



## Acerca de los Autores

Raúl R. Cordero  
Marta Caballero  
Francisca Quiroz  
Alessandro Damiani  
José Jorquera  
Edgardo Sepúlveda  
Juan Rayas  
Sarah Feron

## Agradecimientos

Dirección Meteorológica de Chile  
Programa Estratégico Solar  
Ministerio de Energía  
CORFO (16BPE2-66227, 15BPE-47233, 15BP-45364)  
CONICYT (ANILLO ACT-1410, FONDECYT 1140239 & 1151034)  
Proyecto Basal USA1555

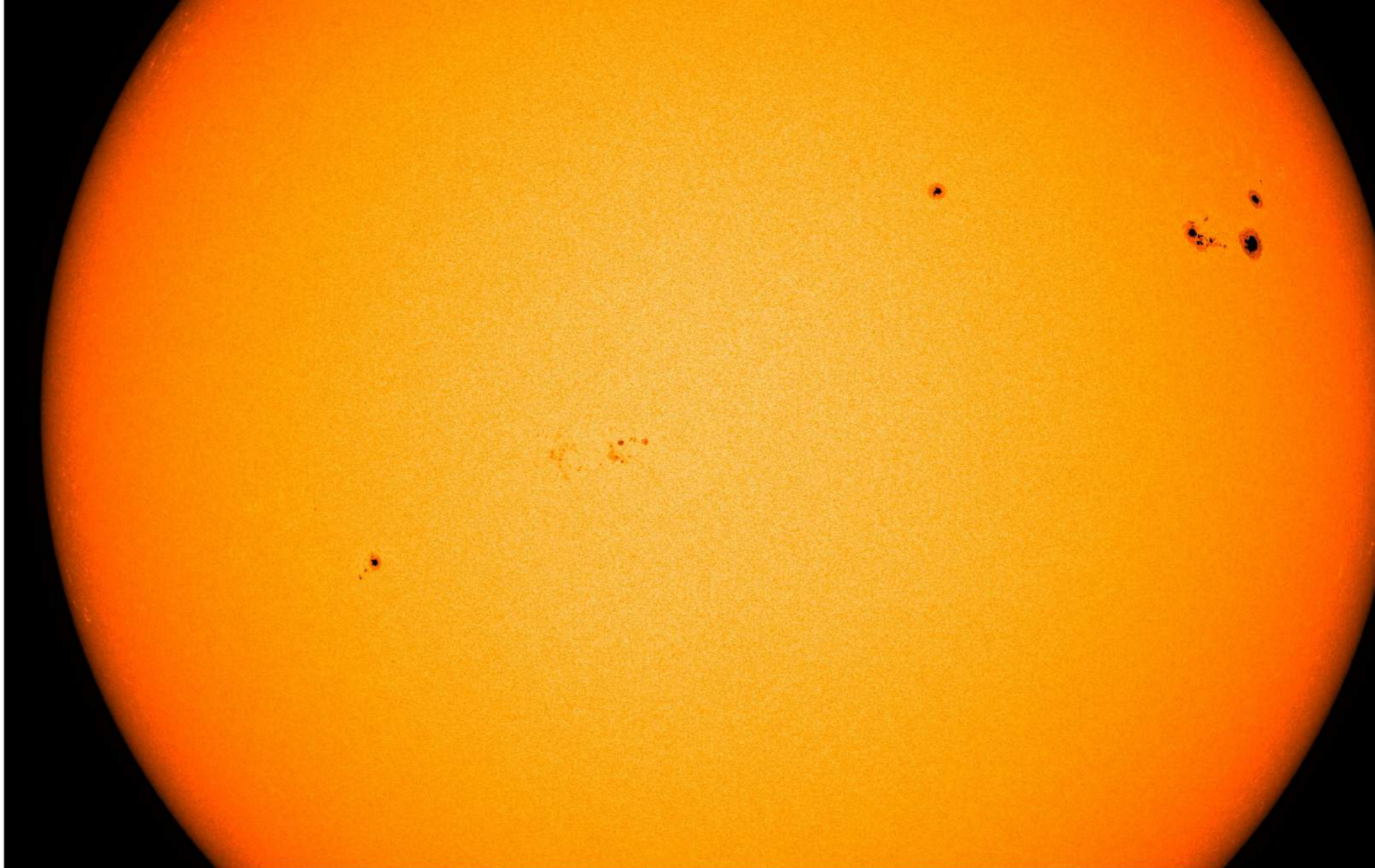


## Radiación Solar en Chile

Climatología y Mapas

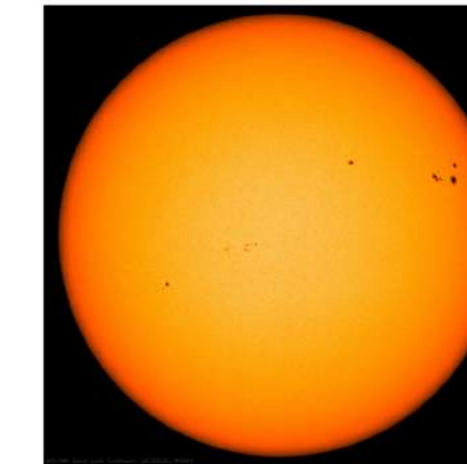
[www.antarctica.cl](http://www.antarctica.cl)

Radiación Solar en Chile



## Radiación Solar en Chile

Climatología y Mapas



## Acerca de la Portada

Imagen del Sol tomada por el Helioseismic and Magnetic Imager (HMI), en el rango Visible. Algunas manchas solares se aprecian en la imagen. Créditos: NASA/SDO/HMI/ Goddard Space Flight Center.

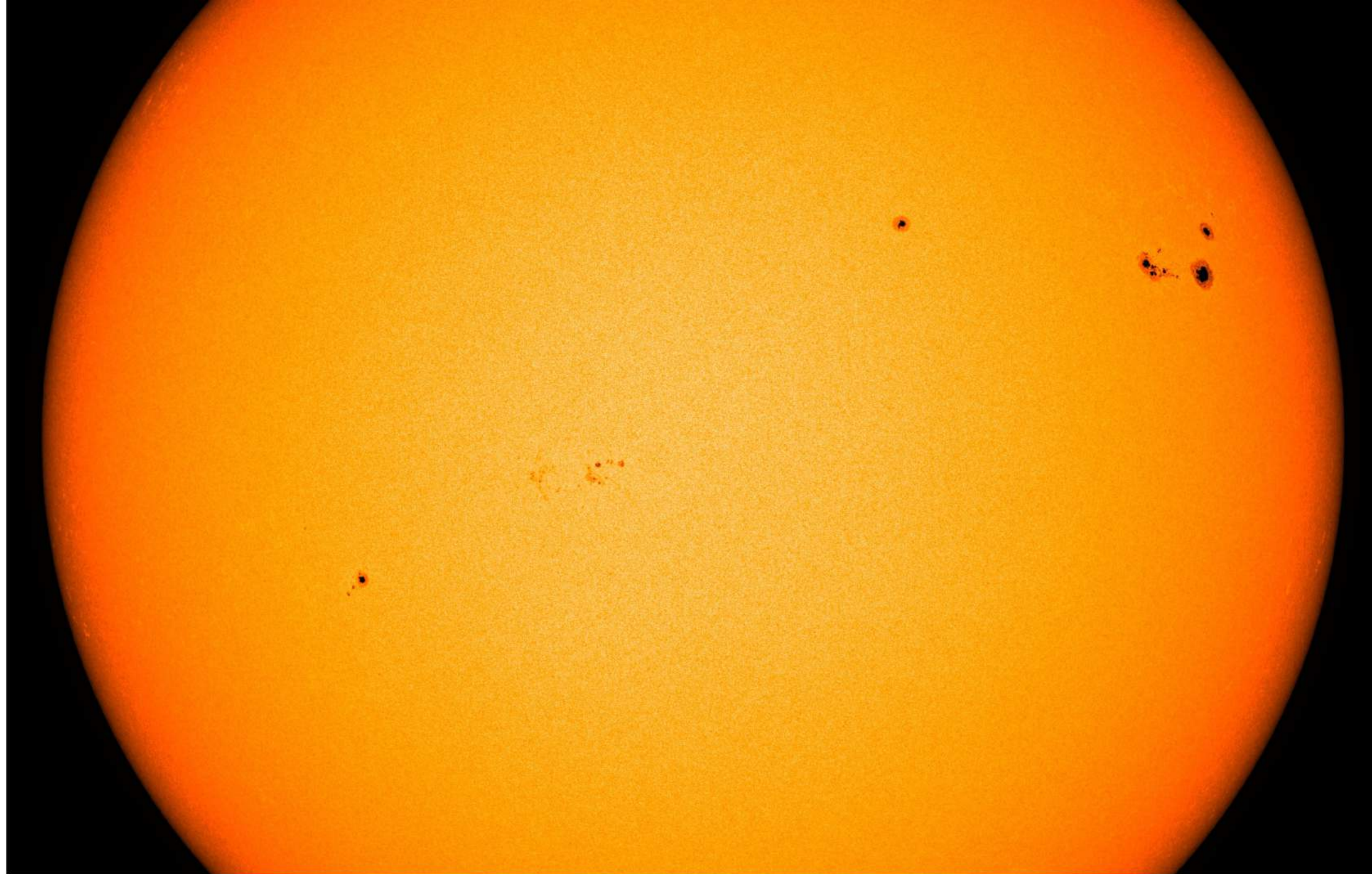


## Radiación Solar en Chile

Climatología y Mapas

[www.antarctica.cl](http://www.antarctica.cl)

Radiación Solar en Chile



## Radiación Solar en Chile

Climatología y Mapas

# Radiación Solar en Chile

## Climatología y Mapas

**Raúl R. Cordero**  
Universidad de Santiago de Chile

**Marta Caballero**  
Universidad de Santiago de Chile

**Francisca Quiroz**  
Universidad de Santiago de Chile

**Alessandro Damiani**  
Universidad de Santiago de Chile

**José Jorquera**  
Universidad de Santiago de Chile

**Edgardo Sepúlveda**  
Universidad de Santiago de Chile

**Juan Rayas**  
Universidad de Santiago de Chile

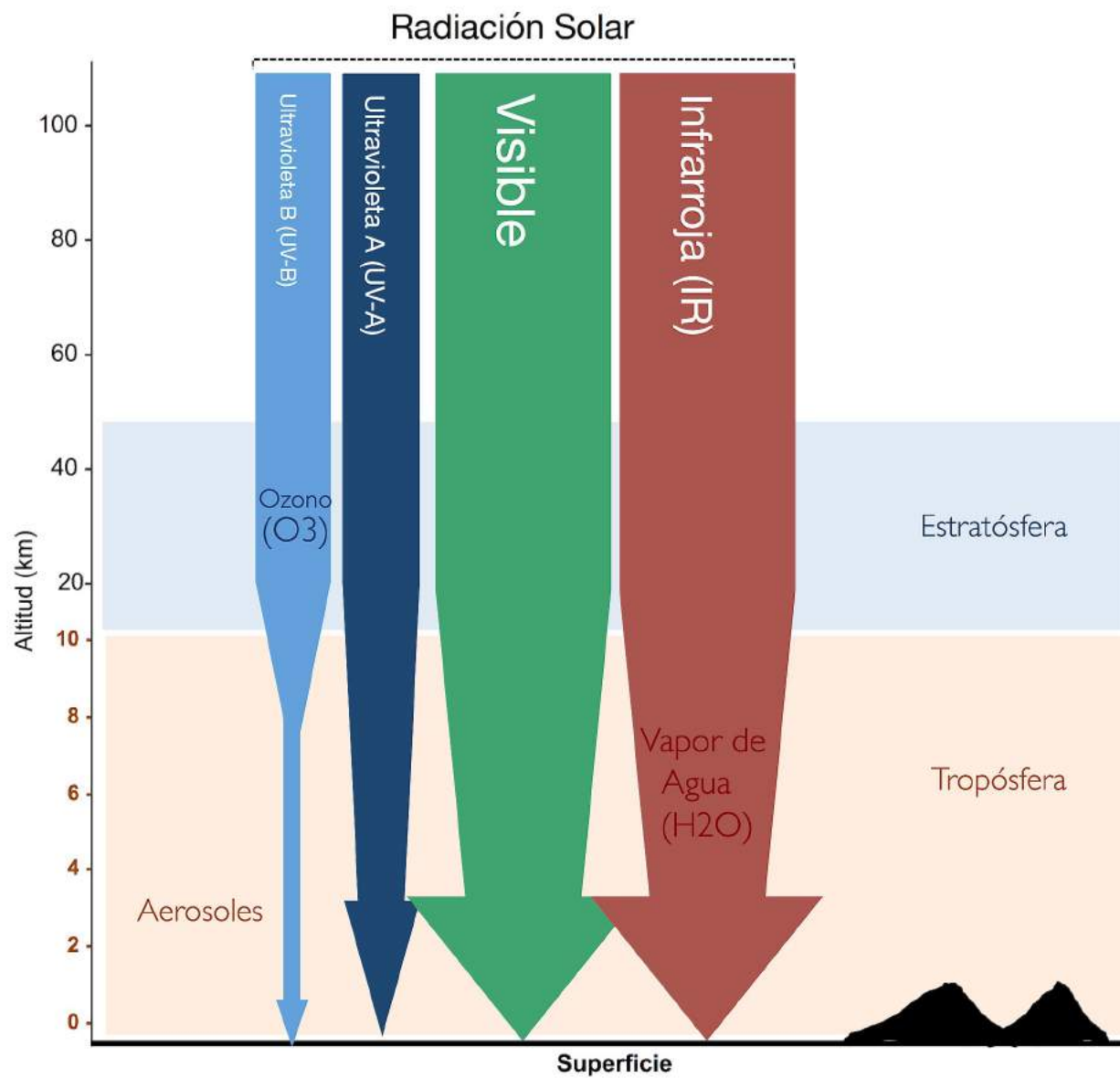
**Sarah Feron**  
Universidad de Santiago de Chile

**ISBN: 978-956-368-262-5**  
Publicación: Santiago de Chile, 2016

### **Agradecimientos:**

Dirección Meteorológica de Chile  
Programa Estratégico Solar  
Ministerio de Energía  
CORFO (16BPE2-66227, 15BPE-47233, 15BP-45364)  
CONICYT (ANILLO ACT-1410, FONDECYT 1140239 & 1151034)  
Proyecto Basal USA1555





Los gases y partículas en la atmósfera atenúan (absorbiendo o dispersando) la radiación que alcanza la superficie.

# La Radiación Solar

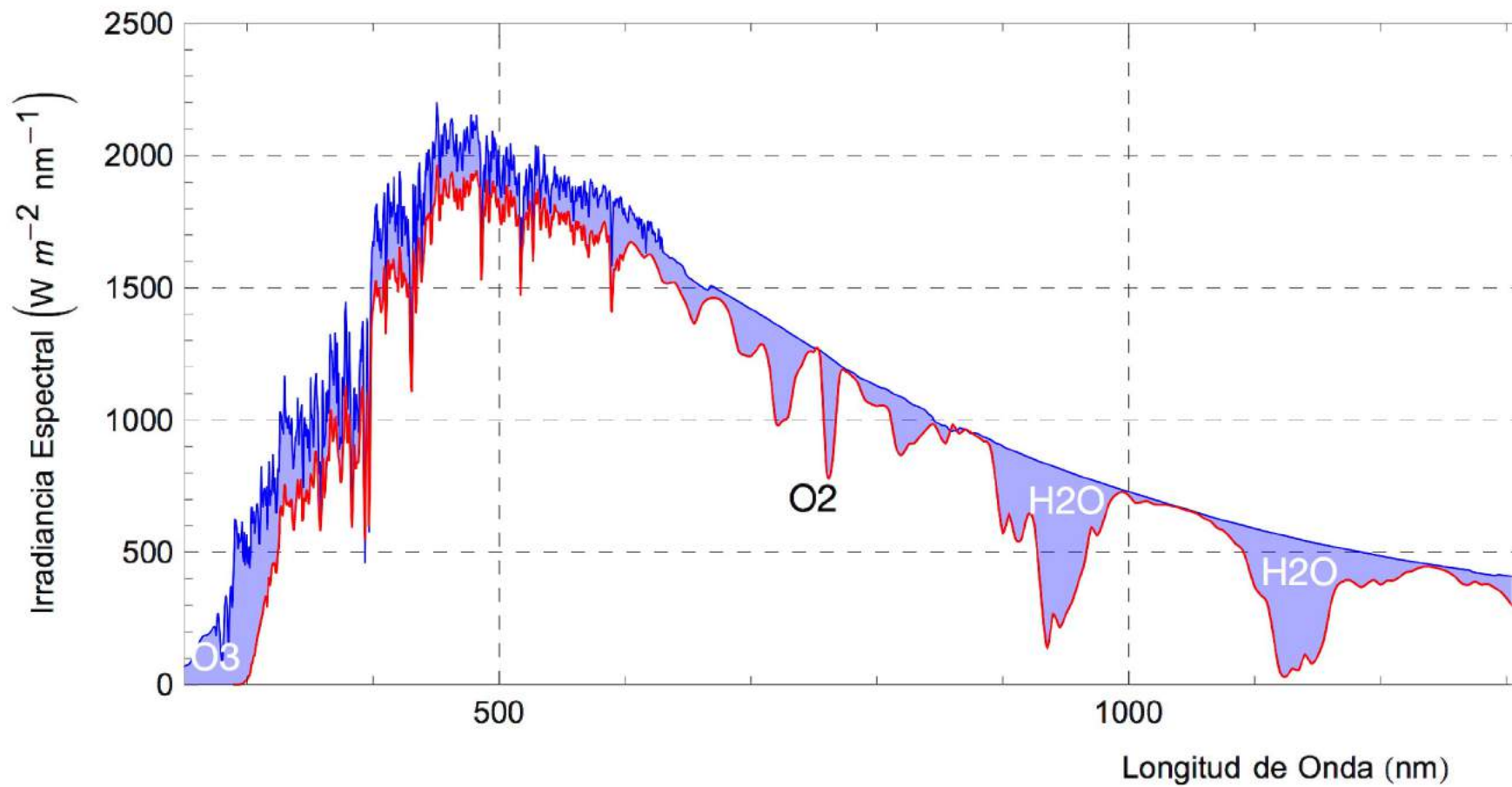
La radiación solar es la energía emitida por el Sol que se propaga en forma de ondas electromagnéticas. Esta energía se origina en una serie de reacciones de fusión nuclear que ocurren en el Sol.

Los diversos tipos de radiación que emite el Sol se diferencian por sus longitudes de onda (que usualmente se expresan en nanómetros - nm). La mayor parte de la radiación solar se emite en el rango de “onda corta”, es decir, entre las longitudes de onda 280 nm y 2500 nm.

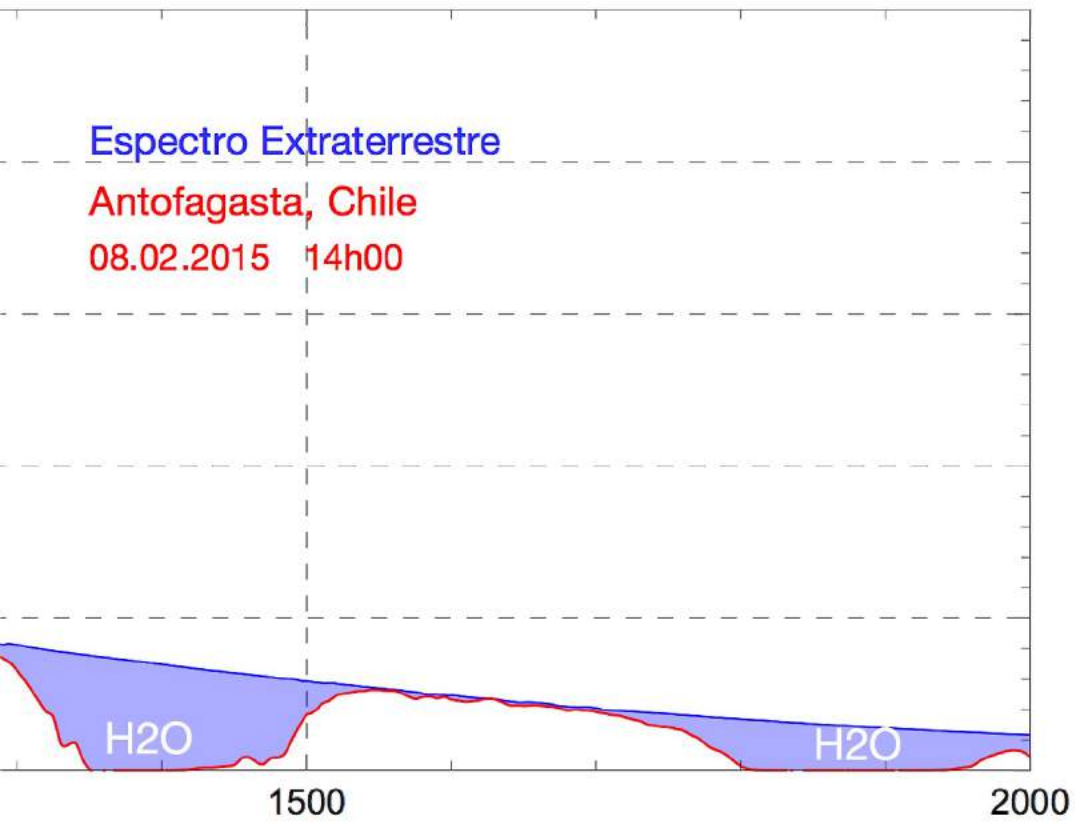
En la radiación solar de onda corta se distinguen los rangos Ultravioleta o UV (280-400 nm), Visible (400-700 nm), e Infrarrojo cercano (700-2500 nm). Dentro del rango UV se reconocen además dos sub-rangos: UV-B (280-315 nm) y UV-A (315-400 nm). Los ojos humanos son sensibles a la radiación en el rango Visible.

Las dosis de radiación solar que incide sobre una superficie por unidad de tiempo es directamente proporcional a la intensidad (o irradiancia) y al tiempo de exposición. Las mediciones de la irradiancia solar en un rango determinado (conocidas como mediciones de banda ancha) se entregan en unidades de  $W/m^2$  o equivalentes, mientras que las mediciones de la irradiancia correspondiente a una determinada longitud de onda (conocidas como mediciones espectrales) se entregan en unidades de  $W/m^2/nm$  o equivalentes.

