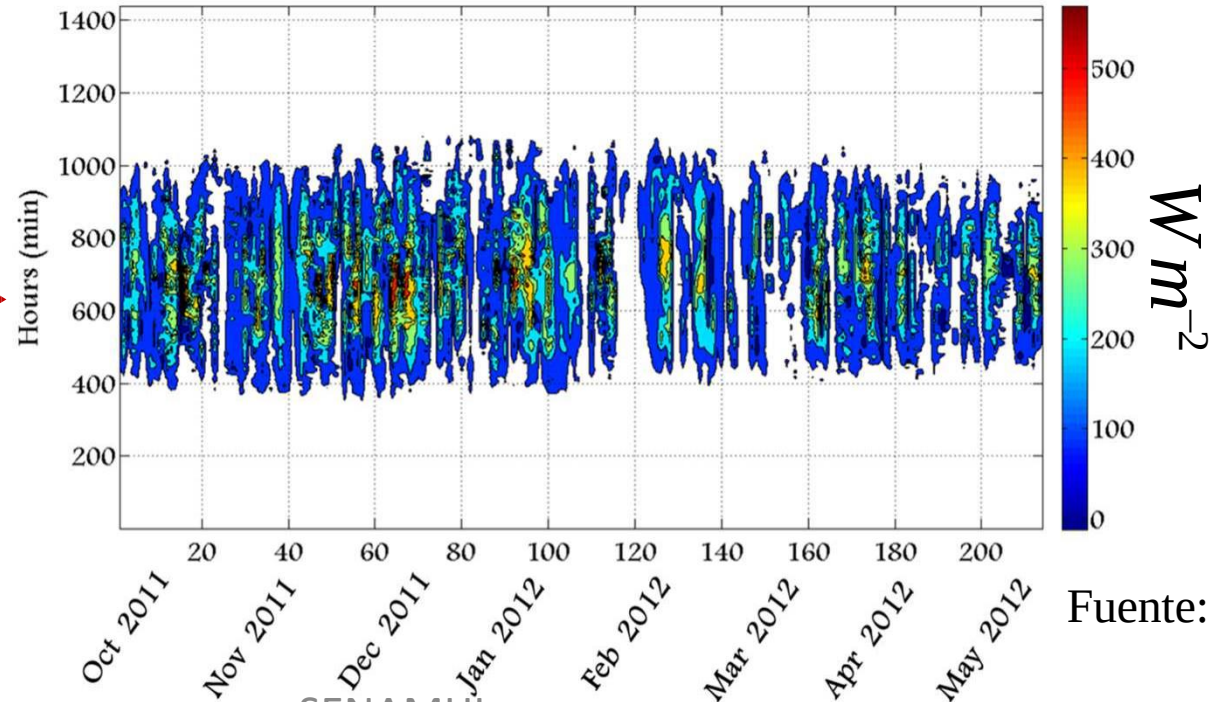
**Irradiância
global medida**

19 meses



**Irradiância
difusa medida**

8 meses



Fuente: Flores R. J.

Resultados de optimización de los modelos de irradiancia solar

Función costo para irradiancia global y difusa

Valores iniciales de los parámetros

$$\beta = 0.25$$

$$\alpha = 1.3$$

$$\omega = 0.8$$

$$F_c = 0.84$$

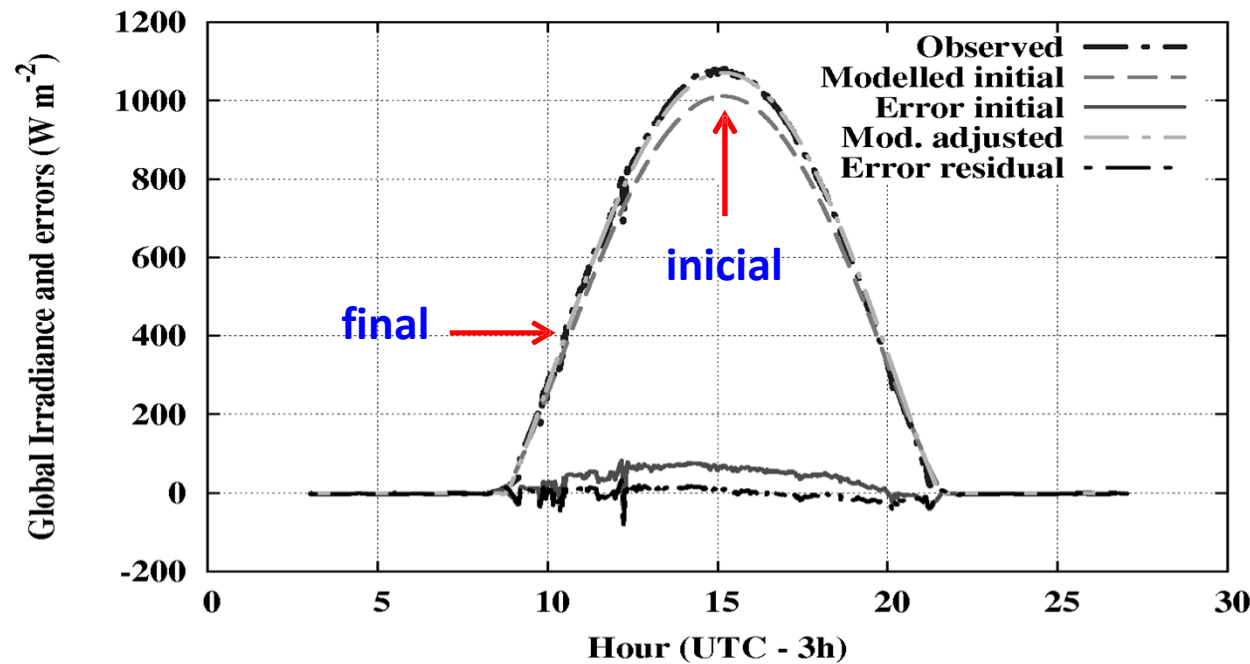
$$\rho_g = 0.12$$

$$J[p] = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N ((I_i^{obs})_{glo} - (I_i^{sim})_{glo})^2}{N}} + \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N ((I_i^{obs})_{dif} - (I_i^{sim})_{dif})^2}{N}}$$