Mediciones espectrales (mediante espectrorradiómetros) son necesarias para determinar el “espectro solar”, es decir, la irradiancia correspondiente a distintas longitudes de onda (ver página siguiente). La integral del espectro solar de onda corta se conoce como irradiancia Total. Esta última también pueden medirse directamente empleando piranómetros.



Espectro solar de onda corta medido en Antofagasta el 08.02.2015 (ver curva roja). También se muestra el espectro extraterrestre (ver curva azul) que corresponde al espectro solar medido sobre la atmósfera terrestre. La zona sombreada representa el efecto de la atmósfera en la radiación solar.



Las bandas de absorción de varios gases presentes en la atmósfera (Ozono - O<sub>3</sub>, Oxígeno - O<sub>2</sub>, y Vapor de Agua - H<sub>2</sub>O) aparecen indicadas en la gráfica. Figura adaptada de Cordero et al., "The Solar Spectrum in the Atacama Desert", Sci. Rep. (2016), 6, 22457.

# Radiación Difusa, Directa y Global

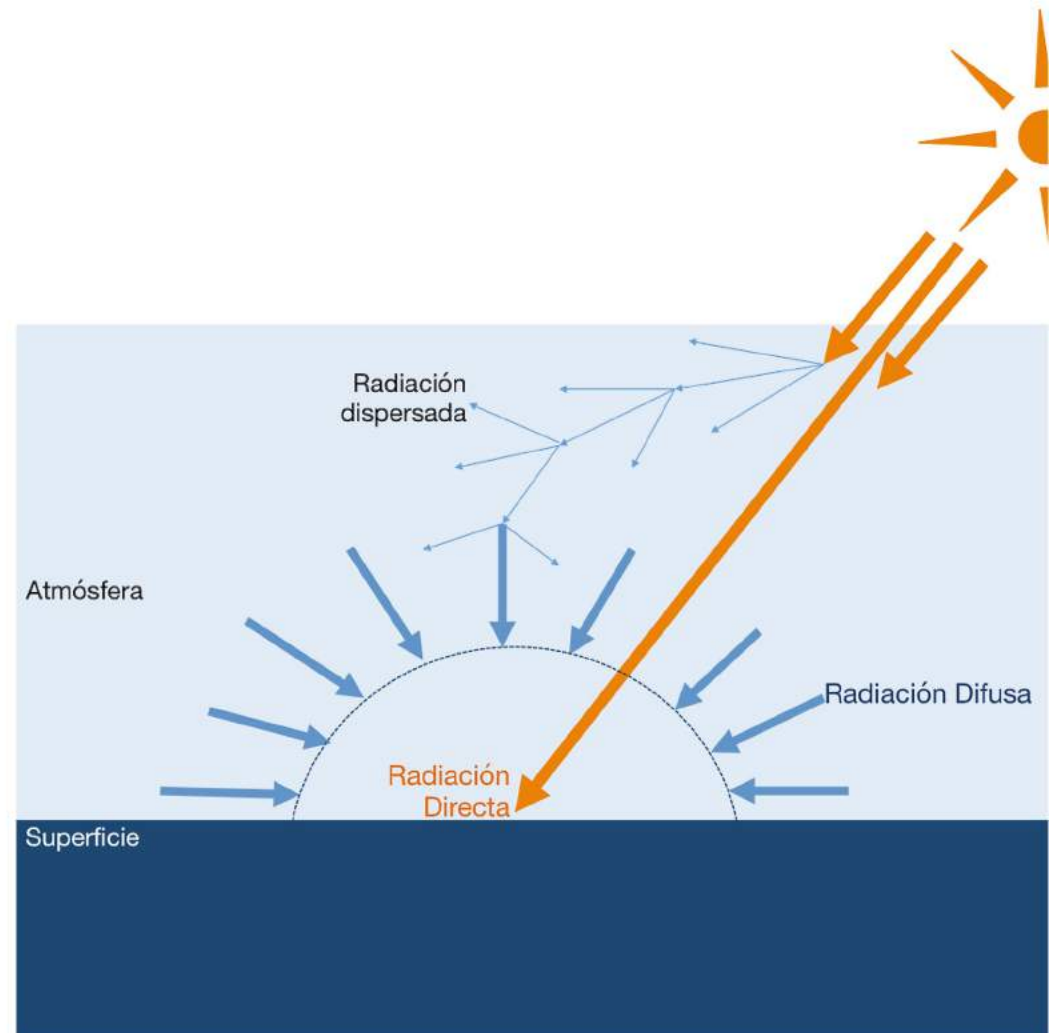
Los gases y partículas en la atmósfera atenúan (absorbiendo o dispersando) la radiación que alcanza la superficie.

Parte de la radiación es dispersada de vuelta hacia el espacio (y se conoce como radiación retrodispersada), mientras que parte logra llegar a la superficie después de experimentar múltiples y sucesivas dispersiones. La radiación dispersada que alcanza la superficie se conoce como radiación Difusa.

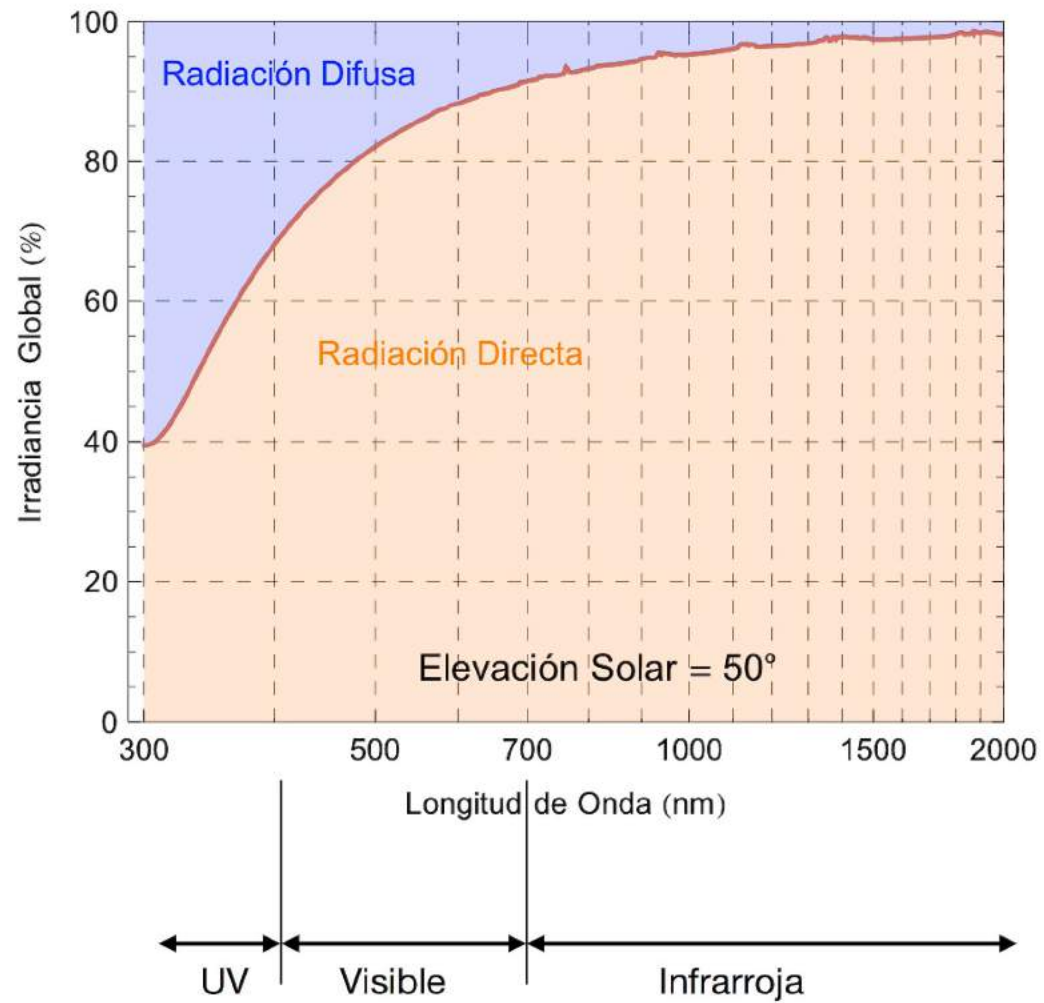
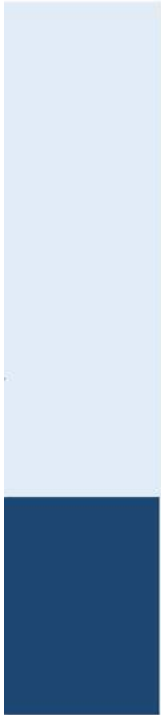
La suma de la radiación Difusa y de la radiación Directa (aquella que proviene directamente del Sol), se conoce como radiación Global.

La atmósfera terrestre dispersa preferentemente las longitudes de onda más cortas (como las correspondientes al color azul y a la radiación UV). Esto explica por qué la atmósfera se ve azul desde la superficie y desde el espacio.

A menos que se indique otra cosa, los mapas y gráficas de irradiancia solar mostrados en este libro corresponden a radiación Global.







La mayoría de la radiación Visible e Infrarroja que alcanza la superficie es Directa. Sin embargo, debido a la dispersión preferente de longitudes de onda relativamente cortas, la radiación UV que alcanza la superficie es mayoritariamente Difusa (especialmente para bajas elevaciones solares).

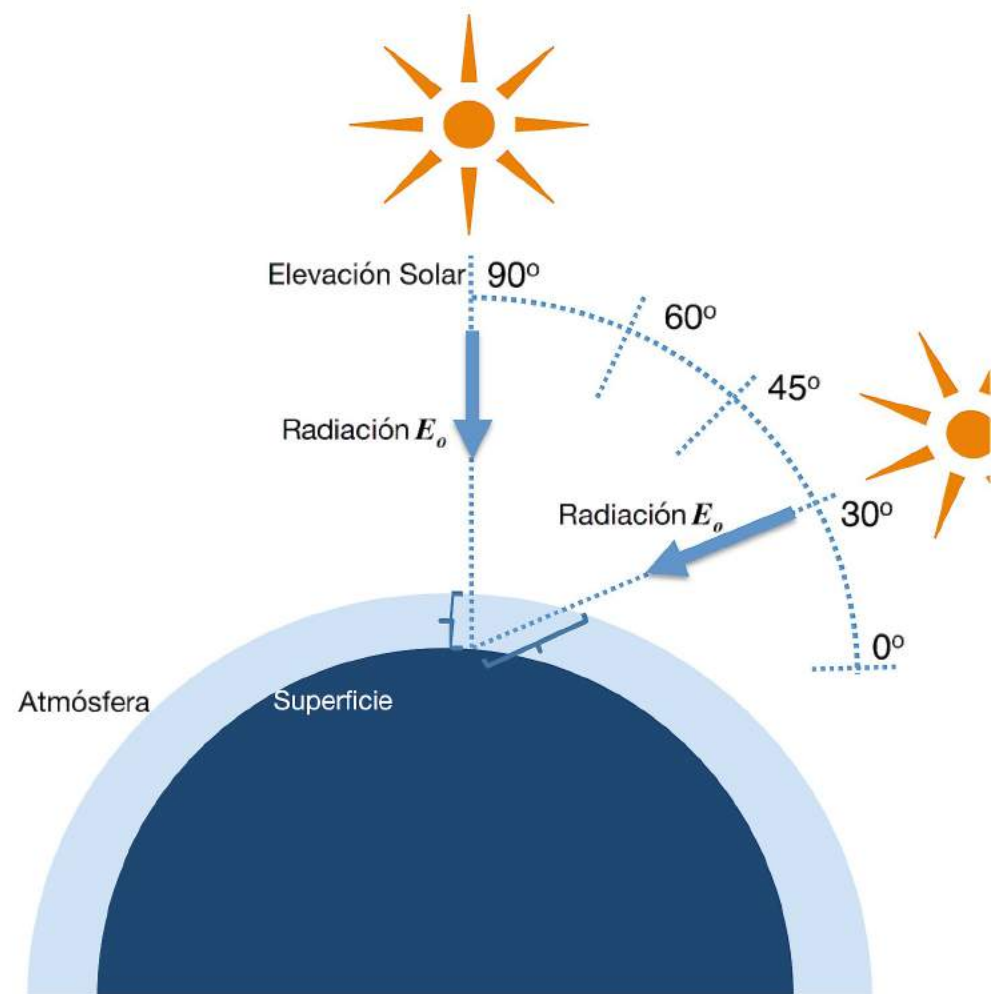
# La Elevación Solar

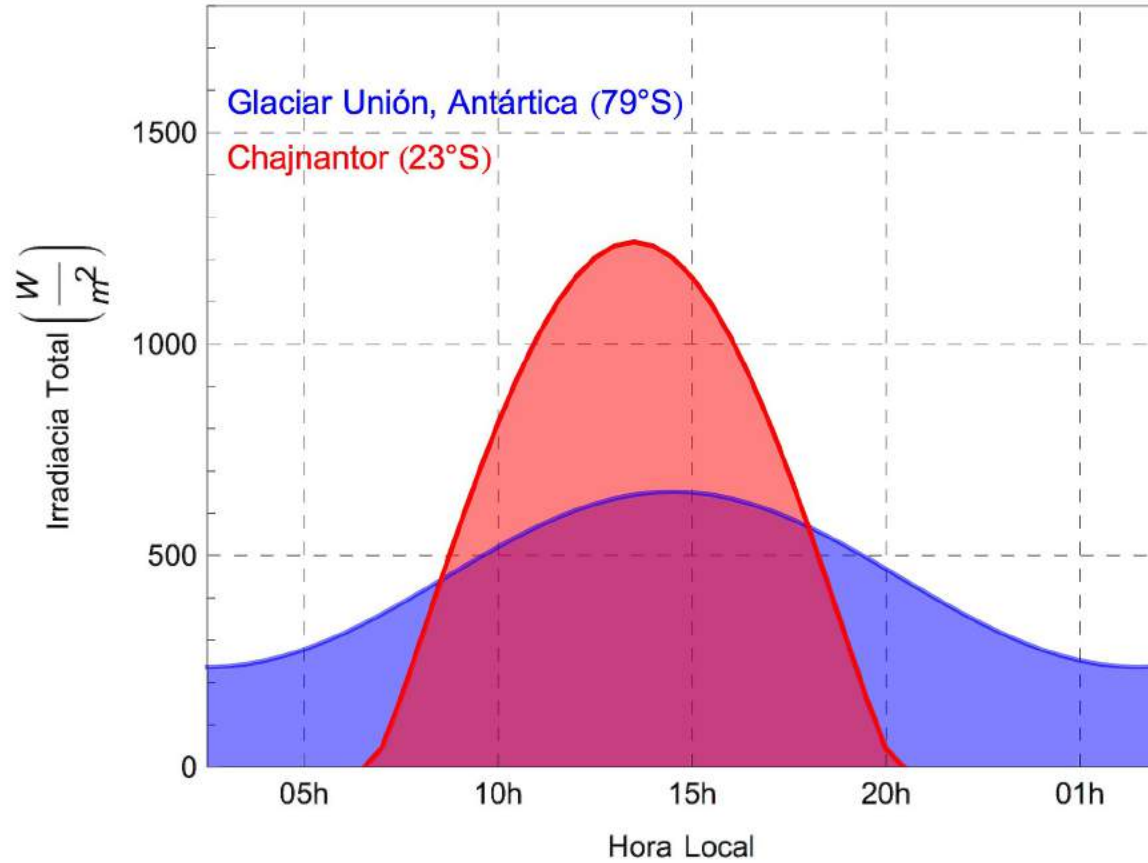
La radiación Total emitida por el Sol varía con los ciclos solares de 11 años en sólo alrededor de 0,1%. La radiación que alcanza la superficie presenta variaciones mucho mayores. Estas dependen de la composición atmosférica (por ejemplo, la abundancia de Ozono o de Vapor de Agua), la carga de Aerosoles, la Nubosidad, la reflectividad de la superficie (o Albedo), la altitud, y la elevación del Sol.

La elevación solar es el ángulo entre el horizonte y la dirección del Sol. La elevación solar cambia durante el día, pero también durante el año; la elevación del Sol es mayor al medio día en verano que al medio día en invierno.

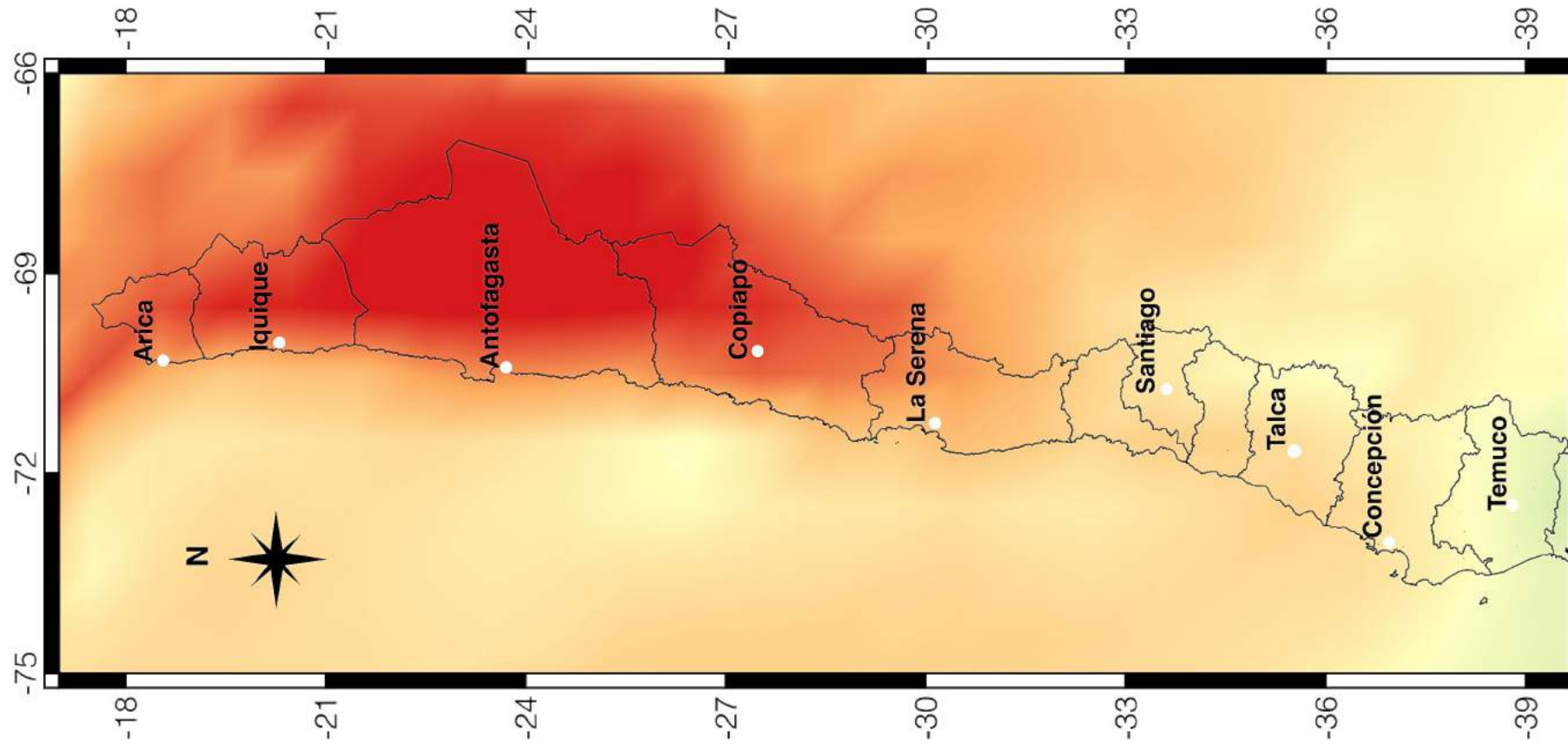
Cuando se tienen elevaciones solares altas (por ejemplo, al medio día en el verano), la radiación solar que alcanza la superficie es más intensa debido a que los rayos solares atraviesan un camino más corto a través de la atmósfera (pasando por una menor cantidad de absorbentes y dispersores).

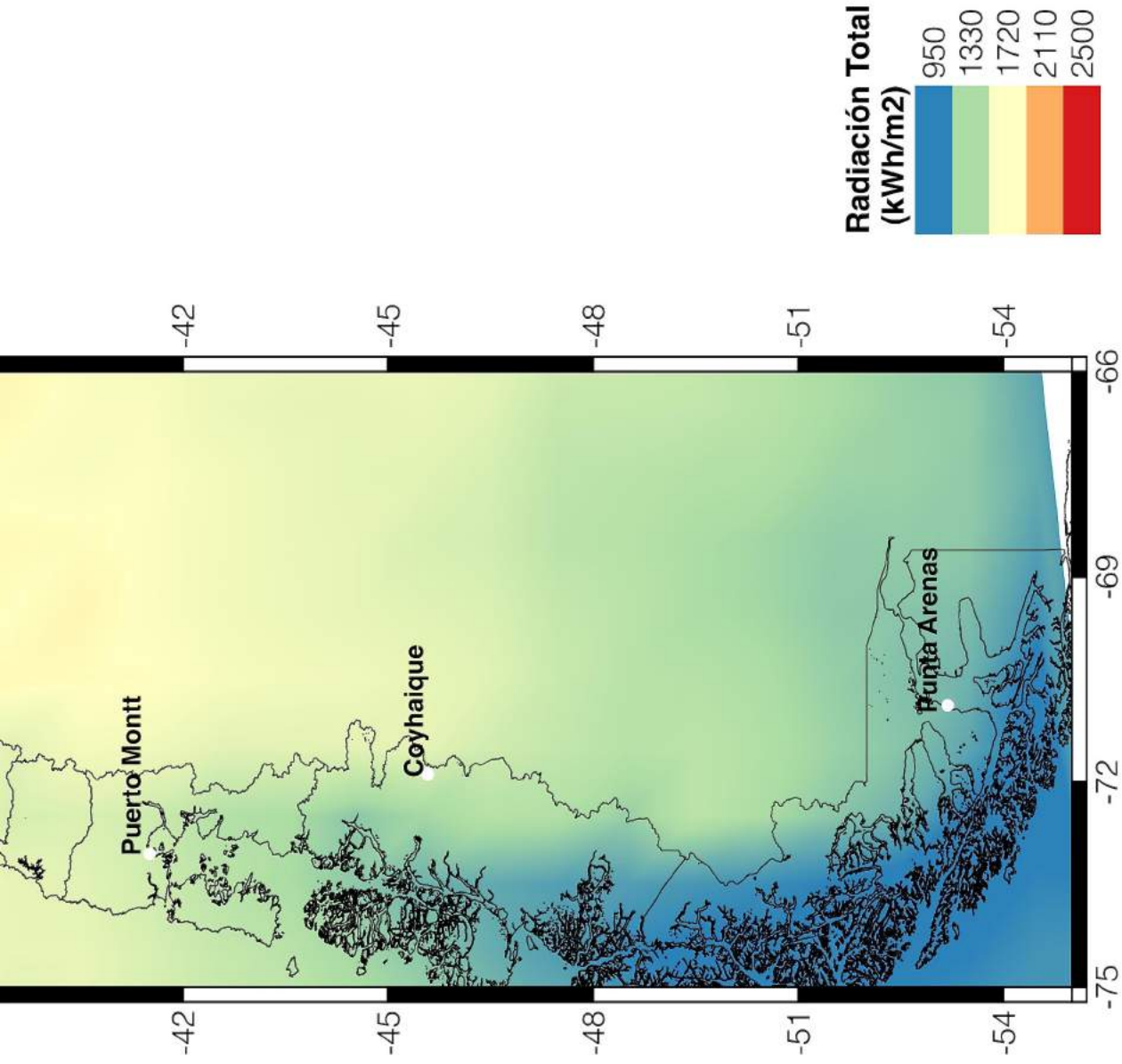
Las diferentes elevaciones solares explican también porqué en latitudes tropicales la radiación solar al medio día es más intensa que en latitudes medias o altas. En latitudes próximas al ecuador (por ejemplo, en la meseta de Chajnantor, ubicada en la latitud 23°S), el Sol alcanza al medio día en verano una elevación cercana a los 90°, mientras que en latitudes polares (por ejemplo, en Glaciar Unión ubicado en la latitud 79°S), la máxima elevación solar en verano es poco más de 30°.





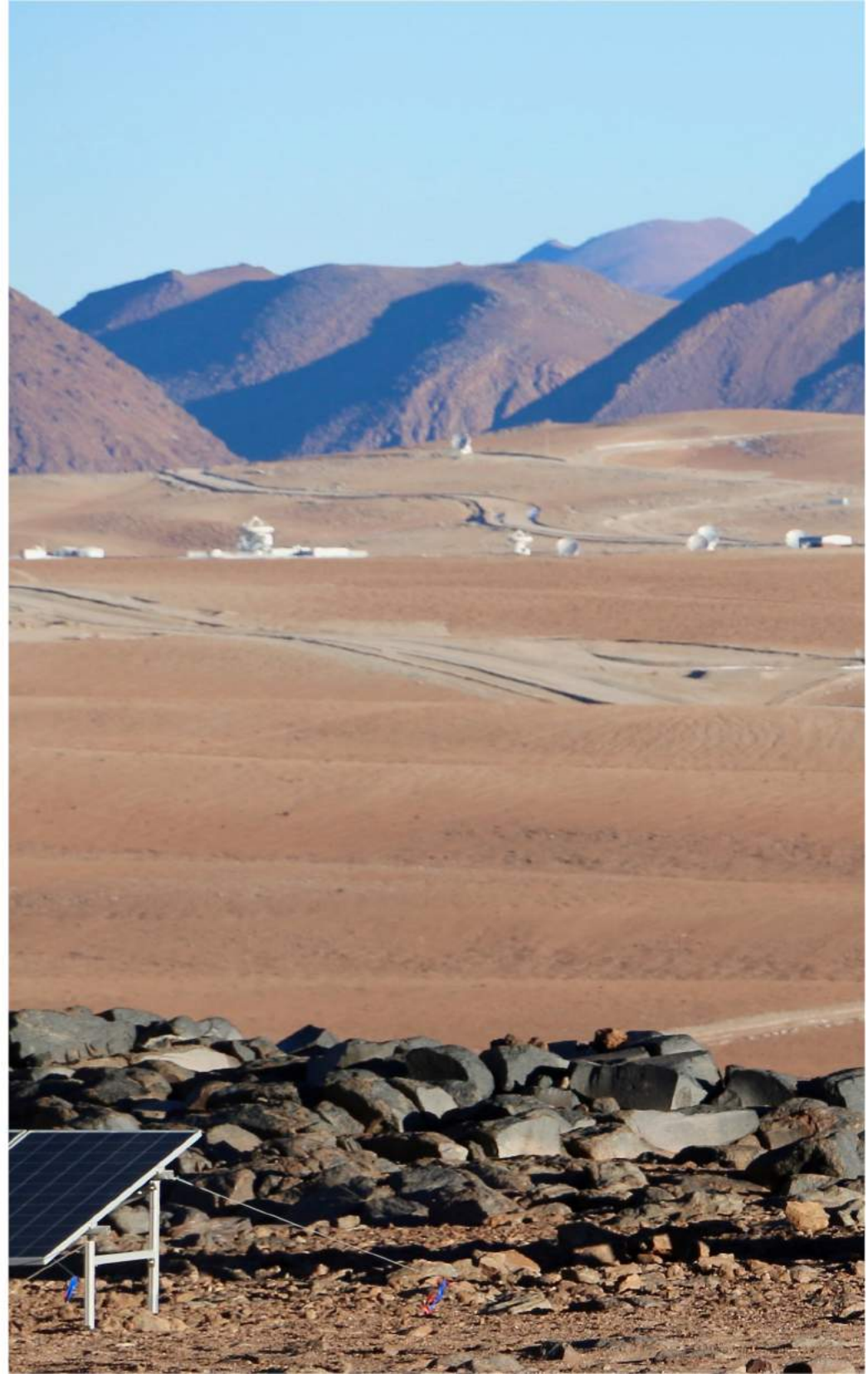
La figura muestra los cambios de la irradiancia Total durante días de verano con cielo despejado en dos locaciones distintas. En Chajnantor, la irradiancia es significativamente mayor que en Glaciar Unión durante gran parte del día. Las distintas elevaciones solares explican la mayor parte de las diferencias, aunque en el caso de Chajnantor, la altitud del sitio (5100 m) también juega un rol relevante. En locaciones a gran altitud, los rayos solares recorren un camino más corto a través de la atmósfera (pasando por una menor cantidad de absorbentes y dispersores).



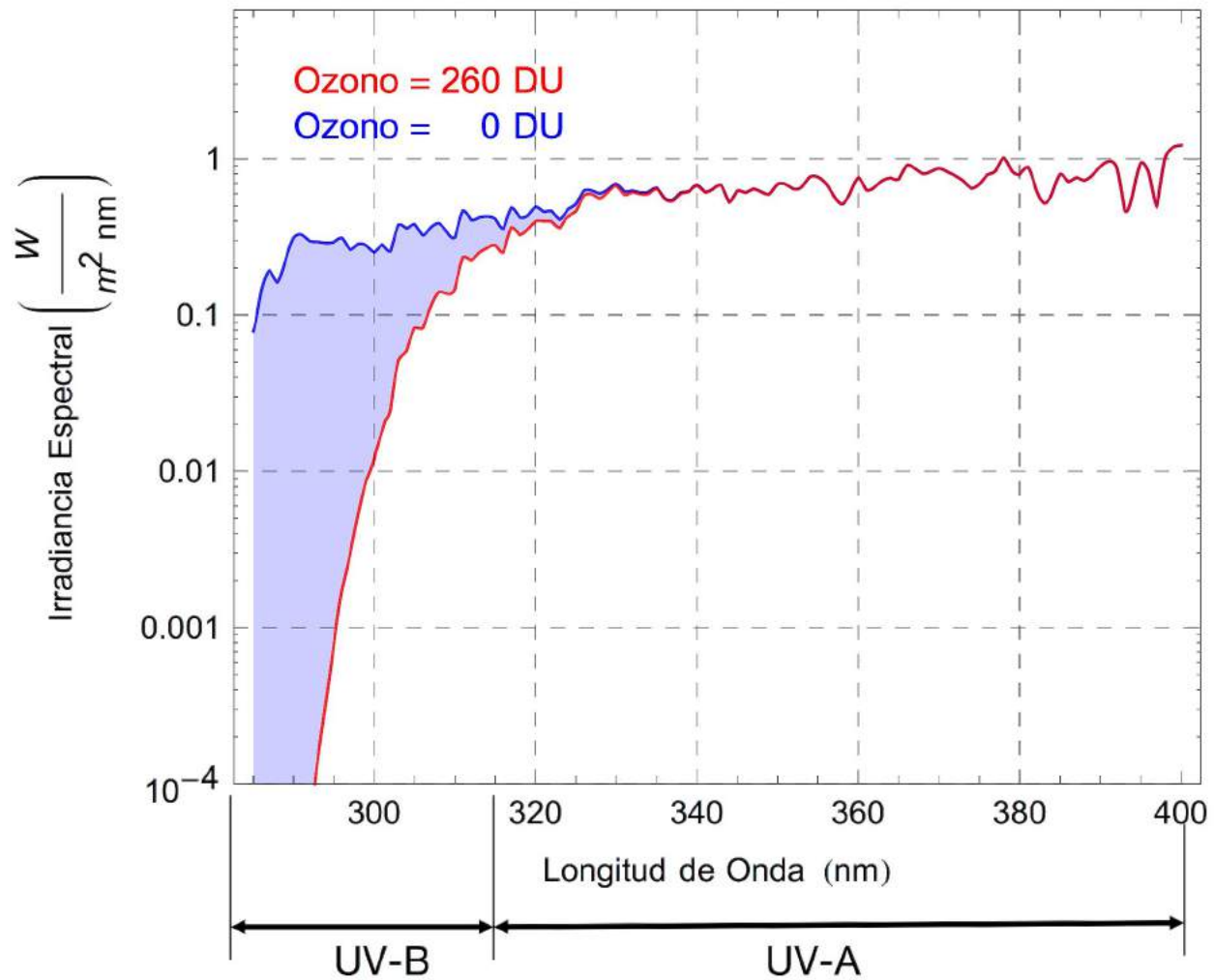


Dosis típica anual de la radiación Total de Onda Corta (280 nm – 2500 nm) estimada mediante la aplicación del modelo de transferencia radiativa LibRadtran (ver para detalles Cordero et al., Sci. Rep. (2016), 6, 22457). El modelo fue alimentado con datos satelitales tomados entre los años 2005-2015 por el instrumento OMI a bordo del satélite Aura (en el caso de la Columna Total de Ozono), por el instrumento MODIS a bordo del satélite Terra (en el caso del Espesor Óptico de los Aerosoles), y por el instrumento AIRS a bordo del satélite Aqua (en el caso de la Columna Total de Vapor de Agua). El efecto de la Nubosidad fue introducido mediante la aplicación del Factor de Modificación de la Nubosidad (CMF, por sus siglas en inglés) derivado a partir de lecturas del instrumento OMI a bordo del satélite Aura (ver para más detalles Damiani et al., Atmospheric Research (2014) 138 139–151).

Plataforma de investigación solarimétrica TARP-04 de la Universidad de Santiago. Esta plataforma, instalada en 2016, está ubicada en la Región de Antofagasta (desierto de Atacama); específicamente en la meseta de Chajnantor, a 5100 m de altitud junto al Observatorio ALMA (23°00' S, 67°45' O). La plataforma está equipada con moderna tecnología para medir el espectro de la radiación solar de onda corta.







La curva Roja muestra la irradiancia solar UV medida cuando la Columna Total de Ozono era 260 DU, mientras que la curva Azul muestra la irradiancia UV calculada bajo las mismas condiciones pero asumiendo una concentración nula de Ozono en la atmósfera. La zona sombreada representa el efecto del Ozono.



# El Ozono

El Ozono es un gas que está presente de manera natural en la atmósfera. Se trata de una molécula de tres átomos de Oxígeno que reacciona rápidamente con varios compuestos químicos y cuyo símbolo es O<sub>3</sub> (la O representa el Oxígeno).

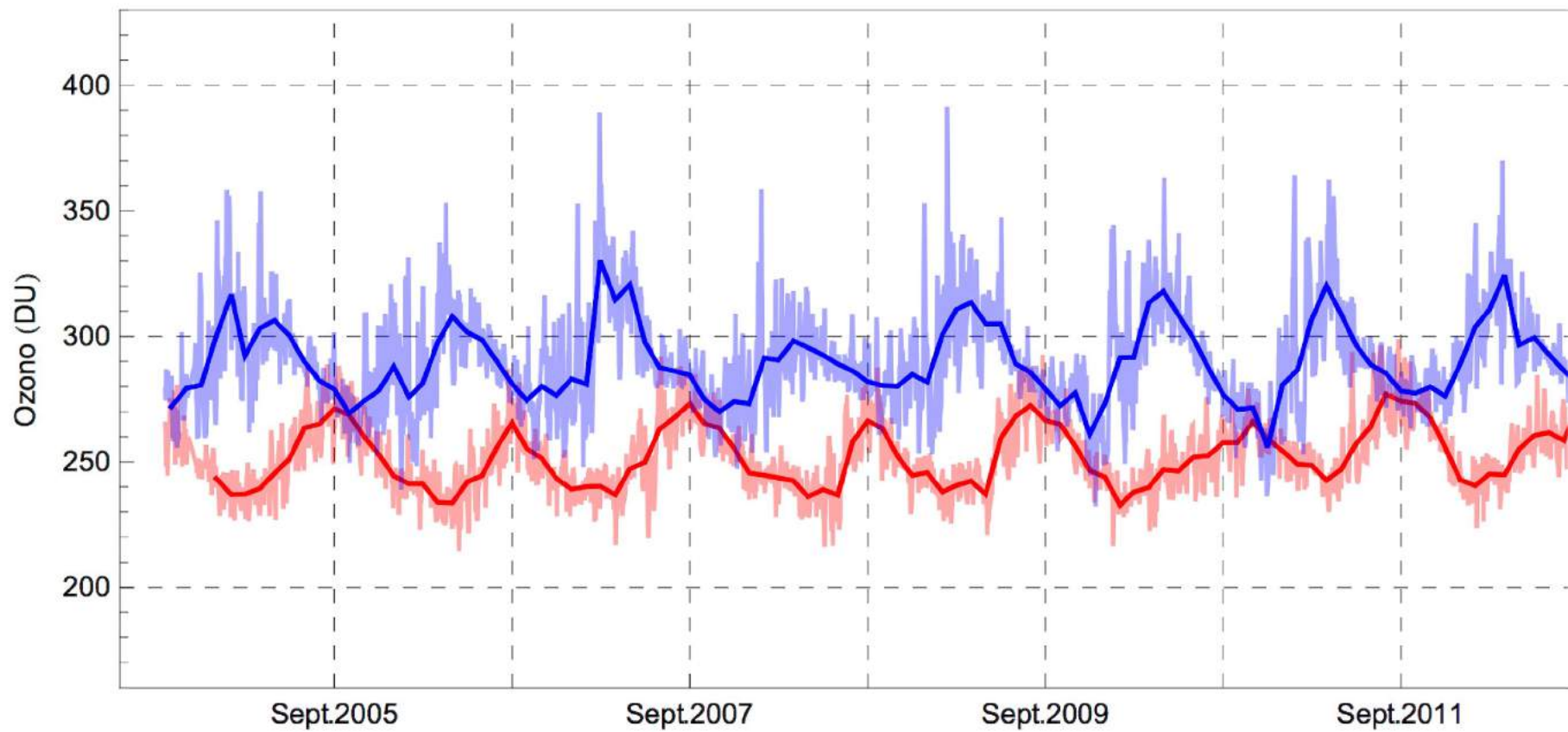
Cerca del 90% del Ozono se encuentra en la estratósfera, es decir entre los 10 y los 50 km de altitud. El Ozono estratosférico es comúnmente conocido como la “Capa de Ozono”.

Una medida de la abundancia de Ozono en la atmósfera es la “Columna Total de Ozono” (TOC, por sus siglas en Inglés). Los resultados de las mediciones de la Columna Total de Ozono se entregan en Unidades Dobson (DU, por sus siglas en Inglés).

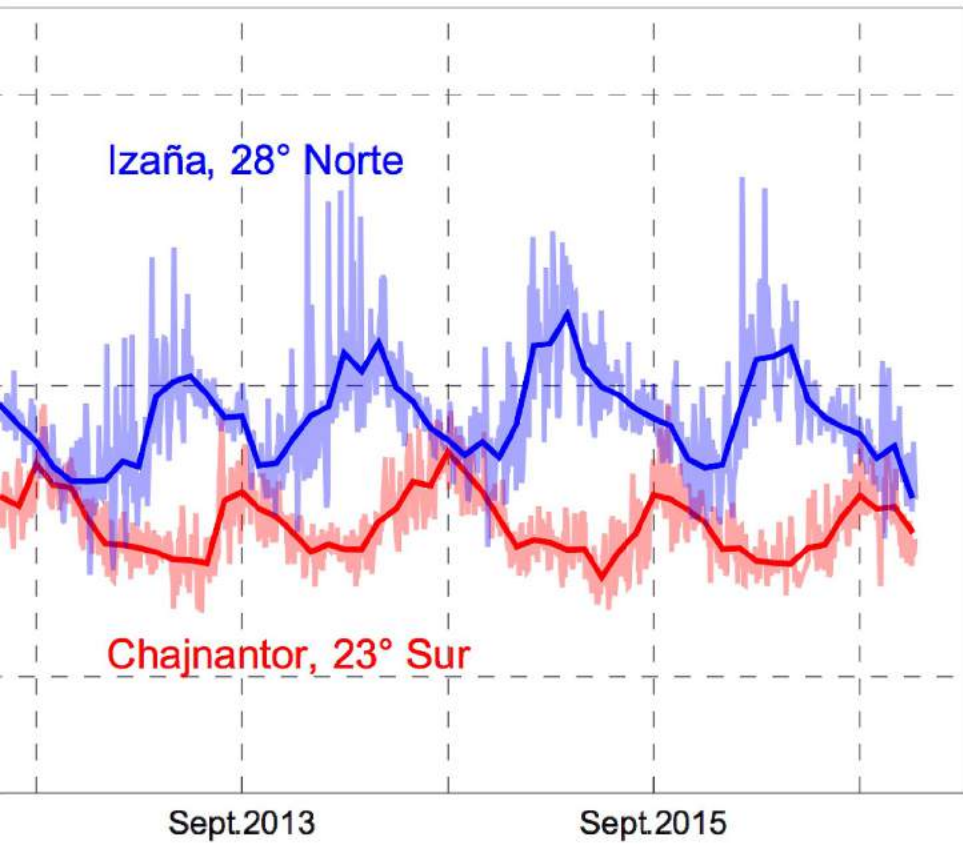
La Columna Total de Ozono presenta variaciones diarias y estacionales que están relacionadas con la dinámica estratosférica.

El Ozono no está distribuido uniformemente. La abundancia de Ozono estratosférico es mayor hacia los polos. También existen diferencias interhemisféricas: la Columna Total de Ozono es mayor en el hemisferio Norte que en el hemisferio Sur.

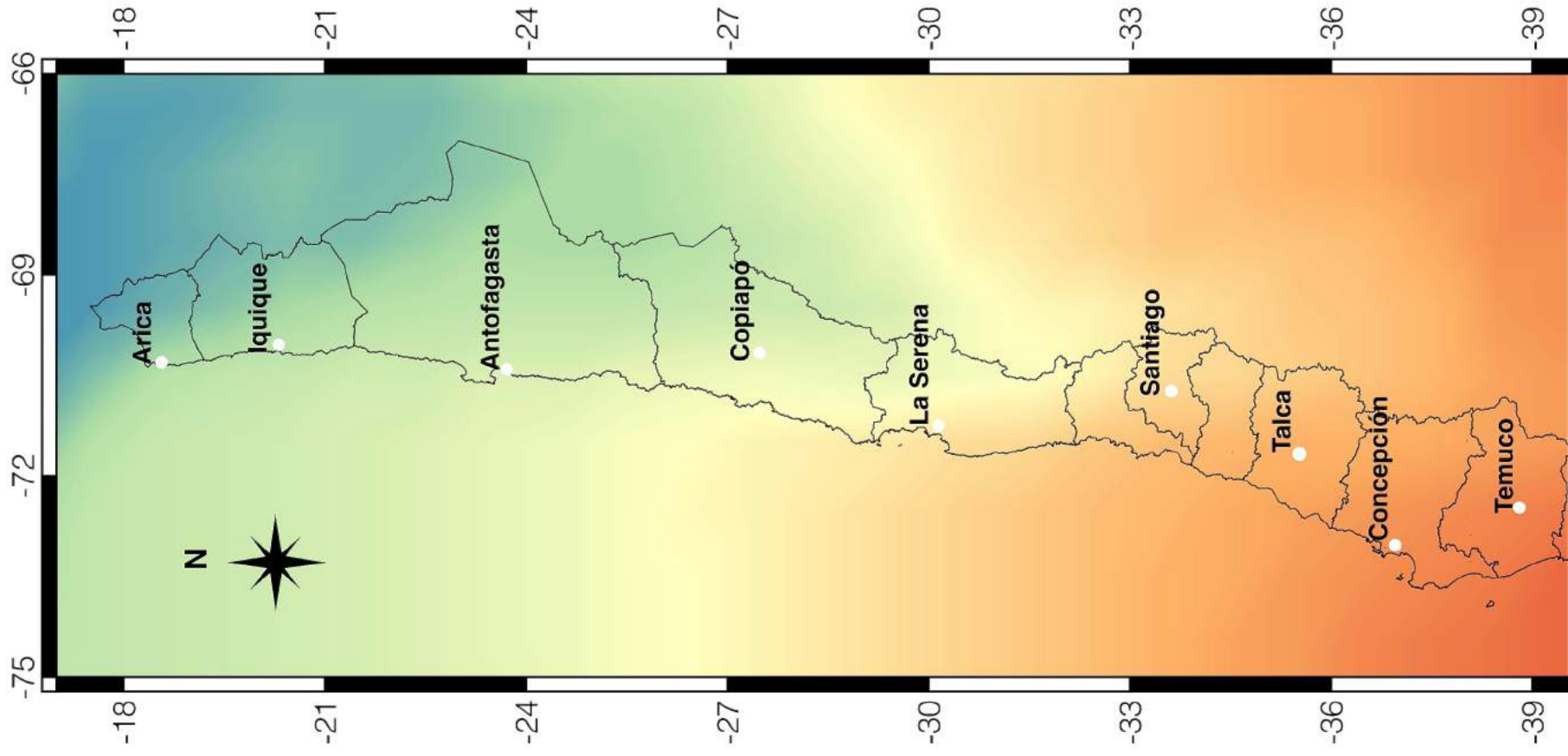
El Ozono absorbe significativamente la radiación UV haciendo posible la vida en la superficie del planeta. Sin la existencia del Ozono en la atmósfera, la vida fuera de los océanos sería inviable.