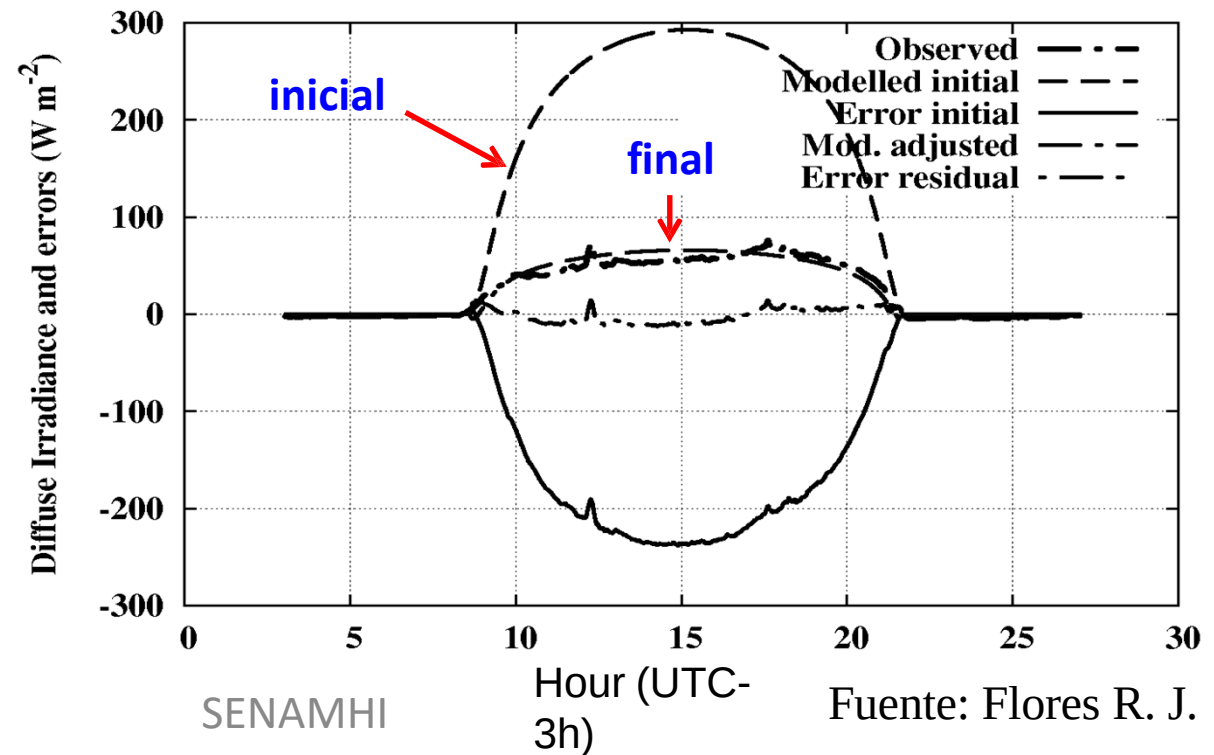
Parameter	Minimum value	Maximum value	Sampling step
β	0.00	0.50	0.001
α	0.10	4.00	0.01
ω_o	0.60	0.90	0.001
F_c	0.50	0.92	0.001
ρ_g	0.08	0.50	0.001

25 de Janeiro 2012

Irradiância
global



Irradiância
difusa



Artículo científico publicado



Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ
www.anuario.igeo.ufrj.br

Estimación de la Turbidez Atmosférica Usando el Modelo IQC en el Área Metropolitana de Huancayo – Perú Estimation of Atmospheric Turbidity Using the IQC Model in the Huancayo Metropolitan Area – Perú

Julio Miguel Angeles Suazo¹; Alicia G. Rocha Condor¹; Georgynio Y. Rosales Aylas^{2,3};
José Luis Flores Rojas⁴; Roberto Angeles Vasquez^{1,5}; Nataly A. Suazo⁶ & Hugo Abi. Karam⁷

¹Universidad Alas Peruanas, VRIIE, Av. Santa Cruz, 1550, Miraflores, Lima, Perú.

²Centro Universitário SENAI-CIMATEC, Av. Orlando Gomes, 1845 - Platã, Salvador - BA, Brasil.

³Universidade Federal do Espírito Santo, Department of Environmental Engineering, Vitória, ES, Brasil

⁴Instituto Geofísico del Perú, Calle Badajoz, 169, 15498 Urb. Mayorazgo IV Etapa - Ate, Lima-Perú

⁵Universidad Nacional del Centro del Perú, Facultad de Ingeniería Civil, Av. Mariscal Castilla N° 3909, El Tambo - Huancayo

⁶Universidad Tecnológica del Perú, Facultad de Ingeniería de Sistemas, Av. Circunvalación 449, 12002 El Tambo, Huancayo, Perú

⁷Universidade Federal do Rio de Janeiro - Instituto de Geociências - Departamento de Meteorologia, Rua Athos da Silveira Ramos 274, Cidade Universitária - Ilha do Fundão - 21.941-916, Rio de Janeiro-RJ, Brasil.