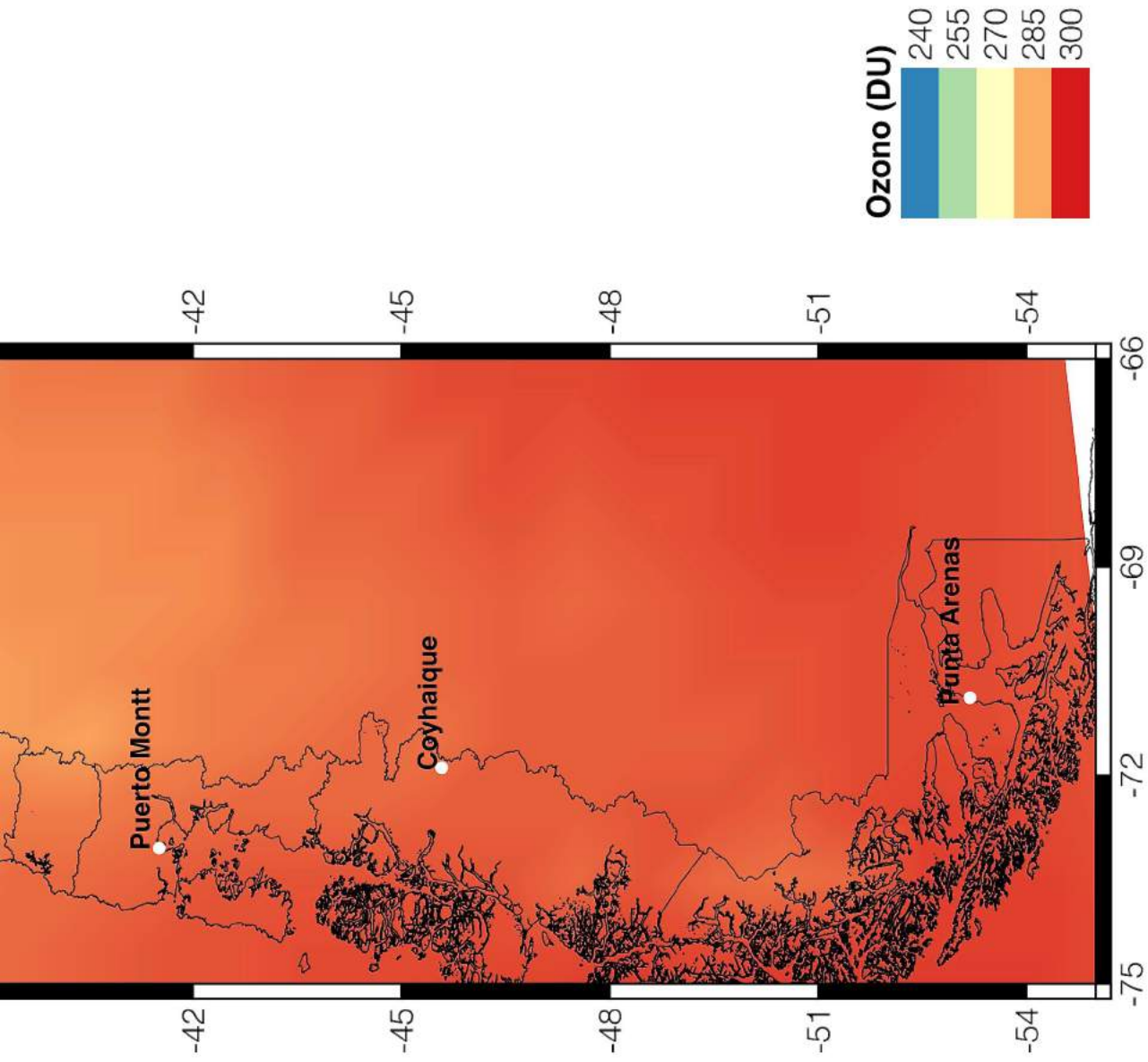


La figura permite comparar los valores diarios de la Columna Total de Ozono (TOC, por sus siglas en Inglés) en dos sitios: el observatorio de Izaña (localizado en la Isla de Tenerife, a 2367 m de altitud, 28°18'N, 16°30'O), y la meseta de Chajnantor (localizada en el Desierto de Atacama, a 5100 m de altitud, 23°00'S, 67°45'O).



La abundancia de Ozono es en promedio mayor en el hemisferio norte que en el hemisferio sur, lo que genera diferencias interhemisféricas en la irradiancia solar UV: la radiación UV que alcanza la superficie es significativamente mayor en el hemisferio sur que en el hemisferio norte.





Valores típicos de la Columna Total de Ozono (TOC, por sus siglas en Inglés) en Unidades Dobson (DU, por sus siglas en Inglés). Estos valores fueron calculados a partir de datos satelitales tomados entre los años 2005-2015 por el Instrumento OMI a bordo del satélite Aura de la NASA. El TOC es una medida de la abundancia de Ozono en la Atmósfera. Los valores del TOC presentan en general variaciones estacionales significativas y tienden a ser más altos en primavera.

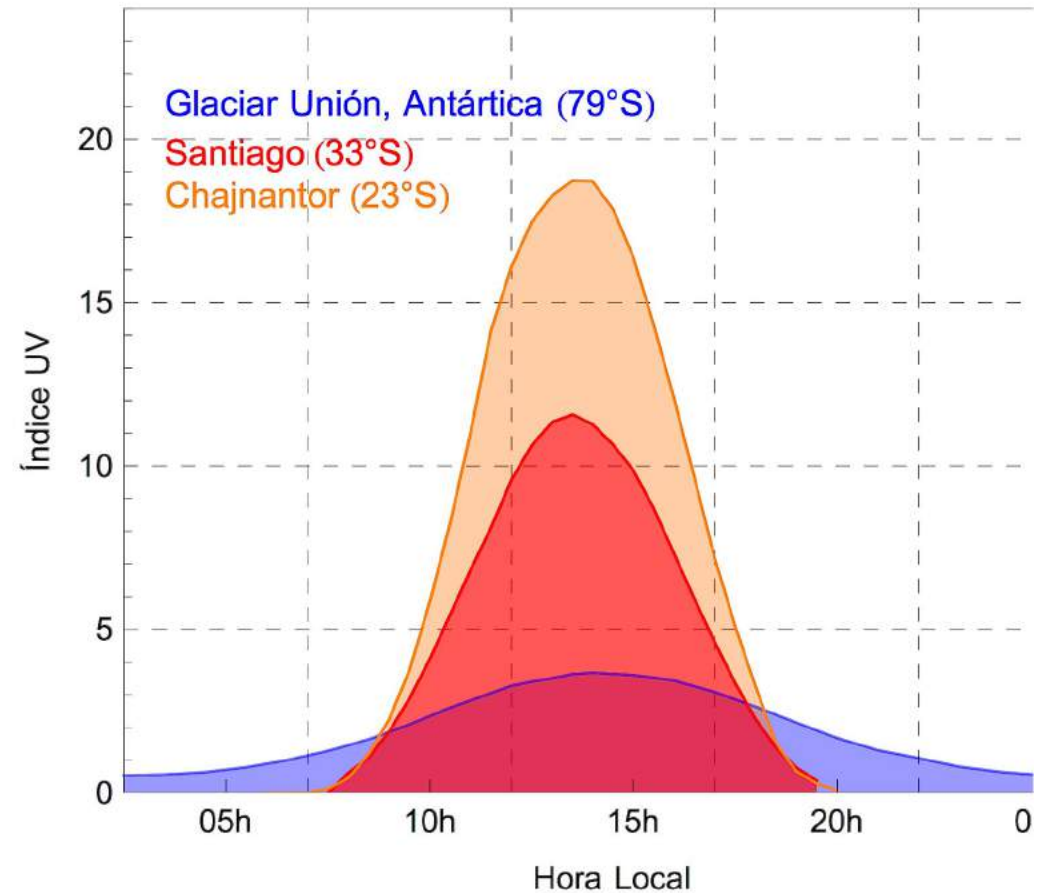
# La Radiación UV

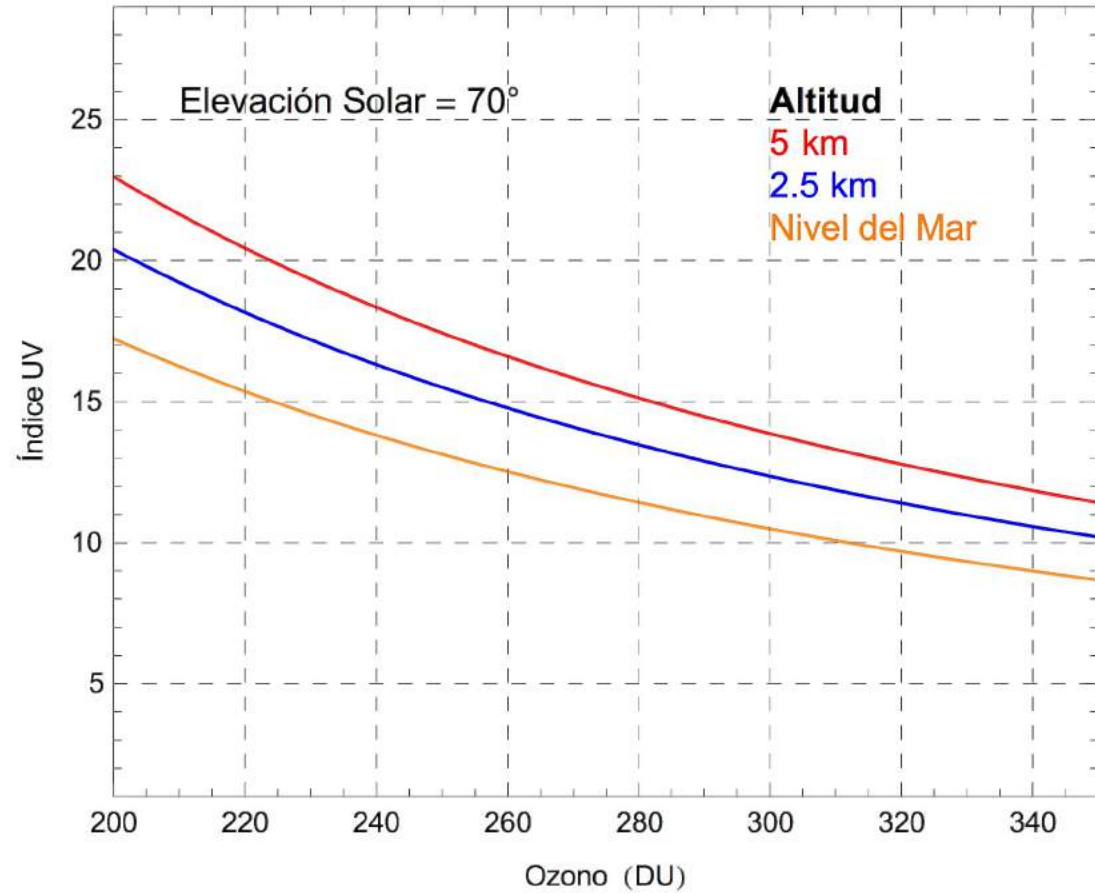
La irradiancia UV representa una fracción relativamente pequeña de la irradiancia solar de onda corta: UV-B ~0,2%; UV-A~6%. Sin embargo, tiene gran relevancia para la vida en la Tierra.

Dosis altas de radiación UV producen efectos dañinos en la biósfera, la salud humana, y pueden también acelerar la degradación de materiales. La exposición a altas dosis de radiación UV produce en la piel de los mamíferos daño en el ADN, quemaduras de las células y foto-envejecimiento. En humanos en particular, dosis altas de radiación UV aumentan el riesgo de padecer cataratas y cáncer en la piel.

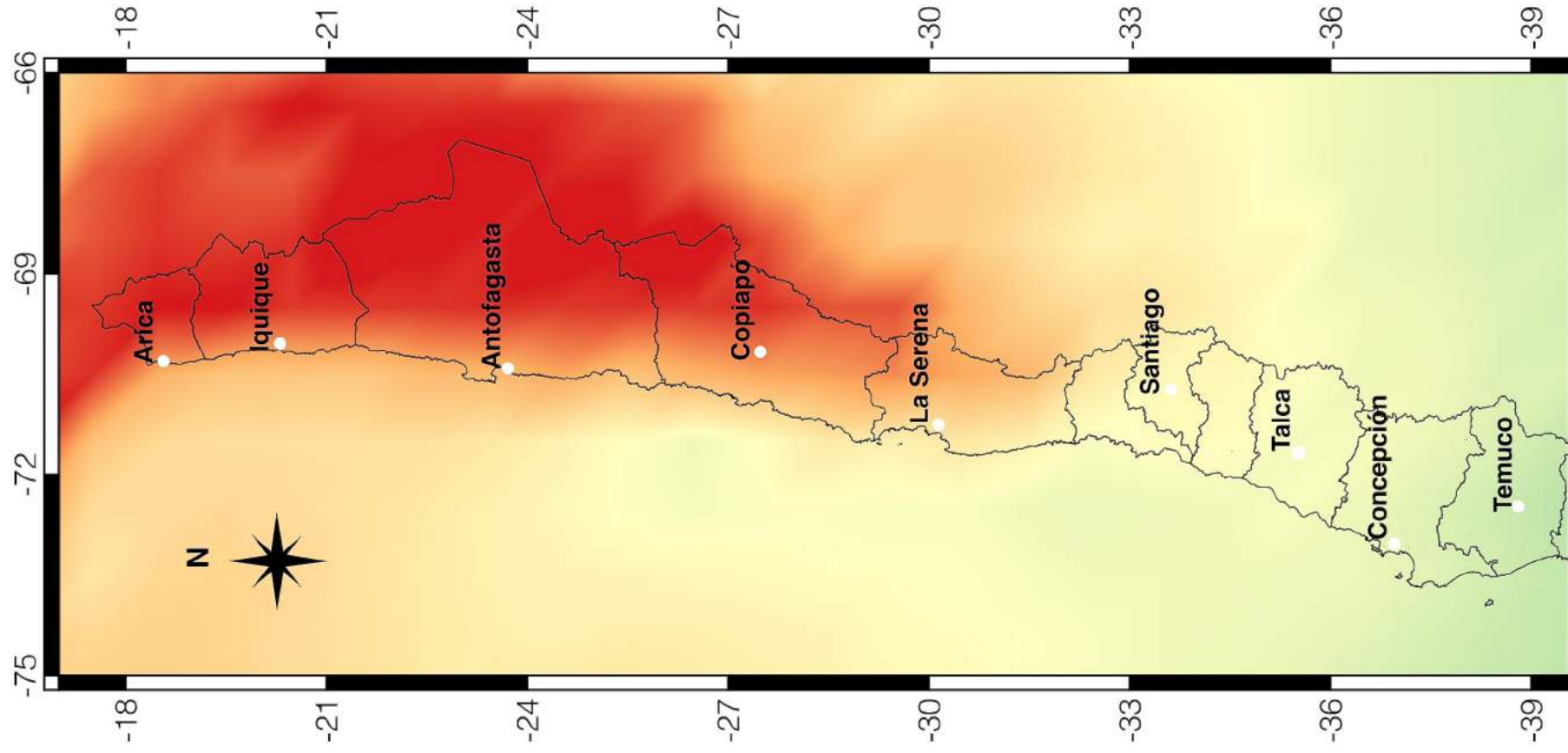
Los efectos más dañinos de la radiación UV están asociados a las longitudes de onda más cortas. Es decir, la UV-B (280-315 nm) es más agresiva que la UV-A (315-400 nm).

A menudo, la irradiancia UV se expresa empleando el Índice UV. Se trata de una cantidad adimensional cuyo cálculo requiere inicialmente medir el espectro de la radiación Global en el rango UV, y luego sumar esos resultados asignándoles un peso relativo distinto. Por convención, se asigna mayor peso a las longitudes de onda que tienen efectos más nocivos (como la UV-B) y menor peso a las longitudes de onda que son menos peligrosas (como la UV-A).

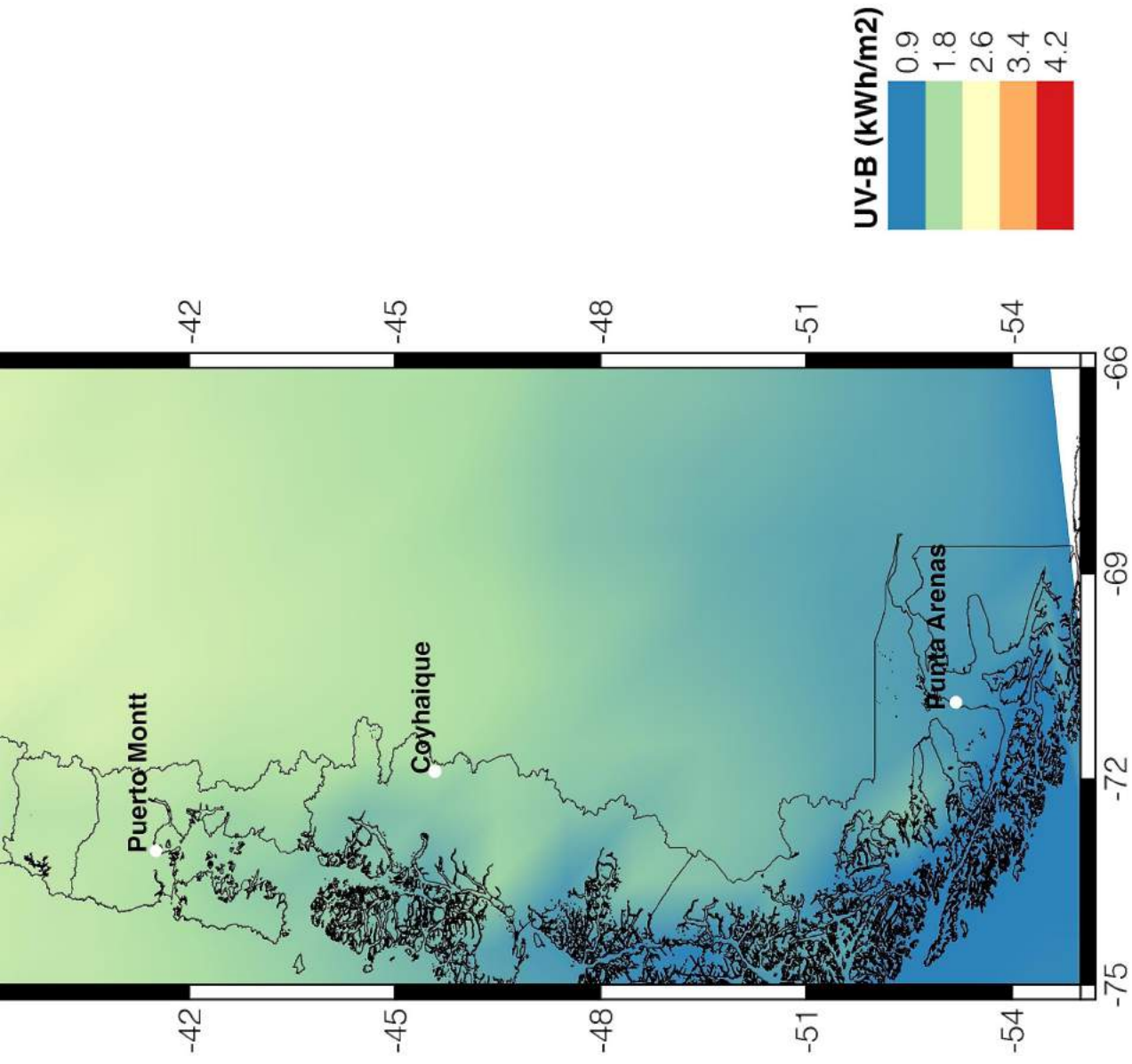




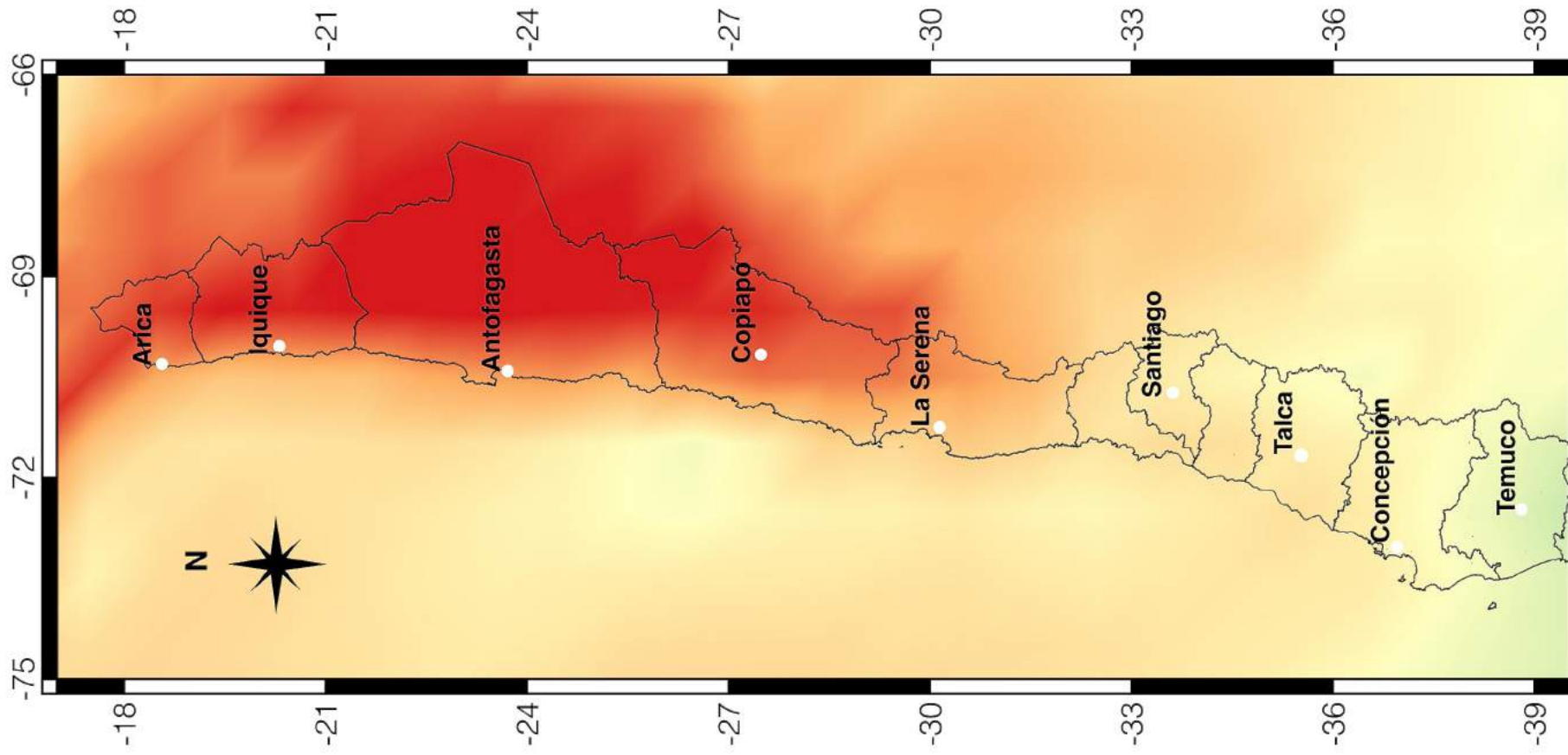
La figura de la izquierda muestra el Índice UV medido con cielo despejado durante días de verano en tres sitios. Aunque el Ozono era diferente en estas locaciones, la mayor parte de las diferencias observadas en los índices UV están relacionadas con la geografía; en Chajnantor (ubicado a 5100 m de altitud, en la latitud 23°S) el Sol alcanza una elevación cercana a los 90° al medio día, mientras que en Glaciar Unión (ubicado a sólo 700 m de altitud, en la latitud 79°S) la máxima elevación solar es poco más de 30°. La figura de la derecha permite apreciar los cambios del Índice UV con la altitud y con la Columna Total de Ozono.

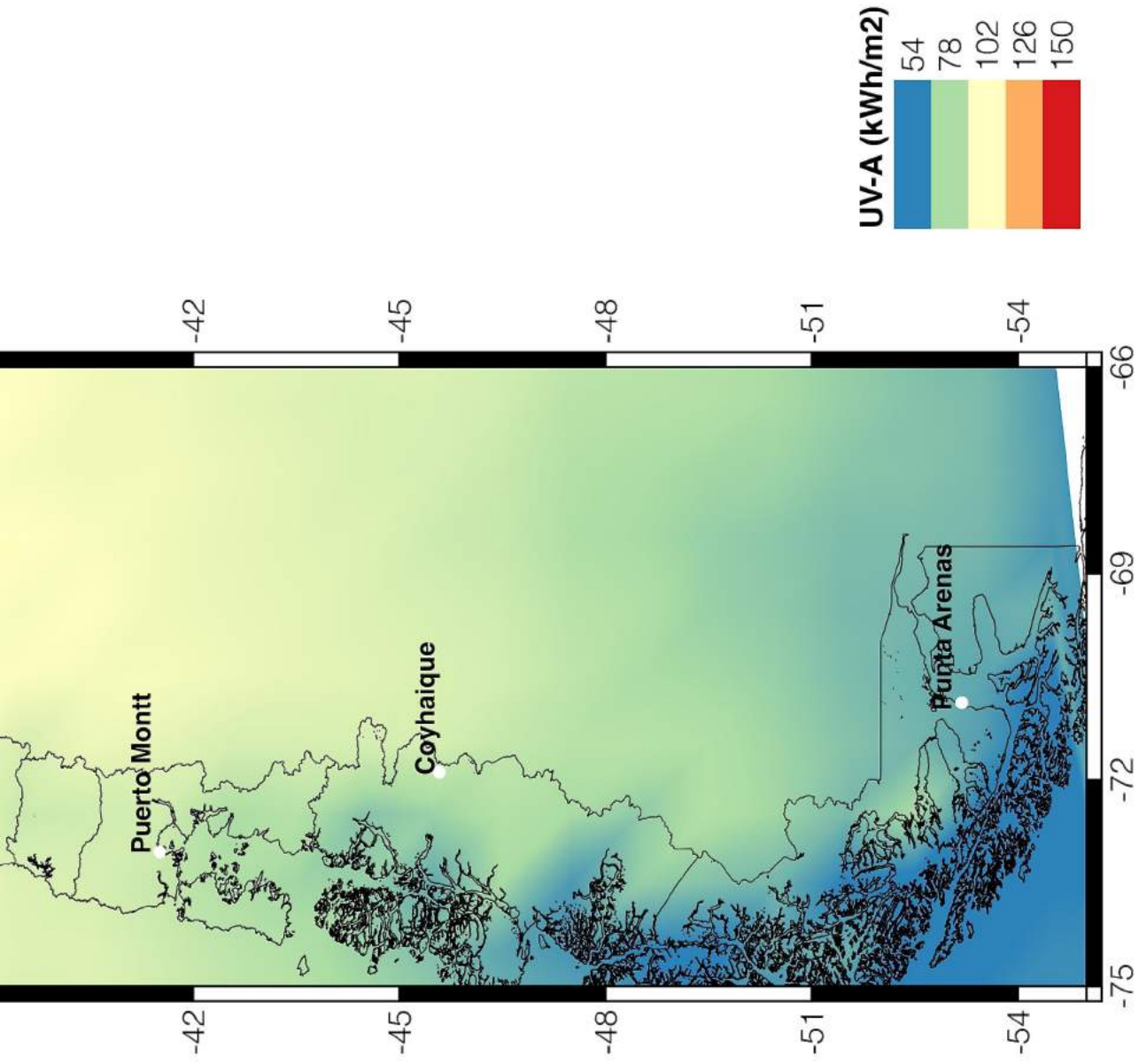






Dosis típica anual de la radiación UV-B (280 nm – 315 nm), estimada mediante la aplicación del modelo de transferencia radiativa LibRadtran (ver para detalles Cordero et al., Photochem. Photobiol. Sci., (2014) 13 70 - 81). El modelo fue alimentado con datos satelitales tomados entre los años 2005-2015 por el instrumento OMI a bordo del satélite Aura (en el caso de la Columna Total de Ozono), y por el instrumento MODIS a bordo del satélite Terra (en el caso del Espesor Óptico de los Aerosoles). El efecto de la Nubosidad fue introducido mediante la aplicación del Factor de Modificación de la Nubosidad (CMF, por sus siglas en Inglés) derivado a partir de lecturas del instrumento OMI a bordo del satélite Aura (ver para más detalles Damiani et al., Atmospheric Research (2014) 138 139–151).

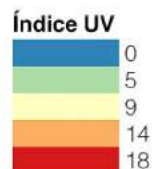




Dosis típica anual de la radiación UV-A (315 nm – 400 nm), estimada mediante la aplicación del modelo de transferencia radiativa LibRadtran (ver para detalles Cordero et al., Photochem. Photobiol. Sci., (2014) 13 70 - 81). El modelo fue alimentado con datos satelitales tomados entre los años 2005-2015 por el instrumento OMI a bordo del satélite Aura (en el caso de la Columna Total de Ozono), y por el instrumento MODIS a bordo del satélite Terra (en el caso del Espesor Óptico de los Aerosoles). El efecto de la Nubosidad fue introducido mediante la aplicación del Factor de Modificación de la Nubosidad (CMF, por sus siglas en Inglés) derivado a partir de lecturas del instrumento OMI a bordo del satélite Aura (ver para más detalles Damiani et al., Atmospheric Research (2014) 138 139–151).

El valor máximo diario del Índice UV se alcanza generalmente al medio día y se considera un indicador de riesgo. La Organización Mundial de la Salud considera que la exposición prolongada al Sol, en días en que el Índice UV supera el valor 11, representa un riesgo extremo para la salud humana.

Como se muestra en las figuras adjuntas, valores extremos del Índice UV (mayores a 11) se alcanzan frecuentemente durante el verano en las zonas centro y norte de Chile.



**Valores típicos del Índice UV al medio día en Chile.**

**Enero**



**Febrero**



**Julio**



**Agosto**



**Marzo**



**Abril**



**Mayo**



**Junio**



**Septiembre**



**Octubre**



**Noviembre**



**Diciembre**





YANKEE ENVIRONMENT

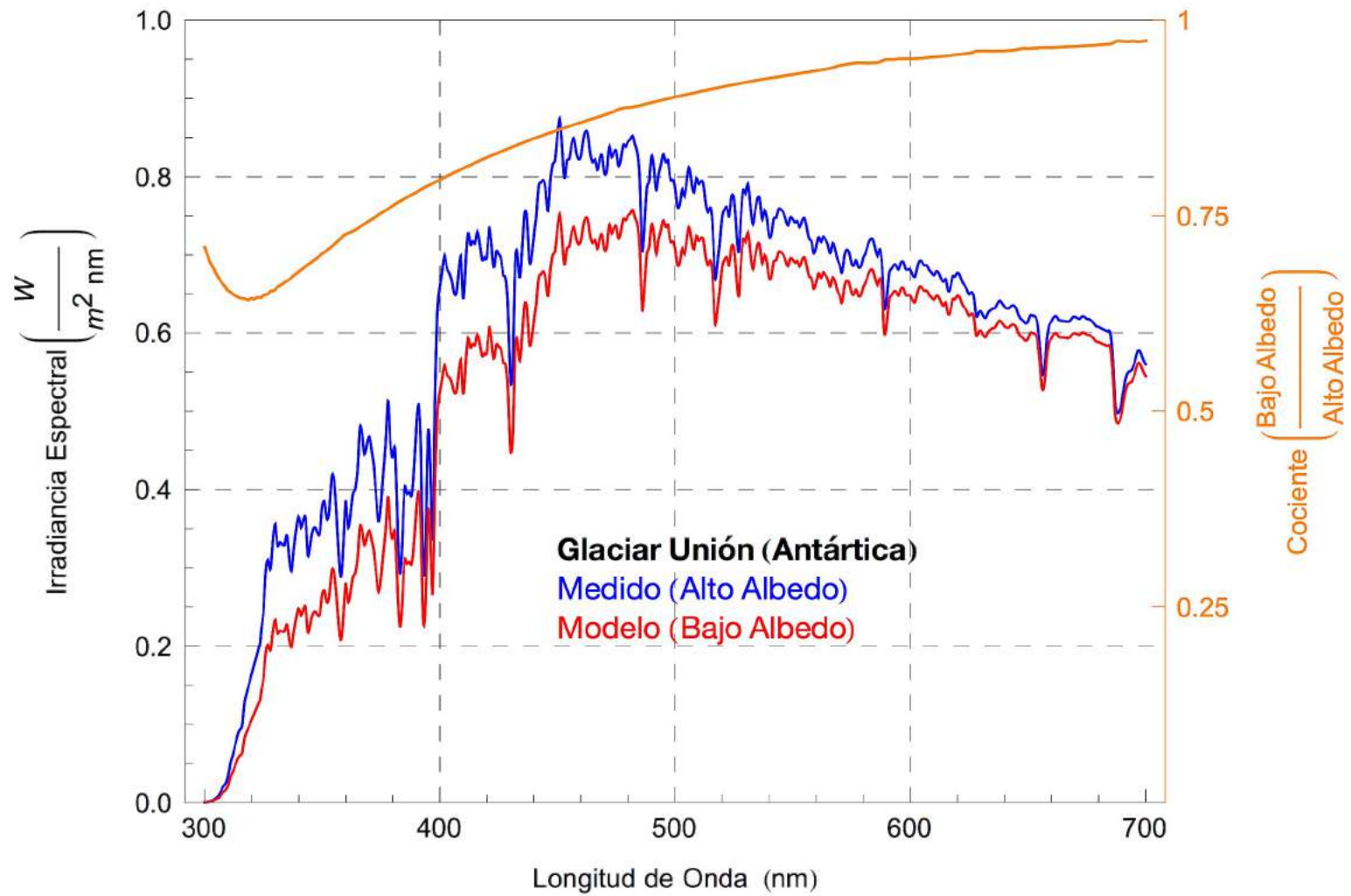
**KIPP & ZONEN**  
SINCE 1852

UV-S-AB-T  
Serial no. 130121  
Calibration date: 25/10/2012  
Made in The Netherlands

UV-S-AB-T



Calibración de Radiómetros UV en la Universidad de Santiago de Chile (Cordero et al., Metrologia 50 L1-L5, 2013). Los Radiómetros UV permiten la medición de la irradiancia UV y del Índice UV



La curva Azul muestra la irradiancia solar medida en la Antártica bajo condiciones de cielo despejado, mientras que la curva Roja muestra la irradiancia calculada bajo las mismas condiciones pero asumiendo un Albedo de 5%. La curva Naranja (que muestra el cociente entre ambos espectros) permite apreciar el efecto del Albedo.



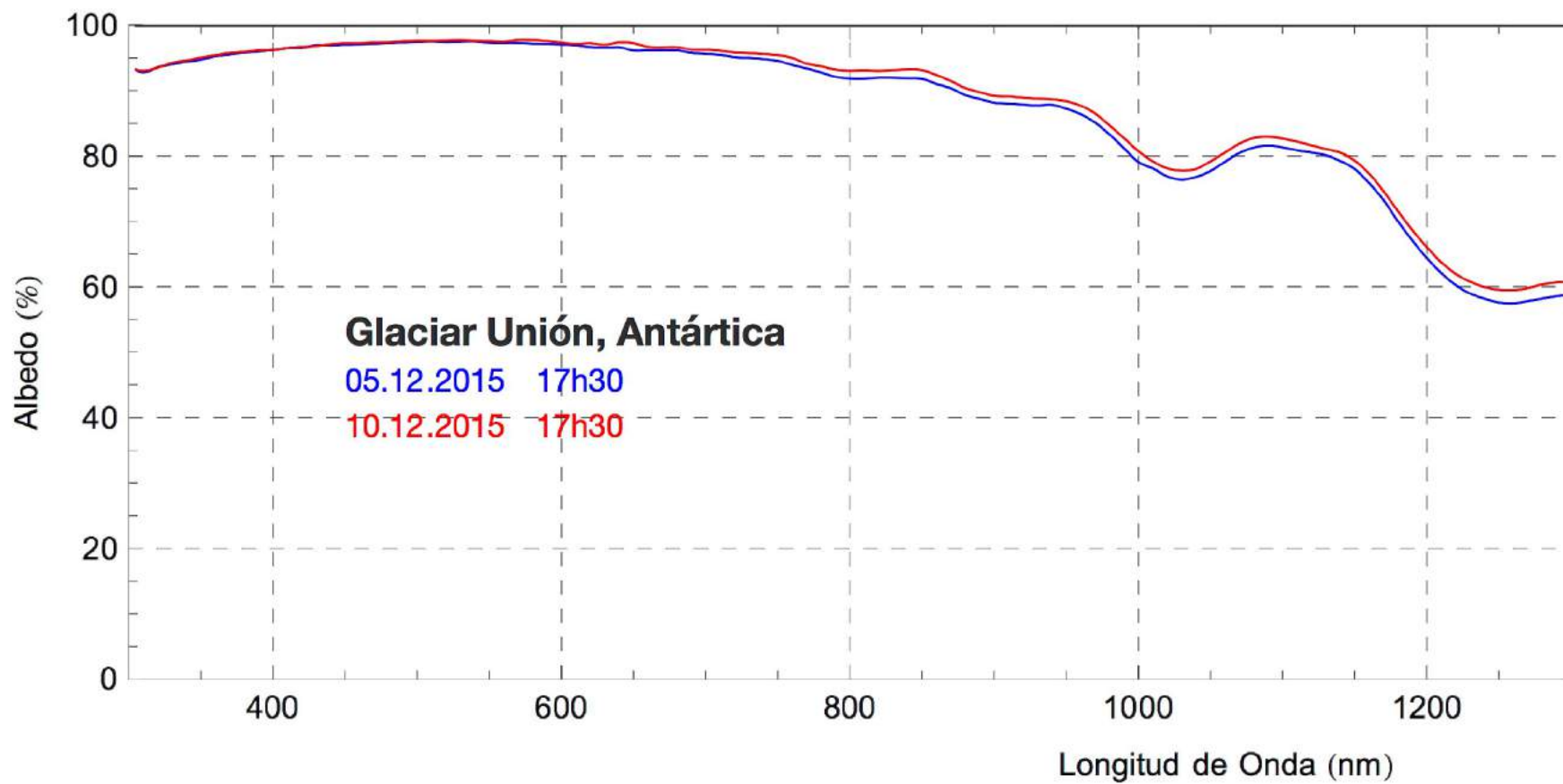
# El Albedo

El Albedo es una medida de la reflectividad del suelo y corresponde al cociente entre la irradiancia Global reflejada por la superficie y la irradiancia Global incidente en el suelo. El resultado se entrega usualmente en términos de porcentaje. Un Albedo de 10% significa que ese porcentaje de la radiación incidente es reflejada por la superficie de vuelta hacia la atmósfera.

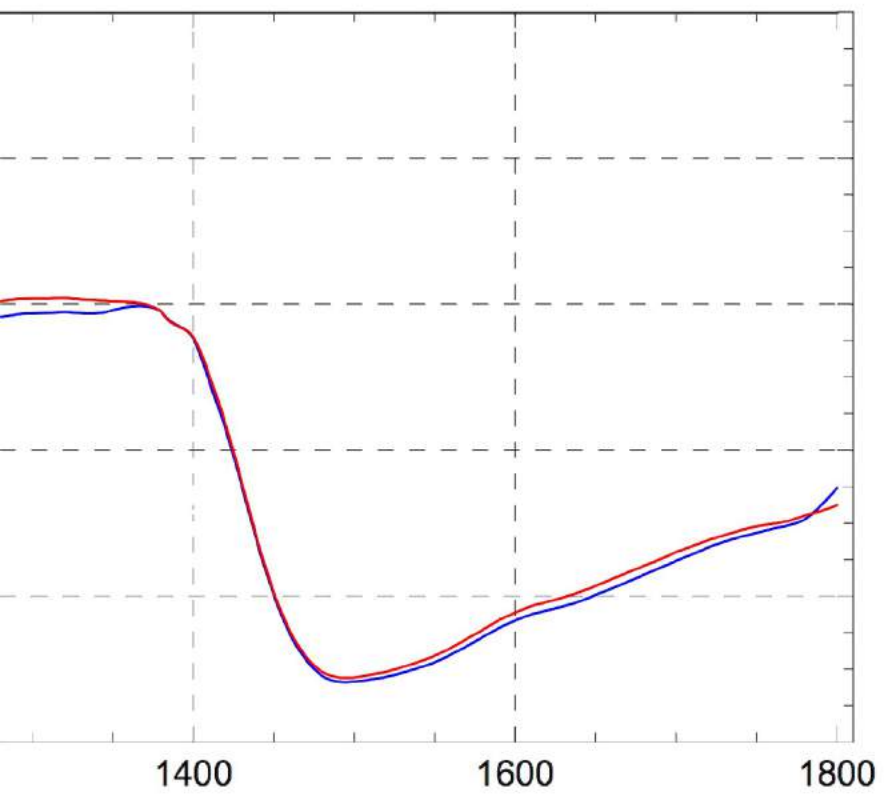
El Albedo varía con la longitud de onda. El polvo del desierto de Atacama refleja alrededor del 10% de la radiación incidente en el rango UV y un 30% en el rango Infrarrojo. Por otro lado, superficies cubiertas de nieve pueden reflejar más de un 90% de la radiación UV, pero significativamente menos en el rango Infrarrojo.

Aunque el Albedo está determinado por las propiedades ópticas de la superficie, la topografía juega también un rol; dependiendo de la elevación solar, superficies inclinadas pueden presentar más o menos Albedo.

Valores altos del Albedo pueden aumentar la irradiancia Global incidente pues, aunque parte de la radiación reflejada por el suelo es devuelta hacia el espacio, parte vuelve a la superficie después de experimentar múltiples y sucesivas dispersiones. Por ejemplo, el Índice UV en la meseta Antártica es alrededor de un 40% mayor al esperado si la zona no estuviese cubierta de nieve.



Albedo espectral medido en las inmediaciones del Campamento Glaciar Unión (79° 46' S; 82° 52' O), localizado en las montañas Ellsworth, en la expansión del Glaciar Unión; 3030 km al sur de Punta Arenas.

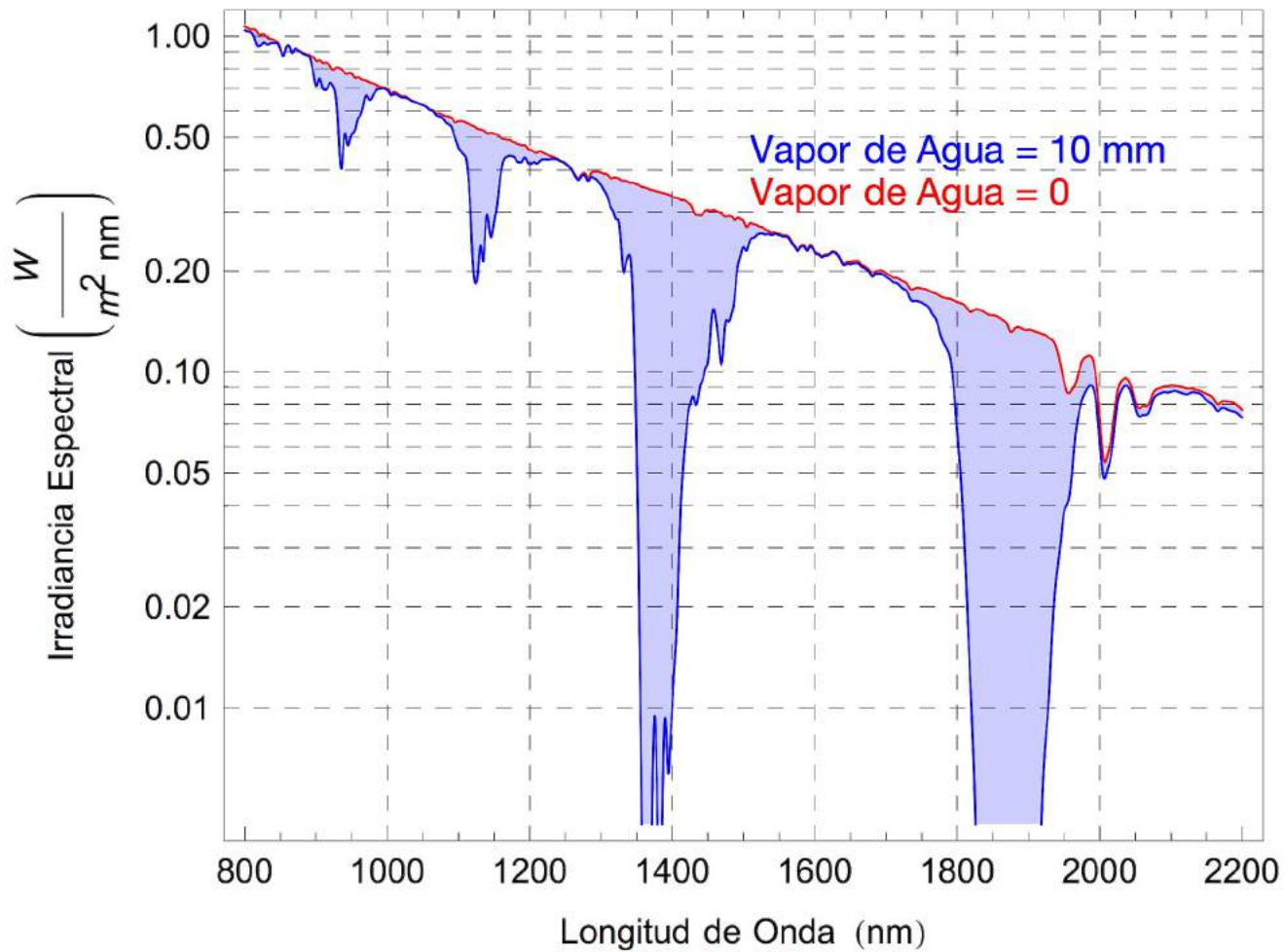


El Albedo de la nieve Antártica es extremadamente alto, especialmente en los rangos UV y Visible.