E-mails: julio_as_1@hotmail.com; aliciarochacondor@gmail.com; rgy3008@gmail.com; jlflores@igp.gob.pe; roanivas@hotmail.com; nati2643@hotmail.com; hugo@igeo.ufrj.br

Recebido em: 20/02/2020 Aprobado em: 29/06/2020

DOI: http://doi.org/10.11137/2020_3_72_83

Resumen

Por naturaleza el cielo no es totalmente limpio, sin embargo cuando la concentración de partículas es mayor a la normal puede atenuar con mayor intensidad la de radiación solar. Por lo que la cantidad de radiación solar que llega hasta la superficie terrestre depende en gran medida de la turbidez atmosférica. De esta manera, el objetivo de este trabajo fue estimar los valores óptimos diarios de la turbidez atmosférica y parámetros radiativos de superficie tales como: el coeficiente de turbidez de Angstrom (β), exponente de longitud de onda de Angstrom (α), el albedo de dispersión simple (ω_0) y dispersión ascendente (F_+). Mediante mediciones de radiación solar incidente (global, directa y difusa), realizadas entre junio y julio del 2019 en la Provincia de Huancayo-Perú, se realizó los cálculos de los parámetros antes presentados. El modelo numérico usado para calcular los componentes de radiación solar directa, difusa y global, es el modelo numérico de parametrización de banda ancha para cielo despejado; IQC (Iqbal, 1993) el cual se basa en información sinóptica. Los resultados muestran valores de β y α de 0.16 y 1.3 respectivamente, sugiriendo una atmósfera parcialmente contaminada.

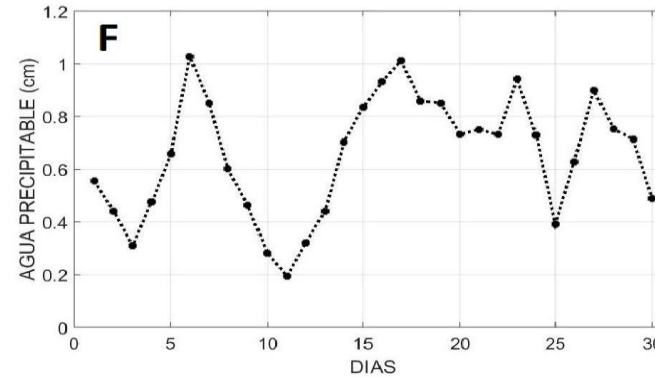
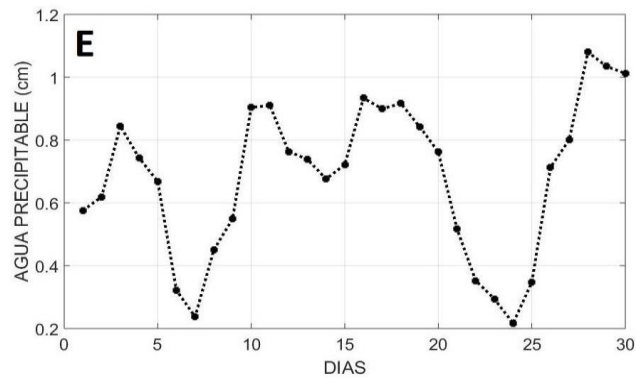
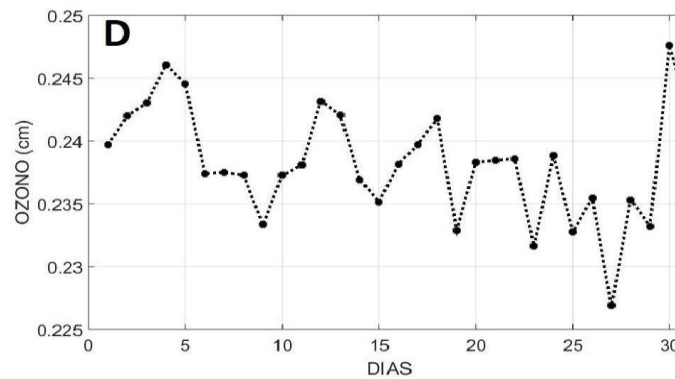
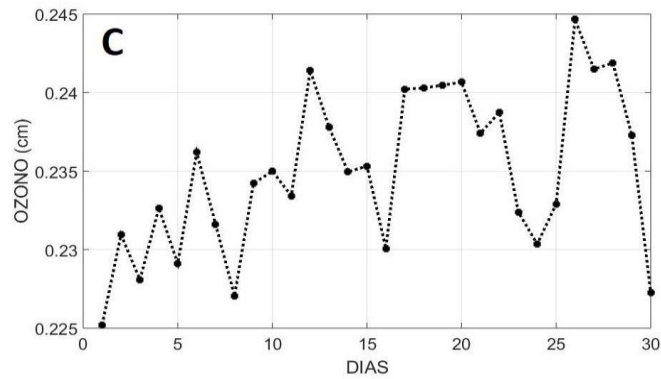
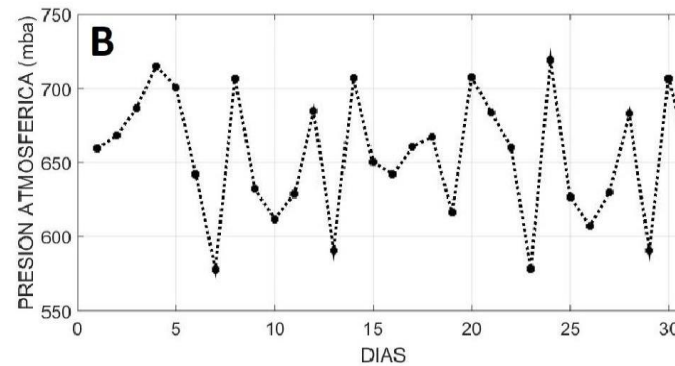
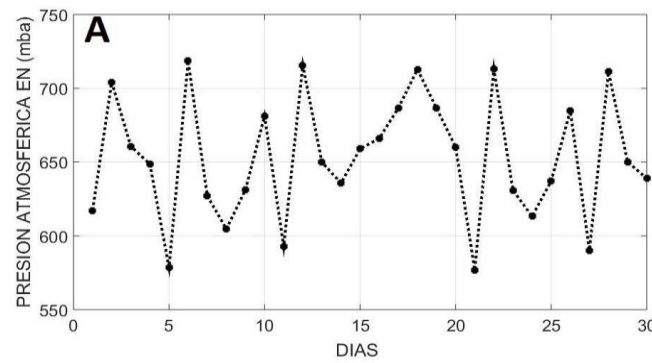
Palabras clave: Turbidez atmosférica; aerosol; Huancayo