Tres tipos de espectrorradiómetros (para mediciones espectrales del Albedo) desplegados por la Universidad de Santiago en el Campamento Glaciar Unión ( $79^{\circ} 46' S$ ;  $82^{\circ} 52' O$ ), localizado en las montañas Ellsworth, en la expansión del Glaciar Unión; a sólo unos 1100 km del Polo Sur.







La curva Azul muestra la irradiancia Infrarroja medida cuando la Columna de Vapor de Agua era 10 mm, mientras que la curva Roja muestra la irradiancia calculada bajo las mismas condiciones pero asumiendo una concentración nula de Vapor de Agua en la atmósfera. La zona sombreada representa el efecto del Vapor de Agua.

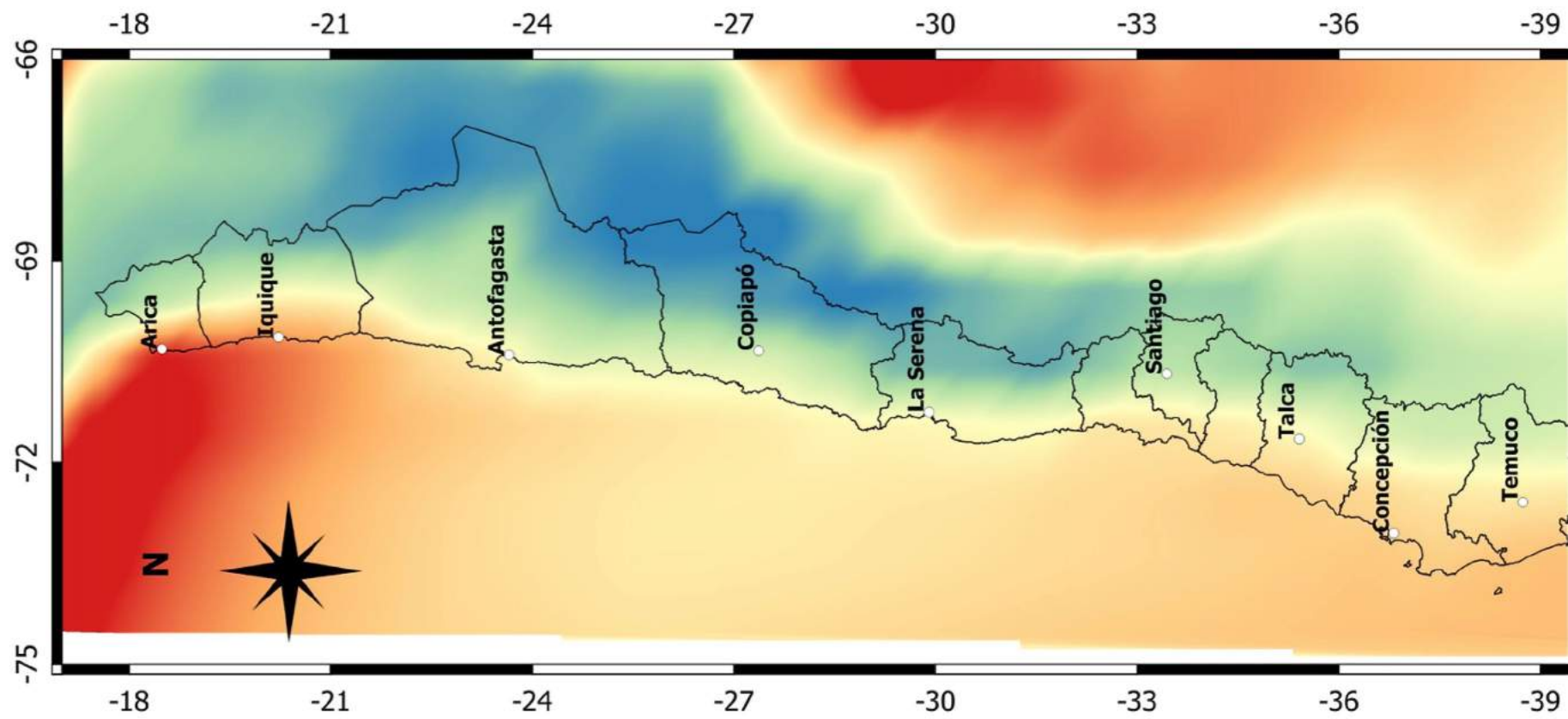
# El Vapor de Agua

El Vapor de Agua es básicamente agua en estado gaseoso, que está presente de manera natural en la atmósfera y que resulta de la evaporación de agua en estado líquido (desde océanos o lagos). Al igual que el agua en estado líquido, se trata de una molécula de dos átomos de Hidrógeno (H) y uno de Oxígeno (O), cuyo símbolo es H<sub>2</sub>O.

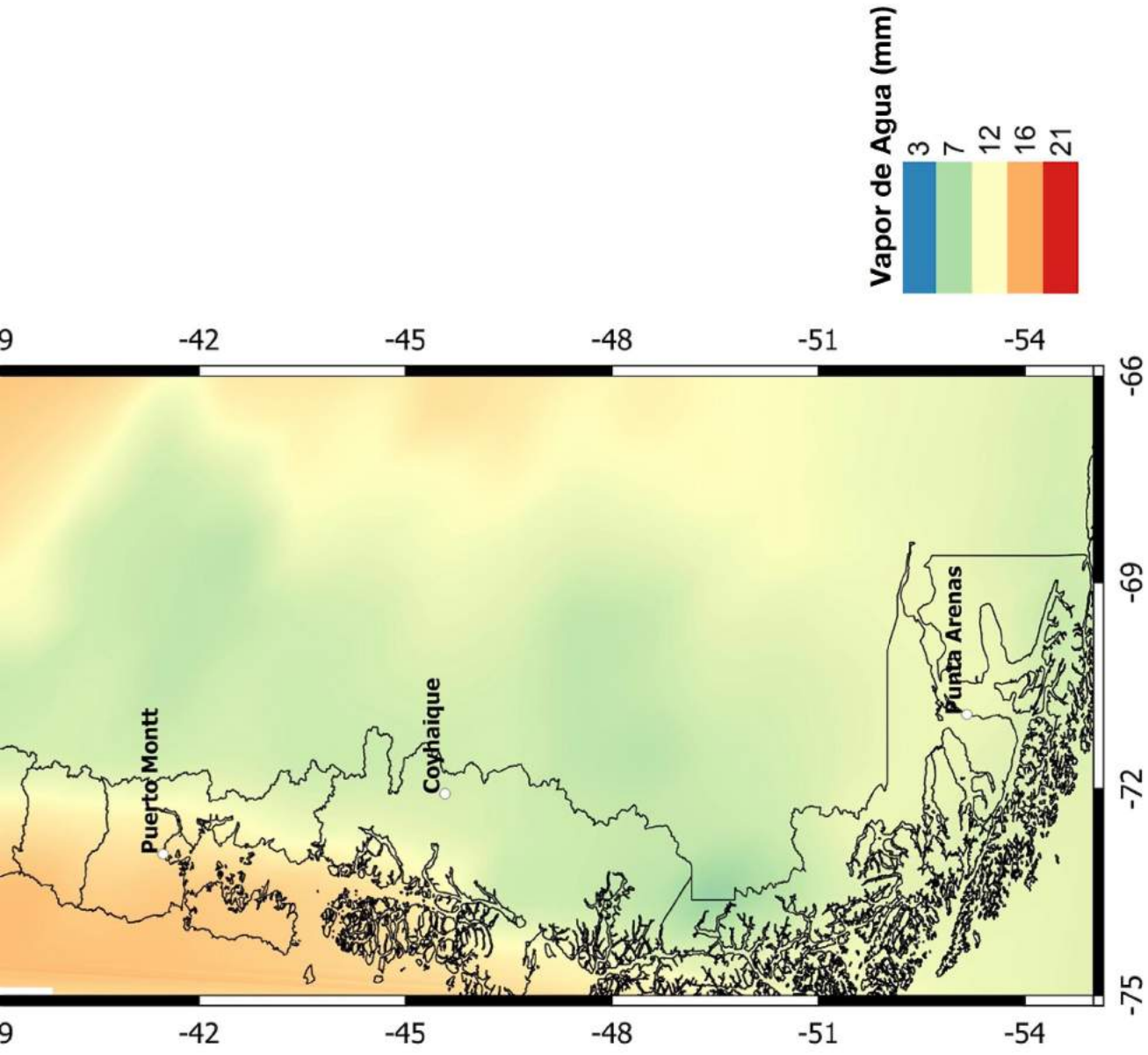
La abundancia de Vapor de Agua presenta variaciones geográficas y estacionales. En los trópicos, una banda de aire extremadamente húmedo oscila al norte y al sur del ecuador a medida que cambian las estaciones. Más lejos del ecuador, las concentraciones de Vapor de Agua son altas en verano y bajas en invierno. La abundancia de Vapor de Agua es de alrededor del 4% en el aire tropical muy cálido y húmedo, mientras que es mucho menor en regiones áridas y en lugares muy fríos (por ejemplo, en desiertos y zonas polares).

Una medida de la abundancia de Vapor de Agua en la atmósfera es la Columna de Vapor de Agua o de Agua Precipitable (PW, por sus siglas en inglés). Los resultados de las mediciones de la Columna de Vapor de Agua se entregan en unidades de longitud (por ejemplo, mm), equivalente al agua líquida que podría producirse si todo el Vapor de Agua en la columna atmosférica se condensara.

El Vapor de Agua absorbe significativamente la radiación Infrarroja, particularmente aquella en torno a las longitudes de onda: 940 nm, 1130 nm, 1380 nm y 1900 nm.







Valores típicos de la Columna Total de Vapor de Agua o Agua Precipitable (PW, por sus siglas en Inglés). Estos valores fueron calculados a partir de datos satelitales tomados entre los años 2005-2015 por el instrumento AIRS a bordo del satélite Aqua. El PW es una medida de la abundancia de Vapor de Agua en la atmósfera. Los valores del PW presentan en general variaciones estacionales significativas y tienden a ser más altos en verano.

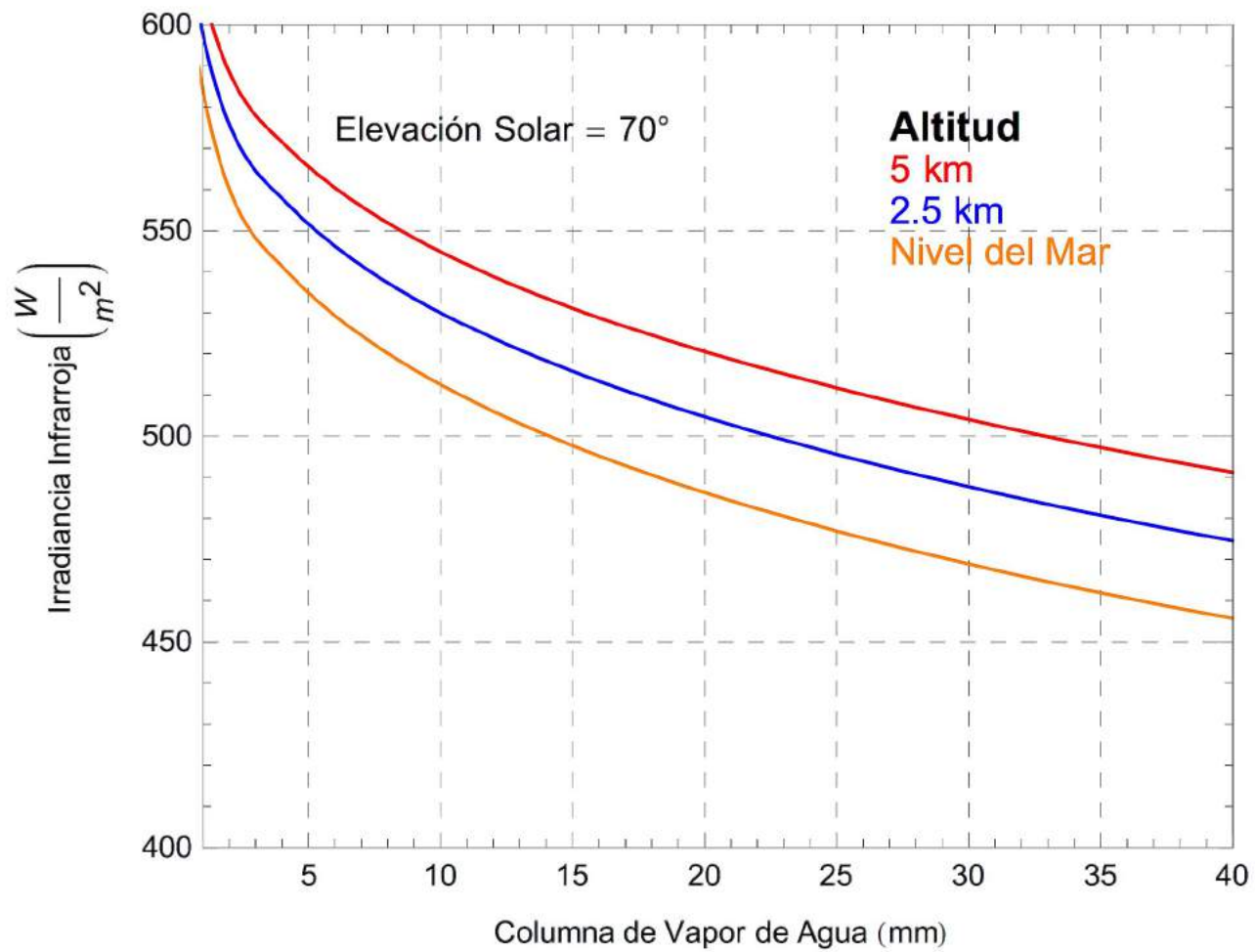
# La Radiación Infrarroja

La radiación Infrarroja (700-2500 nm) representa casi la mitad (~49,8%) de la irradiancia solar de onda corta que alcanza la superficie.

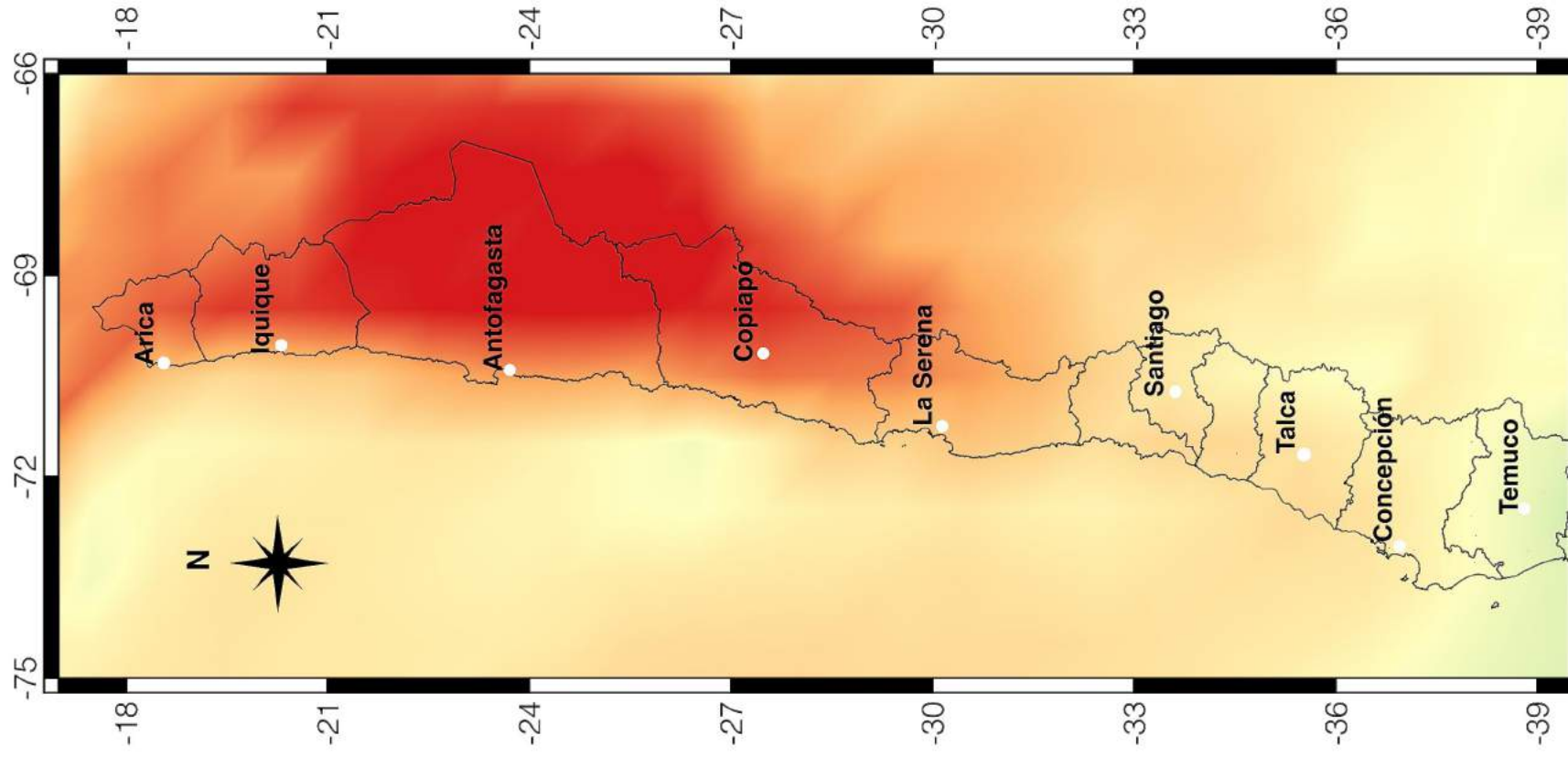
Debido a que la atmósfera terrestre dispersa preferentemente longitudes de onda relativamente cortas (como la UV, por ejemplo), la radiación Infrarroja que alcanza la superficie es mayoritariamente Directa. Aunque el porcentaje cambia con la elevación solar y la composición atmosférica, bajo condiciones de cielo despejado, más del 90% de la irradiancia Infrarroja es Directa.

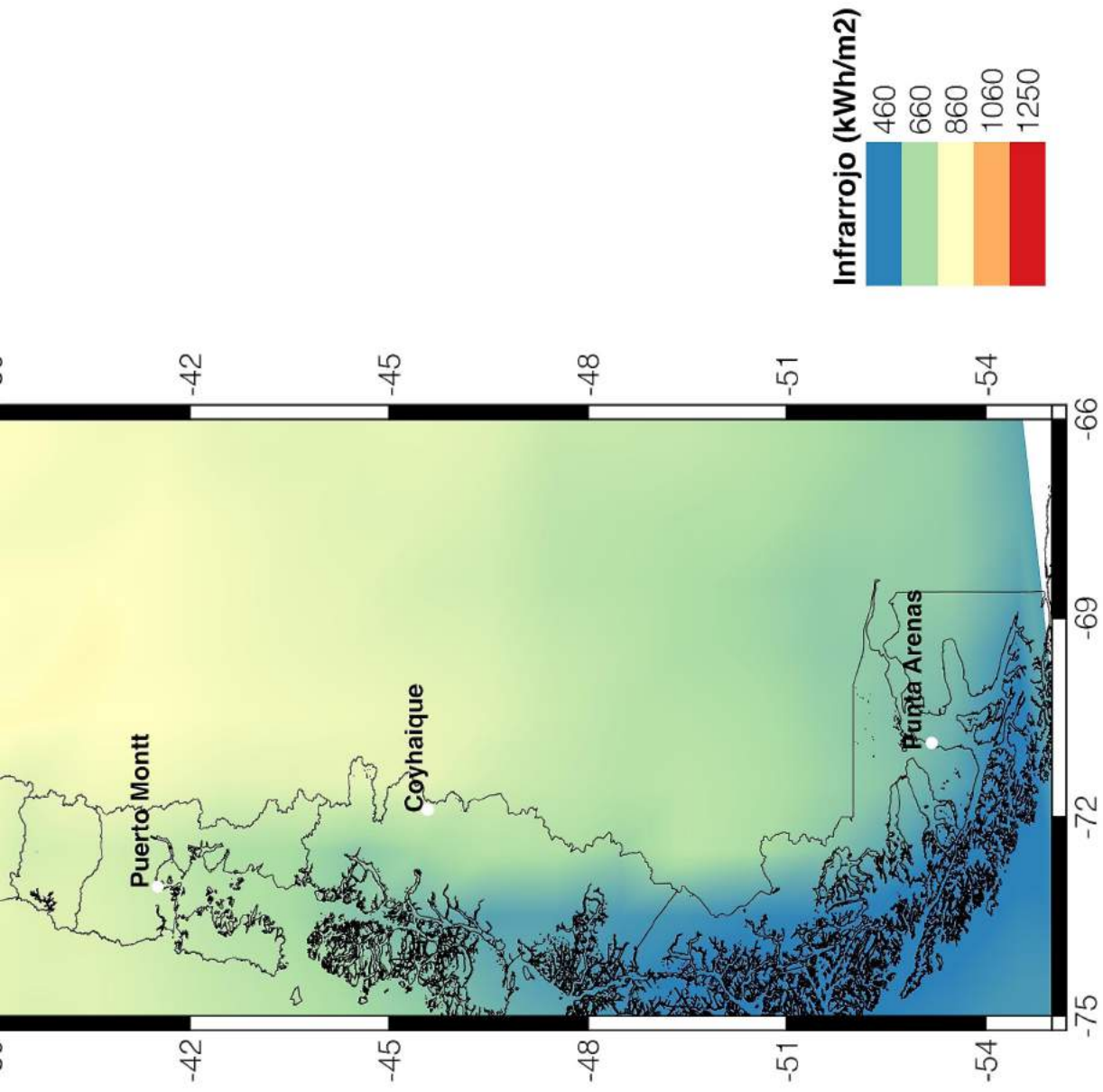
La irradiancia Infrarroja que alcanza la superficie depende de la Nubosidad, de la abundancia de Vapor de Agua (que absorbe la radiación en torno a las longitudes de onda 940 nm, 1130 nm, 1380 nm y 1900 nm), así como de la altitud y la elevación solar (que determinan el camino de la radiación a través de la atmósfera).

Debido a sus condiciones predominantes de cielo despejado, su baja humedad (baja columna de Vapor de Agua), su cercanía al ecuador y su gran altitud media, el Desierto de Atacama ha sido señalado como uno de los lugares del planeta con mayor dosis anual de radiación Infrarroja.

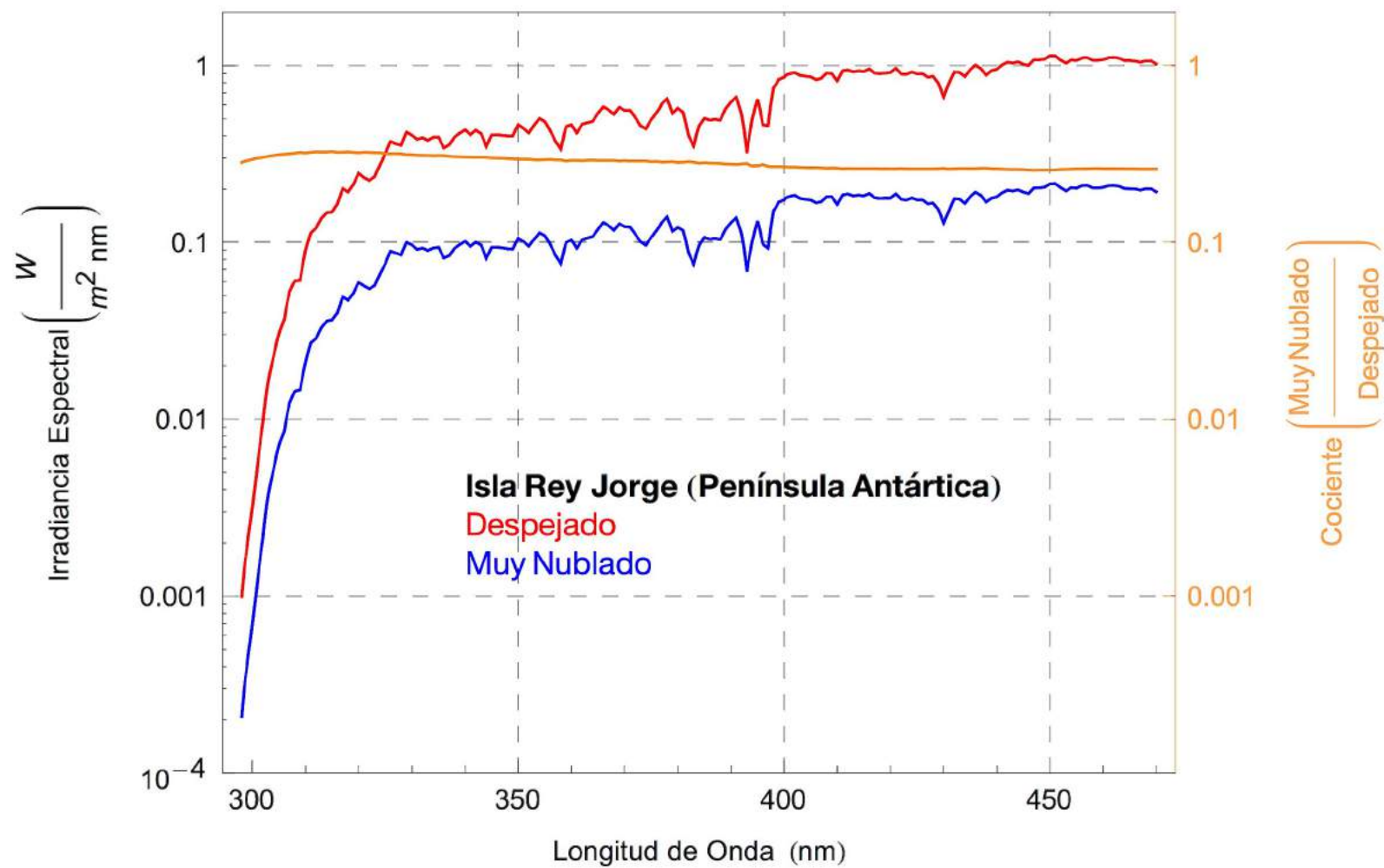


Cambio en la irradiancia Infrarroja (bajo cielo despejado) con la altitud y la Columna de Vapor de Agua. Estos resultados fueron computados empleando un modelo de transferencia radiativa asumiendo las condiciones del Desierto de Atacama.





Dosis típica anual de la radiación Infrarroja (700 nm – 2500 nm). Esta dosis fue estimada mediante la aplicación del modelo de transferencia radiativa Libradtran (ver para detalles Cordero et al., Sci. Rep. (2016), 6, 22457). El modelo fue alimentado con datos satelitales tomados entre los años 2005-2015 por el Instrumento MODIS a bordo del satélite Terra (en el caso del Espesor Óptico de los Aerosoles), y por el instrumento AIRS a bordo del satélite Aqua (en el caso de la Columna Total de Vapor de Agua). El efecto de la nubosidad fue introducido mediante la aplicación del Factor de Modificación de la Nubosidad (CMF, por sus siglas en Inglés) derivado a partir de lecturas del Instrumento OMI a bordo del satélite Aura (ver para más detalles Damiani et al., Atmospheric Research (2014) 138 139–151).



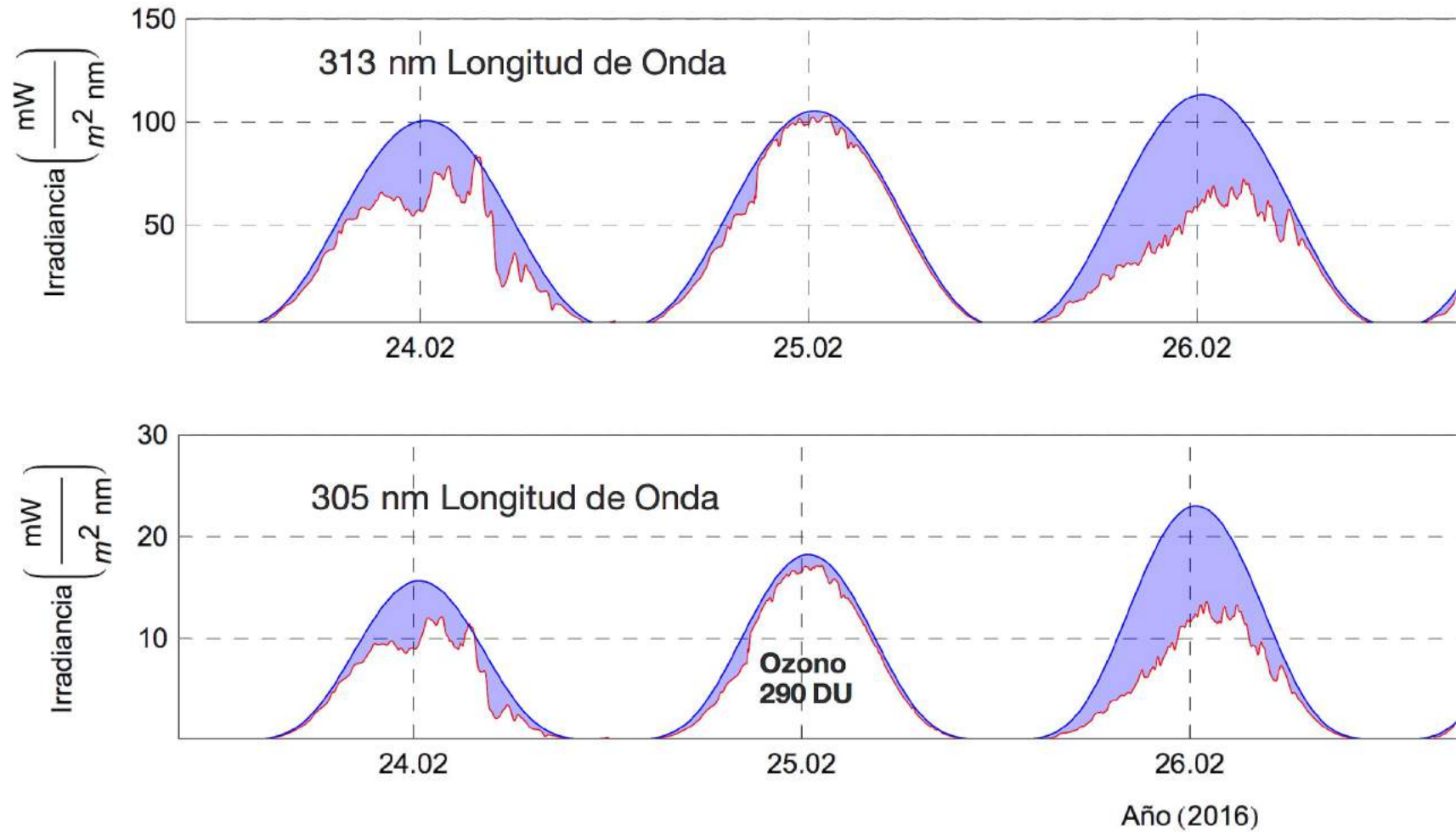
La curva Roja muestra la irradiancia solar medida en la Península Antártica bajo condiciones de cielo despejado, mientras que la curva Azul muestra la irradiancia medida en el mismo sitio y con la misma elevación solar pero bajo una gruesa capa de nubes. La curva Naranja (que muestra el cociente entre ambos espectros) permite apreciar el efecto de la Nubosidad.

# La Nubosidad

Las nubes están formadas por pequeñas gotas de agua en estado líquido. En general, las nubes atenúan la irradiancia que alcanza la superficie. La atenuación de la irradiancia debido a la Nubosidad puede llegar a ser de hasta 80% (en el caso de nubes de gran espesor óptico).

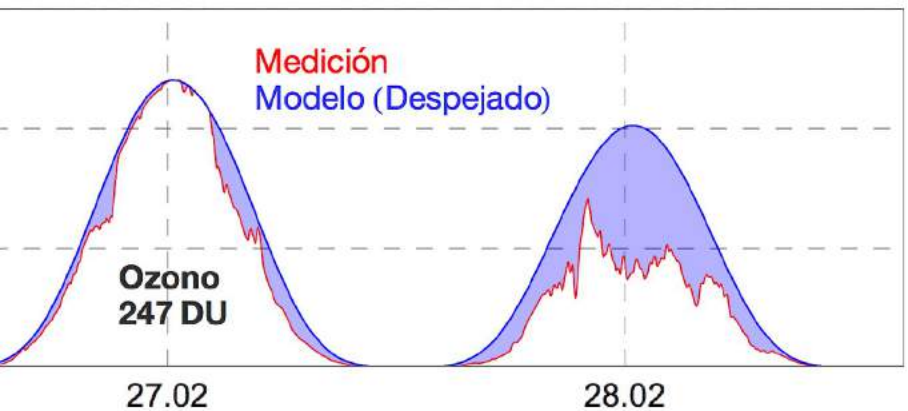
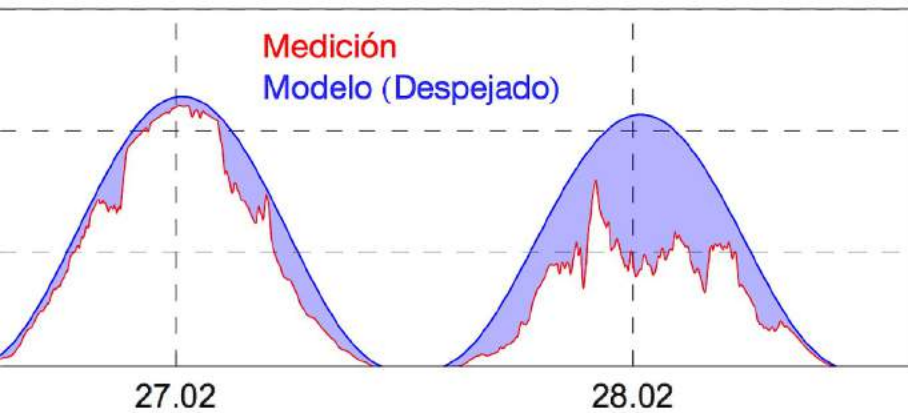
La Nubosidad presenta variaciones geográficas y estacionales. Tiende a ser mayor sobre el ecuador y sobre los océanos, disminuyendo significativamente sobre regiones áridas y en lugares muy fríos (por ejemplo, en desiertos o sobre la meseta Antártica). La Nubosidad también tiende a aumentar en invierno y disminuir significativamente en verano.

Una medida adimensional de la atenuación en la irradiancia debida a la Nubosidad, es el Factor de Modificación de la Nubosidad (CMF, por sus siglas en Inglés). El CMF es igual al cociente entre la irradiancia medida y la irradiancia potencial calculada asumiendo condiciones de cielo descubierto. Por ejemplo, un valor del CMF igual a 0,7 indica que la Nubosidad atenúa en un 30% la irradiancia solar que alcanza la superficie. Valores del CMF cercanos a 1 representan la ausencia total de Nubosidad, mientras que valores más bajos indican gran presencia de nubes o nubes de gran espesor óptico.

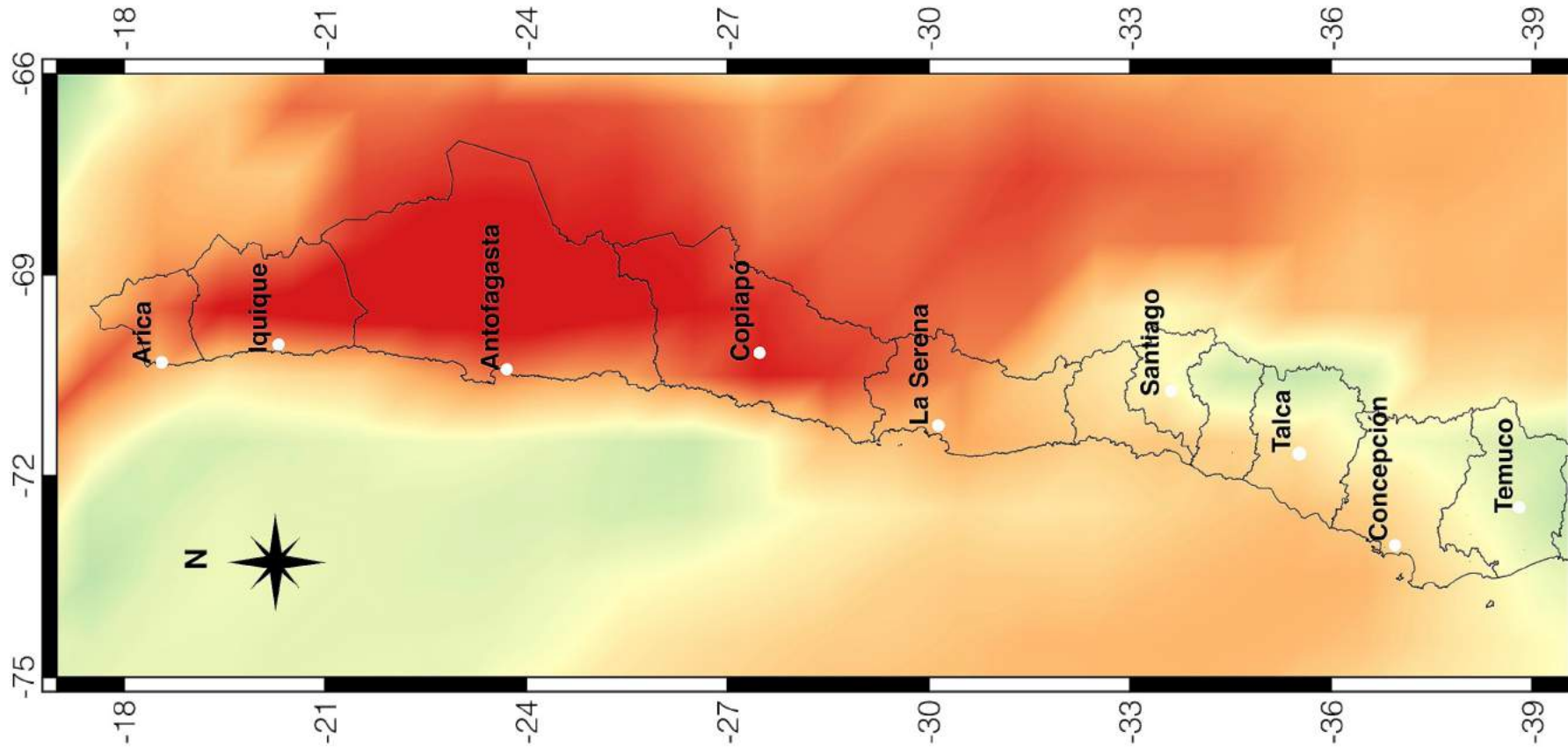


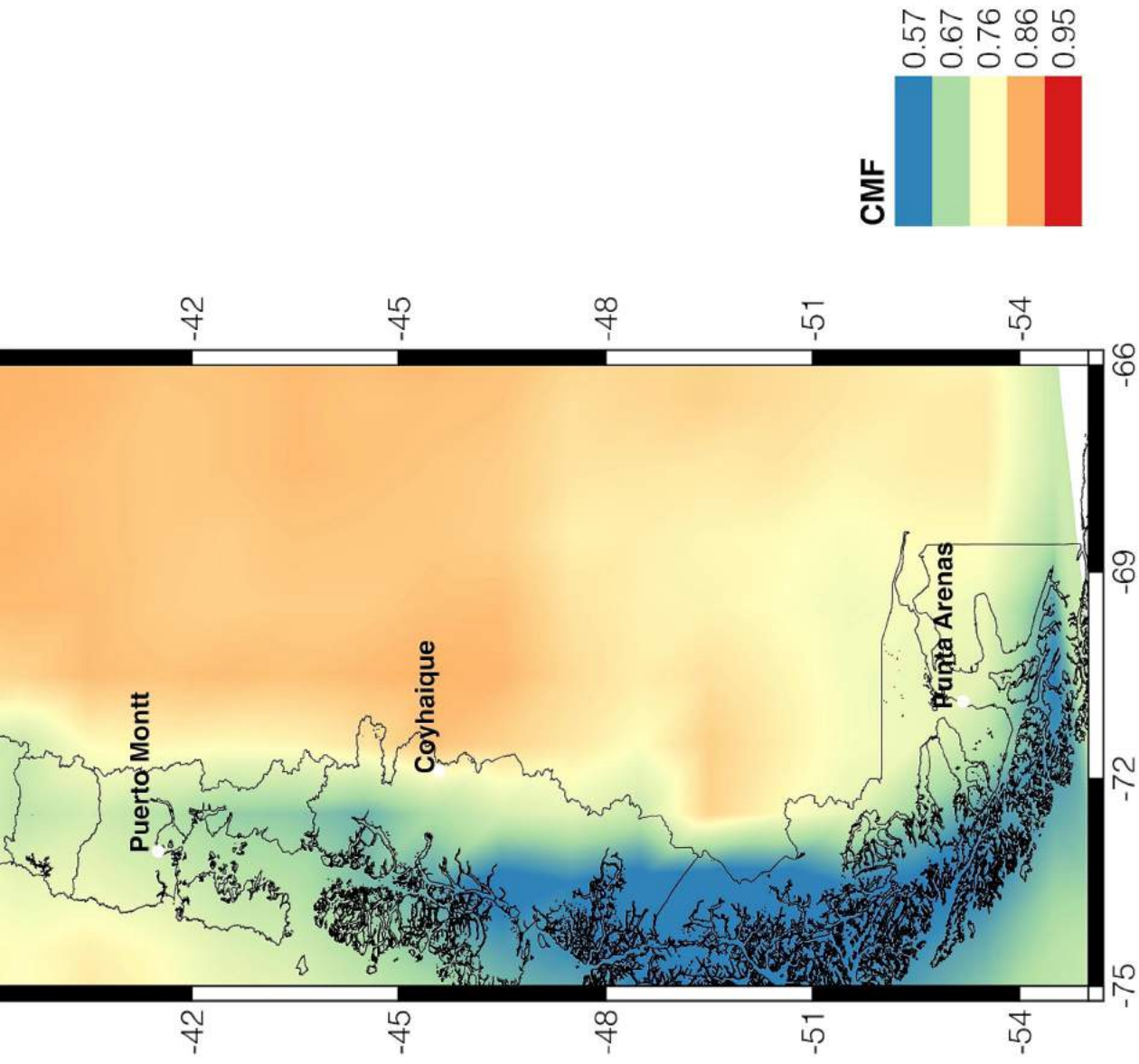
La curva Roja muestra la irradiancia medida en la Isla Rey Jorge (Península Antártica), mientras que la curva Azul muestra la irradiancia calculada (mediante un modelo) asumiendo condiciones de cielo despejado. La zona sombreada representa el efecto de la Nubosidad.





La Isla Rey Jorge presenta nubes frecuentes y de gran espesor óptico. La atenuación de la irradiancia debido a la Nubosidad local puede llegar a ser de hasta 80% (CMF=0,2).