Abstract

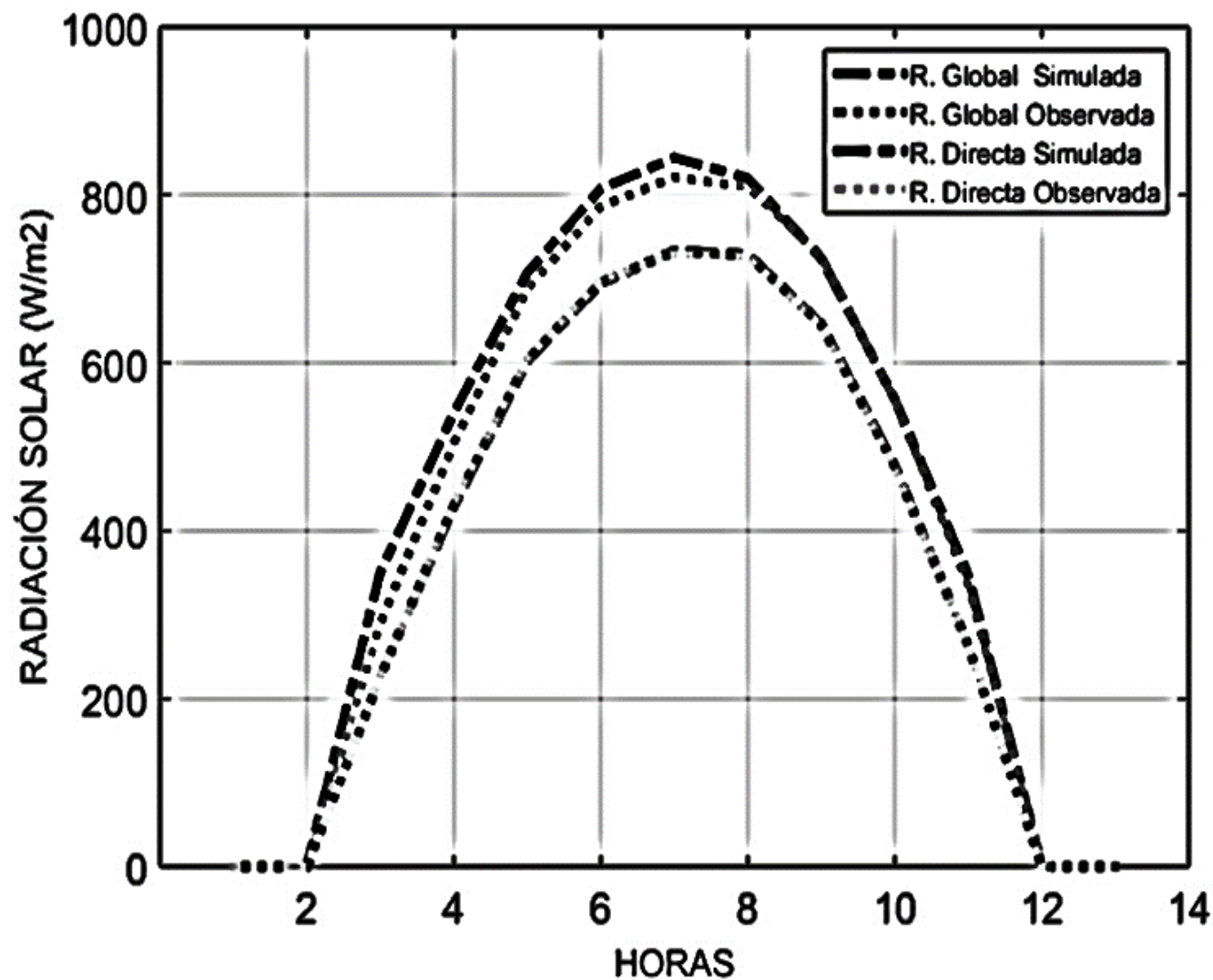
By nature the sky is not totally clean, however when the concentration of particles is higher than normal it can attenuate the intensity of solar radiation more intensely. So the amount of solar radiation reaching the Earth's surface largely depends on atmospheric turbidity. In this way, the objective of this work was to estimate the optimal daily values of atmospheric turbidity and radiative surface parameters such as: the Angstrom turbidity coefficient (β), Angstrom wavelength exponent (α), the albedo single dispersion (ω_0) and ascending dispersion (F_+). By means of measurements of incident solar radiation (global, direct and diffuse), made between June and July 2019 in the Province of Huancayo-Peru, the parameters presented above were calculated. The numerical model used to calculate the components of direct, diffuse and global solar radiation, is the numerical model of broadband parameterization for clear sky; IQC (Iqbal, 1993) which is based on synoptic information. The results show β and α values of 0.16 and 1.3 respectively, suggesting a partially contaminated atmosphere.

Keywords: Atmospheric turbidity; aerosol; Huancayo

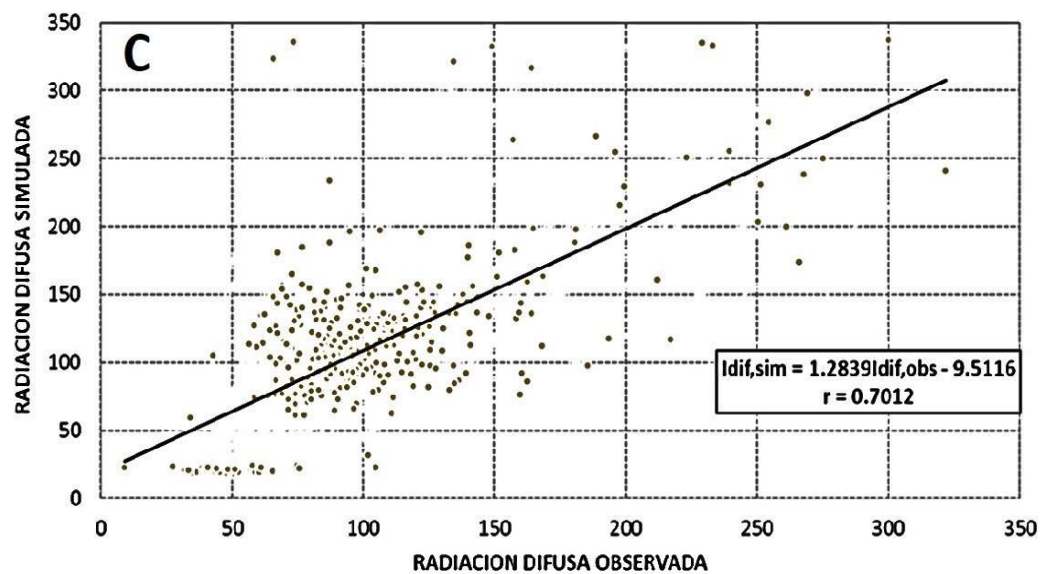
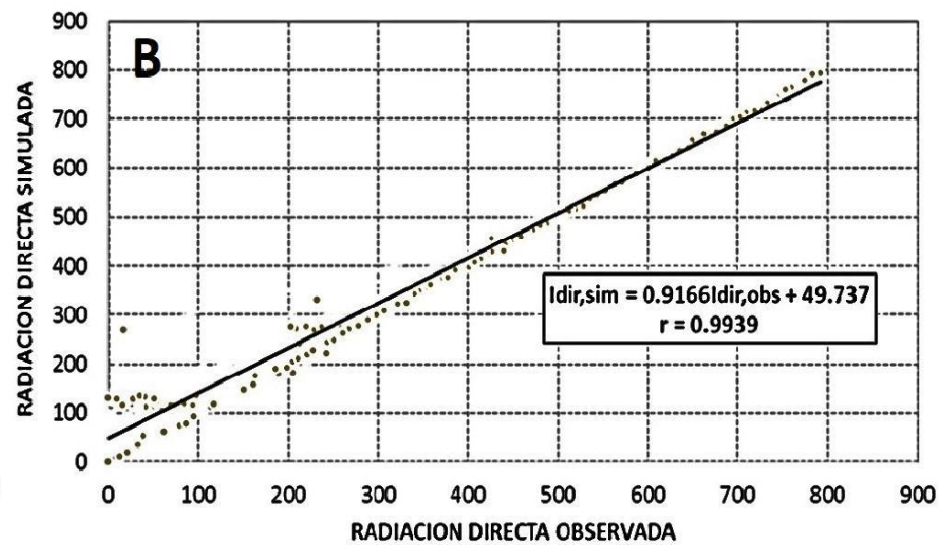
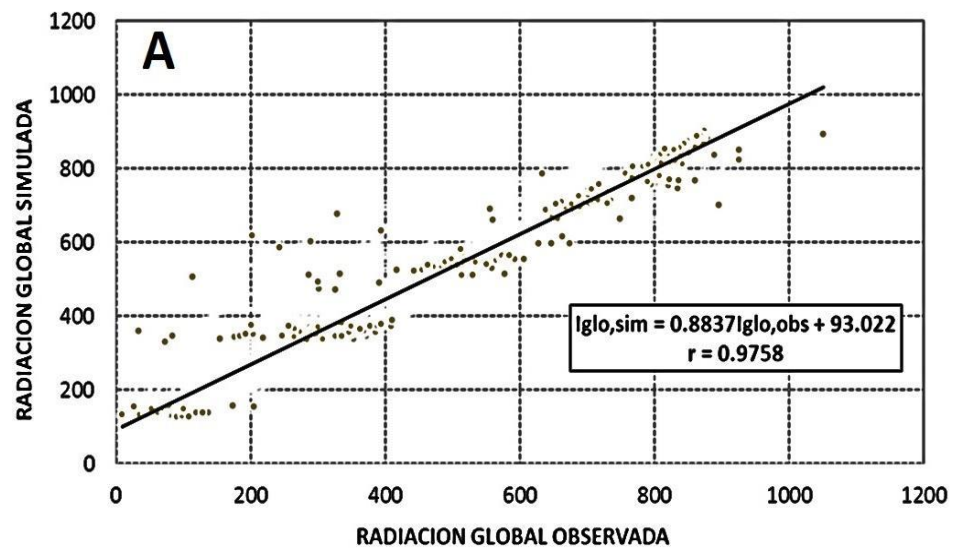
Inputs



Observado vs modelado



DIAS	α			β			ω_0			F_c		
	Media	S	Me	Media	S	Me	Media	S	Me	Media	S	Me
04-jun	1.330	± 1.027	0.808	0.166	± 0.128	0.101	0.800	± 0.077	0.761	0.866	± 0.051	0.840
05-jun	1.117	± 0.376	0.929	0.140	± 0.047	0.116	0.784	± 0.028	0.770	0.856	± 0.019	0.847
06-jun	1.212	± 0.962	0.849	0.152	± 0.120	0.106	0.791	± 0.072	0.764	0.861	± 0.048	0.842
07-jun	1.076	± 0.496	0.849	0.135	± 0.062	0.106	0.781	± 0.037	0.764	0.854	± 0.025	0.842
08-jun	1.076	± 0.416	0.889	0.134	± 0.052	0.111	0.781	± 0.031	0.767	0.854	± 0.021	0.844
09-jun	1.131	± 0.621	0.929	0.141	± 0.078	0.116	0.785	± 0.047	0.770	0.857	± 0.031	0.847
11-jun	1.734	± 0.994	1.253	0.217	± 0.124	0.157	0.830	± 0.075	0.794	0.887	± 0.050	0.863
12-jun	1.021	± 0.414	0.808	0.128	± 0.052	0.101	0.777	± 0.031	0.761	0.851	± 0.021	0.840
13-jun	1.322	± 0.857	0.929	0.165	± 0.107	0.116	0.799	± 0.064	0.770	0.866	± 0.043	0.847
15-jun	1.704	± 1.286	0.929	0.213	± 0.161	0.116	0.828	± 0.096	0.770	0.885	± 0.064	0.847
18-jun	1.084	± 0.529	0.849	0.135	± 0.066	0.106	0.781	± 0.040	0.764	0.854	± 0.026	0.842
20-jun	1.583	± 1.167	0.929	0.198	± 0.146	0.116	0.819	± 0.088	0.770	0.879	± 0.058	0.847
21-jun	1.161	± 0.423	1.010	0.145	± 0.053	0.126	0.787	± 0.032	0.776	0.858	± 0.021	0.851
22-jun	1.091	± 0.369	0.970	0.136	± 0.046	0.121	0.782	± 0.028	0.773	0.855	± 0.018	0.849
23-jun	1.311	± 0.716	1.051	0.164	± 0.089	0.131	0.798	± 0.054	0.779	0.866	± 0.036	0.853
24-jun	1.374	± 0.696	1.131	0.172	± 0.087	0.141	0.803	± 0.052	0.785	0.869	± 0.035	0.857
25-jun	1.256	± 0.709	1.010	0.157	± 0.089	0.126	0.794	± 0.053	0.776	0.863	± 0.035	0.851
26-jun	1.635	± 1.135	1.172	0.204	± 0.142	0.147	0.823	± 0.085	0.788	0.882	± 0.057	0.859
27-jun	1.352	± 0.698	1.091	0.169	± 0.087	0.136	0.801	± 0.052	0.782	0.868	± 0.035	0.855
01-jul	1.208	± 0.782	1.010	0.151	± 0.098	0.126	0.791	± 0.059	0.776	0.860	± 0.039	0.851
02-jul	1.517	± 1.080	1.051	0.190	± 0.135	0.131	0.814	± 0.081	0.779	0.876	± 0.054	0.853
03-jul	1.271	± 0.875	1.010	0.159	± 0.109	0.126	0.795	± 0.066	0.776	0.864	± 0.044	0.851
04-jul	1.087	± 0.362	0.970	0.136	± 0.045	0.121	0.782	± 0.027	0.773	0.854	± 0.018	0.849
07-jul	1.392	± 0.830	1.051	0.174	± 0.104	0.131	0.804	± 0.062	0.779	0.869	± 0.042	0.849



ANEXOS

Parametrización del Modelo A

Irradiancia Directa

$$I_n = I_{sc}(\tau_0\tau_t - \alpha_w)\tau_a$$

Donde α_w es la absorción de la irradiancia directa por el vapor de agua y

$$\alpha_w = 1 - \tau_w$$

La transmitancia τ_0 debido a la absorción por ozono puede escribirse:

$$\tau_0 = 1 - \alpha_0$$

La absorción del ozono viene dado por:

$$\alpha_0 = 0.02118U_3 + 0.042U_3 + 3.23 \cdot 10^{-4}U_3^2 + 1.082U_3(1 + 138.6U_3)^{0.805} + 0.0658U_3 + (103.6U_3)^3$$

U_3 es la longitud relativa del camino óptico del ozono dada por (Iqbal, 1983): $U_3 = lm_\tau$

$$\alpha_w = \frac{2.9U_1}{(1 + 141.5U_1)^{0.635} + 5.925U_1}$$

Donde U_1 es la longitud del camino óptico de la presión relativa corregida del agua precipitable dada por:

$$U_1 = wm_\tau$$

Cuando se obtiene agua precipitable en condiciones diferentes a $p_0 = 1013.25 \text{mbars}$ y $T_0 = 273K$, debe corregirse.

Davies et al. (1978) dan una correlación de tipo de regresión que se ajusta a dicha ecuación. Como se muestra a continuación:

$$\tau_{\tau} = 0.972 - 0.08262m_a + 0.00933m_a^2 - 0.00095m_a^3 + 0.000437m_a^4$$

La transmitancia debida a la atenuación de aerosoles es difícil de expresar en términos simples. Siguiendo a Houghton (1954), en su forma más simple, se puede escribir

$$\tau_a = K^{m_a}$$

Donde K , una función de la turbidez local general

$$\tau_a = (0.12445\alpha - 0.0162) + (1.003 - 0.125\alpha) \exp(-\beta m_a (1.089\alpha + 0.5123)), \beta < 0.5$$

Irradiancia difusa

$$I_d = I_{dr} + I_{da} + I_{dm}$$

Donde:

- I_{dr} Es la irradiancia difusa de banda ancha a nivel del suelo debido a la dispersión de Rayleigh,
- I_{da} es la irradiancia difusa de banda ancha a nivel del suelo debido a la dispersión por aerosoles, y
- I_{dm} es la irradiancia difusa de banda ancha a nivel del suelo debido a las múltiples reflexiones entre la superficie de la tierra y la atmósfera.

La irradiancia difusa debido a la dispersión de Rayleigh es la siguiente:

$$I_{dr} = I_{sc} \cos \theta_z \tau_0 (0.5(1 - \tau_r)) \tau_a$$

En la ecuación anterior, τ_w , la transmitancia debido a la absorción por el vapor de agua, no aparece porque el vapor de agua atenúa la radiación en la banda espectral donde $\tau_r \cong 1$.

La irradiancia difusa en una superficie horizontal debido a la dispersión de aerosoles es:

$$I_{da} = I_{sc} \cos \theta_z (\tau_0 \tau_r - \alpha_w) (F_c \omega_0 (1 - \tau_a))$$

Donde las cantidades F_c y ω_0 es fracción upscatter y albedo de dispersión simple. Cabe señalar que la absorción por el vapor de agua se resta antes de la dispersión de aerosol. La irradiación hacia abajo debido a múltiples reflexiones entre el suelo y la atmósfera es

$$I_{dm} = \frac{(I_n \cos \theta_z + I_{dr} + I_{da}) \rho_g \rho'_a}{1 - \rho_g \rho'_a}$$

Donde ρ_g es el albedo de tierra y ρ'_a es el albedo del cielo sin nubes. Este último se calcula a partir de:

$$\rho'_a = 0.0685 + 0.17(1 - \tau'_a) \omega_0$$

Donde τ_a indica que la transmitancia del aerosol debe calcularse a una masa de aire = $1.66p/p_0^3$.

Irradiación global

La irradiancia global (directa más difusa) en una superficie horizontal se puede escribir de la siguiente manera:

$$I = I_n \cos \theta_z + I_d = (I_n \cos \theta_z + I_{dr} + I_{da}) \left(\frac{1}{1 - \rho_g \rho'_a} \right)$$

Parametrización del Modelo B

Irradiancia directa

En este modelo, la irradiancia normal directa viene dada por:

$$I_n = I_{sc} \left(1 - \sum_{i=1}^{i=4} \alpha_i\right) \tau_r \tau_{as}$$

Donde:

- $\alpha_1 = \alpha_w$, la absorción de irradiancia directa por vapor de agua,
- $\alpha_2 = \alpha_g$, la absorción de irradiancia directa por gases mezclados uniformemente,
- $\alpha_3 = \alpha_o$, la absorción de irradiancia directa por ozono,
- $\alpha_4 = \alpha_a$, la absorción de irradiancia directa por aerosoles y
- τ_{as} es la transmitancia debido a la dispersión por aerosoles.

Enumeramos a continuación todas las ecuaciones necesarias para absorbancias y transmisiones. La ecuación recomendada para la absorción por el vapor de agua es:

$$\alpha_w = 0.110(U_1 + 6.31 * 10^{-4})^{0.3} - 0.0121$$

Donde $U_1 = w m_r$ en centímetros; w es el agua precipitable con presión y temperatura corregida. Cuando $U_1 = 0$, α_w se reduce a casi cero. Cuando se combinan, tenemos la absorbancia α_g de los gases mezclados uniformemente (Iqbal, 1983):

$$\alpha_g = 0.00235(126m_a + 0.0129)^{0.26} - 7.5 * 10^{-4} + 7.5 * 10^{-3}m_a^{0.875}$$

En esta ecuación, los dos primeros términos representan la absorción de dióxido de carbono y el tercero representa la absorción de oxígeno. La absorción de ozono obtenida de Manabe y Strickler (1964) es:

$$\alpha_o = 0.045(U_3 + 8.34 * 10^{-4})^{0.38} - 3.1 * 10^{-3}$$

Donde $U_3 = lm_r$ en centímetros. Asimismo, la transmitancia de Rayleigh está dado por:

$$\tau_r = 0.615958 + 0.375566 \exp(-0.221185m_a), 0 < m_a < 8$$

La transmitancia debida a la dispersión por aerosoles (Iqbal, 1983), viene dada por

$$\tau_{as} = (g(\beta))^{m_a}$$

Donde $g(\beta)$ es una función de β .

La siguiente fórmula, con una precisión mejor que 0.32%:

$$g(\beta) = -0.914000 + 1.909267 \exp(-0.667023\beta), 0 < \beta < 0.5$$

La absorción de aerosoles, α_a , viene dada por:

$$\alpha_a = (1 - \omega_0)(g(\beta))^{m_a}$$

Donde ω_0 es la relación de energía dispersada a la atenuación total por aerosoles como resultado de la dispersión primaria. Hoyt recomienda un valor de 0.95.

Irradiancia difusa

El procedimiento para calcular la irradiancia difusa reescribe los tres componentes de la irradiancia difusa en una superficie horizontal, (Iqbal, 1983):

$$I_d = I_{dr} + I_{da} + I_{dm}$$

El primer término en el lado derecho de la ecuación anterior (que representa la irradiancia difusa de la atmósfera de Rayleigh después del primer pase) viene dado por lo siguiente:

$$I_{dr} = I_{sc} \cos \theta_z \left(1 - \sum_{i=1}^{i=4} \alpha_i \right) 0.5(1 - \tau_r)$$

La irradiancia difusa que se origina de la dispersión del aerosol después del primer pase es la siguiente:

$$I_{da} = I_{sc} \cos \theta_z \left(1 - \sum_{i=1}^{i=4} \alpha_i \right) 0.75(1 - \tau_{as})$$

Aquí, la radiación reflejada múltiple, que incluye solo el primer término de las series infinita (Iqbal, 1983), viene dada por

$$I_{dm} = \rho_g Q \left(1 - \sum_{i=1}^{i=4} \alpha_i' \right) (0.5(1 - \tau_r') + 0.25(1 - \tau_{as}'))$$

Dónde:

$$Q = I_n \cos \theta_z + I_{dr} + I_{da}$$

El factor 0.25 representa la retro dispersión; es decir $1 - F_c$. La prima de las transmitancias indica que:

$$\tau'_r = \tau_r]_{masa\ de\ aire = \frac{1.66p}{p_0}}$$

Y

$$\tau'_{as} = \tau_{as}]_{masa\ de\ aire = \frac{1.66p}{p_0}}$$

La masa de aire es 1.66 veces la masa de aire mínima para la radiación directa que representa una masa de aire total para la irradiancia difusa. La prima sobre las absorciones indica que:

$$\alpha'_i = \alpha_i]_{masa\ de\ aire = m_a + \frac{1.66p}{p_0}}$$

Donde p es la presión en la estación y p_0 es la presión estándar, 1013.25 mbars.

Irradiancia Global

La irradiancia global en una superficie horizontal, (Iqbal, 1983) está dado por:

$$I = I_n \cos \theta_z + I_{dr} + I_{da} + I_{dm}$$

Parametrización del Modelo C

Irradiancia directa

A partir de este modelo, la irradiancia normal directa viene dada por

$$I_n = 0.9751 I_{sc} \tau_r \tau_0 \tau_g \tau_w \tau_a$$

La transmitancia por dispersión de Rayleigh es la siguiente:

$$\tau_r = \exp(-0.0903 m_a^{0.84} (1 + m_a - m_a^{1.01}))$$

transmitancia por ozono se obtiene de la siguiente forma:

$$\begin{aligned} \tau_0 &= 1 - \alpha_0 \\ &= 1 - (0.1611 U_3 (1 + 139.48 U_3)^{-0.3035} - 0.002715 U_3 (1 + 0.044 U_3 + 0.0003 U_3^2)^{-1}) \end{aligned}$$

La transmitancia de gases mezclados uniformemente está dada por:

$$\tau_g = \exp(-0.0127m_a^{0.26}) \quad (A3.50)$$

La transmitancia del vapor de agua viene dada por:

$$\tau_w = 1 - \alpha_w = 1 - (2.4959U_1((1 + 79.034U_1)^{0.6828} + 6.385U_1)^{-1})$$

Donde se define U_1 por la ecuación (8.20).

La transmitancia del aerosol viene dada por

$$\tau_a = \exp(-k_a^{0.873}(1 + k_a - k_a^{0.7088})m_a^{0.9108})$$

Donde

$$k_a = 0.2758k_{a\lambda]_{\lambda=0.38\mu m}} + 0.35k_{a\lambda]_{\lambda=0.5\mu m}}$$

Irradiancia difusa

El procedimiento para calcular la irradiancia difusa en una superficie horizontal es muy similar al Modelo A. La irradiancia difusa dispersada por Rayleigh después del primer paso a través de la atmósfera está dada por

$$I_{dr} = \frac{0.79I_{sc}\cos\theta_z\tau_0\tau_g\tau_w\tau_{aa}(0.5(1 - \tau_r))}{1 - m_a + m_a^{1.02}}$$

Donde τ_{aa} es la transmitancia de radiación directa debido a la absorción de aerosol y

$$\tau_{aa} = 1 - (1 - \omega_0)(1 - m_a + m_a^{1.06})(1 - \tau_a)$$

La irradiancia difusa dispersada en aerosol después del primer paso a través de la atmósfera está dada por:

$$I_{da} = \frac{0.79I_{sc}\cos\theta_z\tau_0\tau_g\tau_w\tau_{aa}(F_c(1 - \tau_{as}))}{1 - m_a + m_a^{1.02}}$$

Donde τ_{as} se ha definido, y

$$\tau_{as} = \frac{\tau_a}{\tau_{aa}}$$

Este modelo recomienda que se use un valor constante de 0.84 para F_c a menos que haya disponible mejor información sobre los aerosoles.

Para obtener irradiancia reflejada de forma múltiple, se sugiere la siguiente expresión para el albedo atmosférico:

$$\rho'_a = 0.0685 + (1 - F_c)(1 - \tau_{as})$$

Irradiancia global

La irradiancia global en una superficie horizontal viene dada por la ecuación (A3.31) del Modelo A (Iqbal, 1983).

Irradiancias	Expresiones algebraicas IQC
Direct normal	$I_n = 0.975 I_{sc} \tau_r \tau_0 \tau_g \tau_w \tau_a$
Diffuse Rayleigh	$I_{dr} = 0.79 I_{sc} \cos(\theta_z) \tau_0 \tau_g \tau_w \tau_{aa} 0.5(1 - \tau_r) / [1 - m_a + m_a^{1.02}]$
Diffuse aerosols	$I_{da} = 0.79 I_{sc} \cos(\theta_z) \tau_0 \tau_g \tau_w \tau_{aa} F_c (1 - \tau_{as}) / [1 - m_a + m_a^{1.02}]$
Disffuse multiple	$I_{dm} = (I_n \cos(\theta_z) + I_{dr} + I_{da}) \rho_g \rho_a [1 - \rho_g \rho_a]^{-1}$