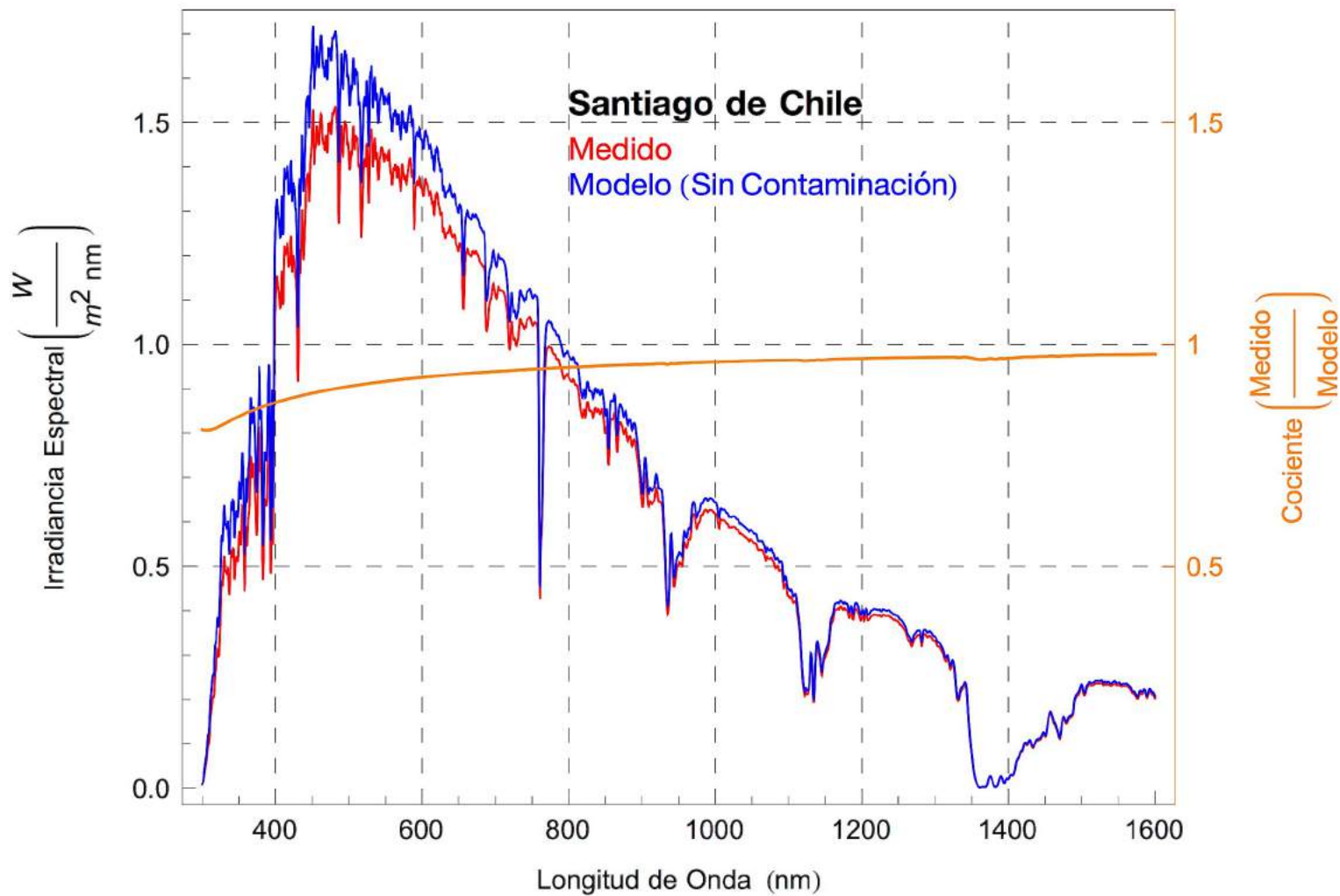


Valores típicos del Factor de Modificación de la Nubosidad (CMF, por sus siglas en Inglés) calculados a partir de datos del instrumento OMI a bordo del satélite Aura de la Nasa. El CMF es una medida adimensional de la atenuación en la irradiancia debida a la Nubosidad. Valores del CMF cercanos a 1 representan la ausencia total de Nubosidad mientras que valores más bajos indican gran presencia de nubes o nubes de gran espesor óptico. Por ejemplo, un valor del CMF igual a 0.7 indica que la Nubosidad atenúa en un 30% la irradiancia solar. Para más detalles, revisar Damiani et al., Atmospheric Research (2014) 138 139–151.





Plataforma de investigación solarimétrica TARP-02 de la Universidad de Santiago. Esta plataforma, instalada en 2015, está ubicada en la Isla Rey Jorge (Península Antártica); específicamente en la bahía Fildes, junto a la Base Escudero del Instituto Antártico Chileno ( $62^{\circ}12' S$ ,  $58^{\circ}57' O$ ). Al igual que su gemela en el desierto de Atacama (TARP-04), esta plataforma está equipada con moderna tecnología para medir el espectro de la radiación solar de onda corta.



La curva Roja muestra la irradiancia medida en Santiago de Chile bajo cielo despejado con una elevación solar de 70°, mientras que la curva Azul muestra la irradiancia calculada bajo las mismas condiciones pero asumiendo una atmósfera libre de contaminantes. La curva Naranja (que muestra el cociente entre ambos espectros) permite apreciar el efecto de los Aerosoles.

# Los Aerosoles

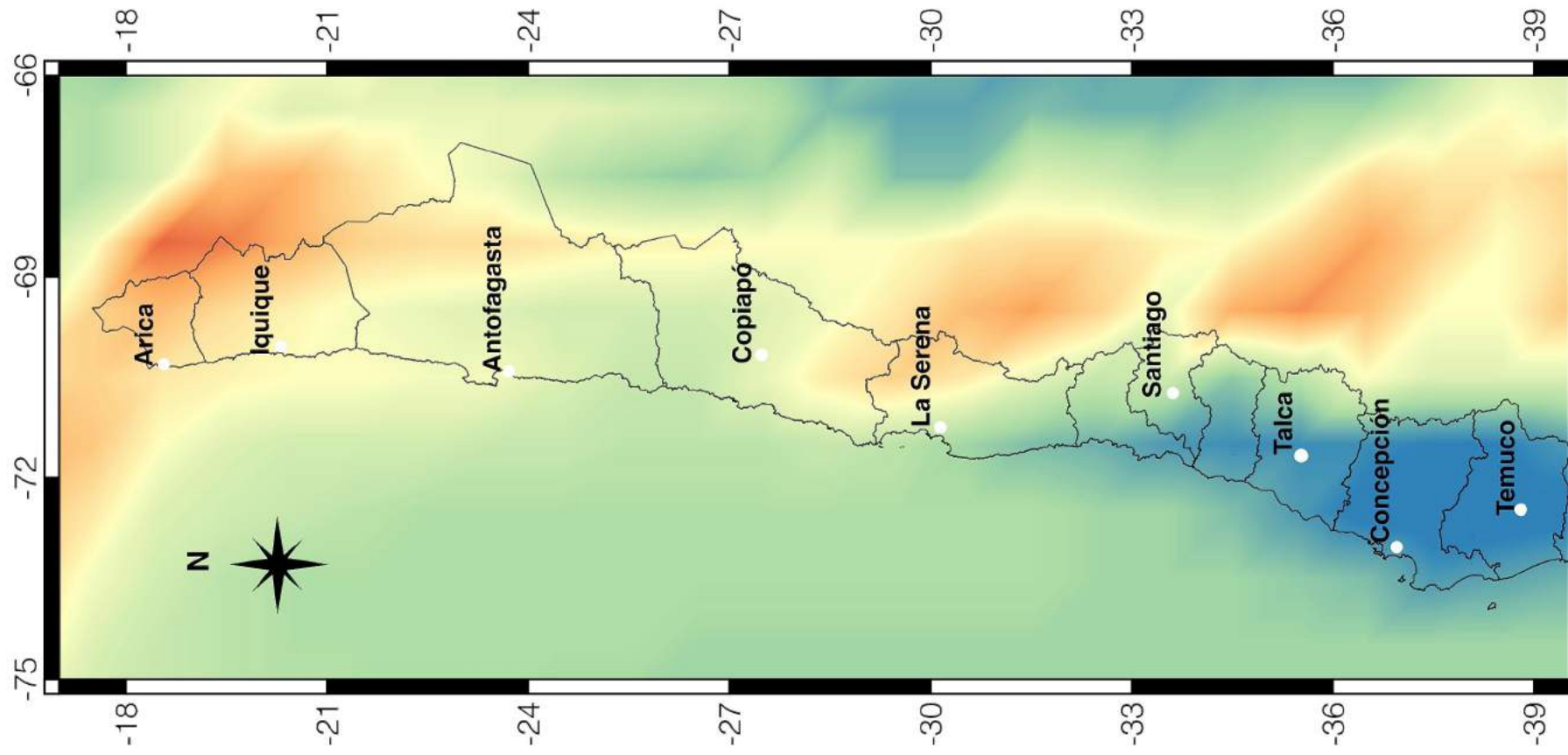
Los Aerosoles son partículas sólidas o líquidas que se encuentran suspendidas en la Atmósfera. El tamaño de estas partículas es en general del orden de los micrómetros. Las partículas más grandes permanecen en la atmósfera pocas horas antes de depositarse en la superficie, mientras que las más pequeñas pueden desplazarse con el viento por cientos y hasta miles de kilómetros.

Los Aerosoles pueden tener origen natural (por ejemplo, polvo en suspensión) o ser el resultado de actividades humanas (por ejemplo, el Carbono Negro resultante de la combustión del diésel). En general, los Aerosoles atenúan la irradiancia que alcanza la superficie.

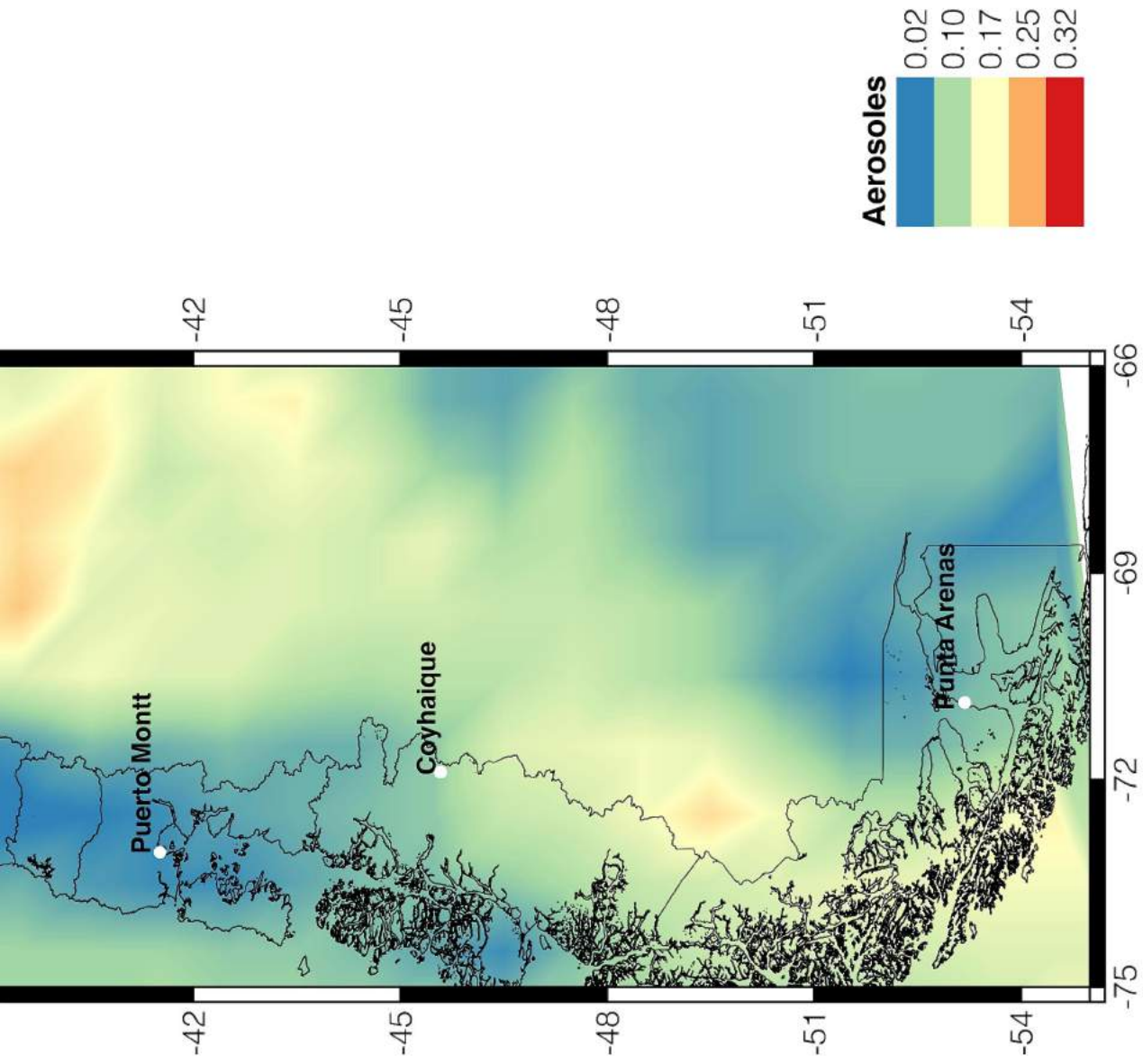
En el caso de ciudades con gran carga de contaminantes (por ejemplo, Santiago de Chile), la atenuación de la irradiancia debida a los Aerosoles puede llegar a ser mayor al 10% en el rango Visible.

Para cuantificar el efecto de los Aerosoles en la irradiancia se emplea el Espesor Óptico de los Aerosoles (AOD, por sus siglas en Inglés). Se trata de una medida adimensional de la atenuación provocada por la columna total de Aerosoles en la irradiancia Directa.

El AOD cambia con la longitud de onda y tiende a ser mayor en el caso de las longitudes de onda más cortas. En ciudades muy contaminadas los valores del AOD pueden llegar a 0,4 en el rango UV. Valores del AOD cercanos a cero indican una baja presencia de aerosoles en la atmósfera.







Valores típicos del Espesor Óptico de los Aerosoles (AOD, por sus siglas en Inglés) a 550 nm de longitud de onda. Estos valores fueron calculados a partir de datos satelitales tomados entre los años 2005-2015 por el instrumento MODIS a bordo del satélite Terra. El AOD es una medida adimensional de la atenuación en la irradiancia debida a la presencia de Aerosoles en la atmósfera. Valores del AOD cercanos a cero indican una baja presencia de partículas en suspensión (lo que se asocia a su vez a una gran *visibilidad*).





Plataforma de investigación solarimétrica TARP-03 de la Universidad de Santiago. Esta plataforma, instalada en 2014, está ubicada en el Campus de la Universidad de Santiago (33°27'S, 70°41'O). La plataforma depende del Laboratorio de Radiometría y Fotometría (LRF) del Departamento de Física de la Universidad. Al igual que las estaciones en el Desierto de Atacama (TARP-04) y en la Antártica (TARP-02), la plataforma en Santiago está equipada con moderna tecnología para medir el espectro de la radiación solar de onda corta.

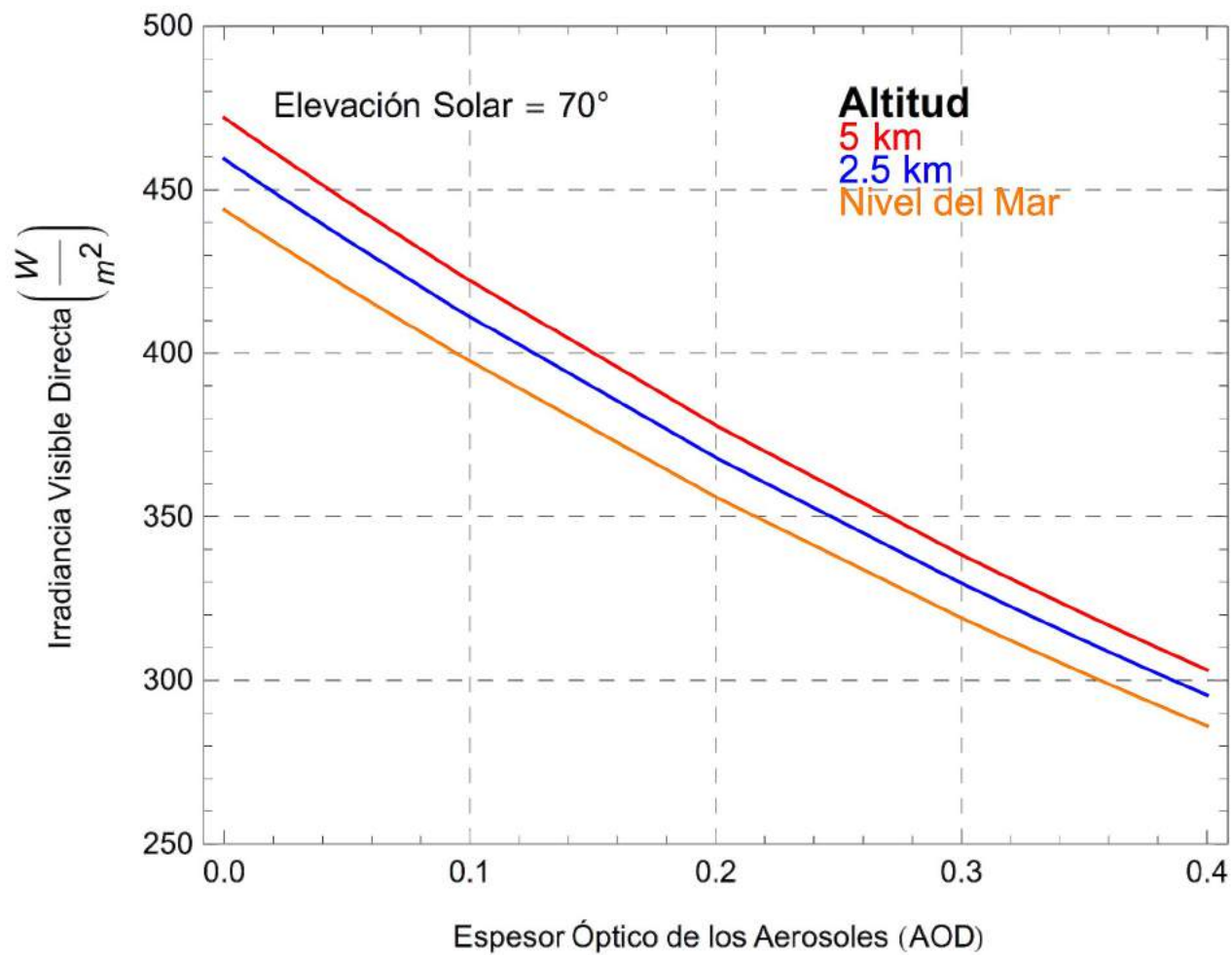
# La Radiación Visible

La radiación Visible (400-700 nm) recibe su nombre debido a que los humanos podemos verla en forma de luz. Los colores que percibimos indican distintas longitudes de onda: el color violeta corresponde a radiación de 400 nm de longitud de onda, mientras que el color rojo corresponde a radiación de 700 nm de longitud de onda. También podemos distinguir irradiancias en el rango Visible en forma de brillo: los objetos que emiten mayor irradiancia Visible son percibidos como más brillantes.

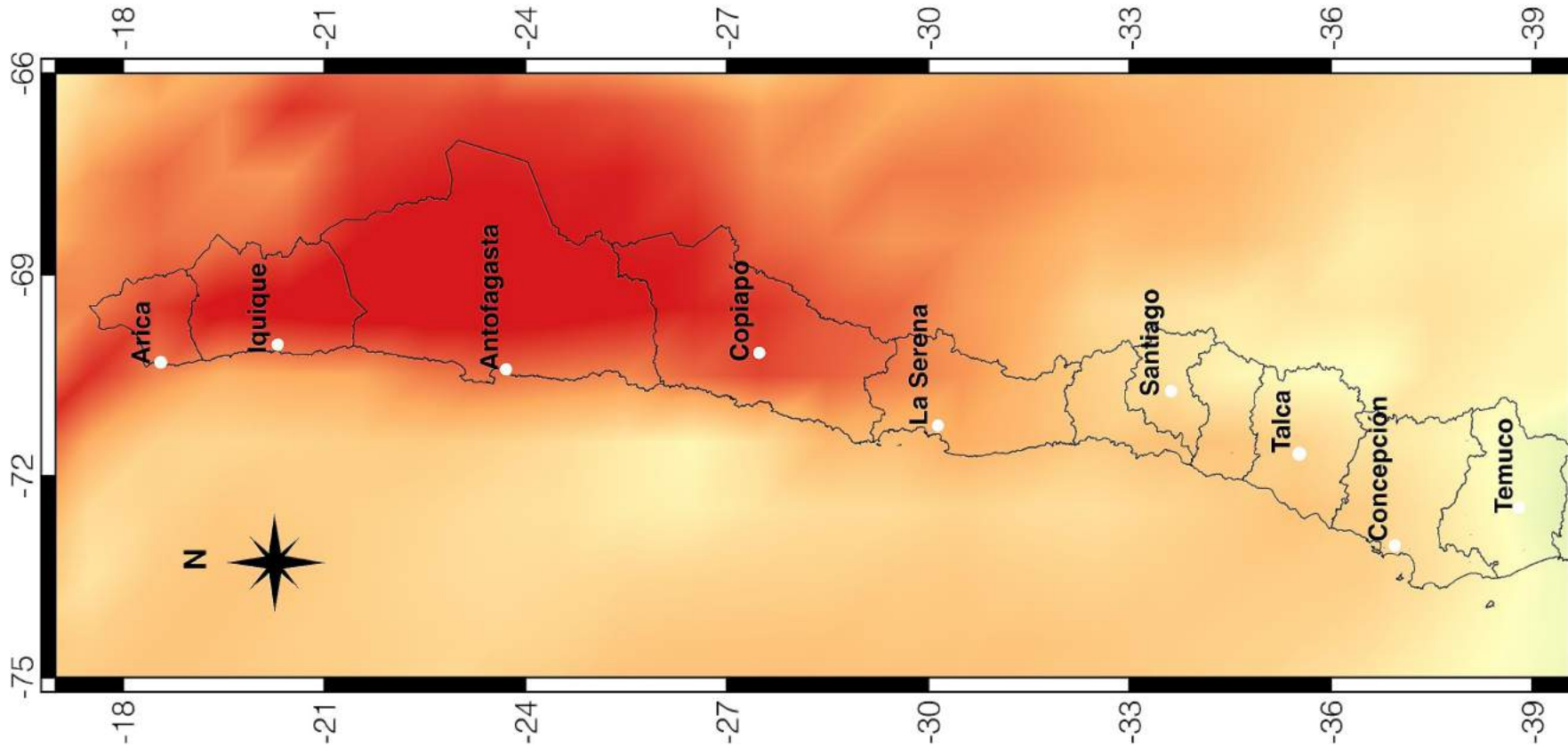
Aunque la radiación Visible representa sólo el ~44% de la irradiancia solar de onda corta, los máximos del espectro solar están en el rango Visible (en torno a los 500 nm).

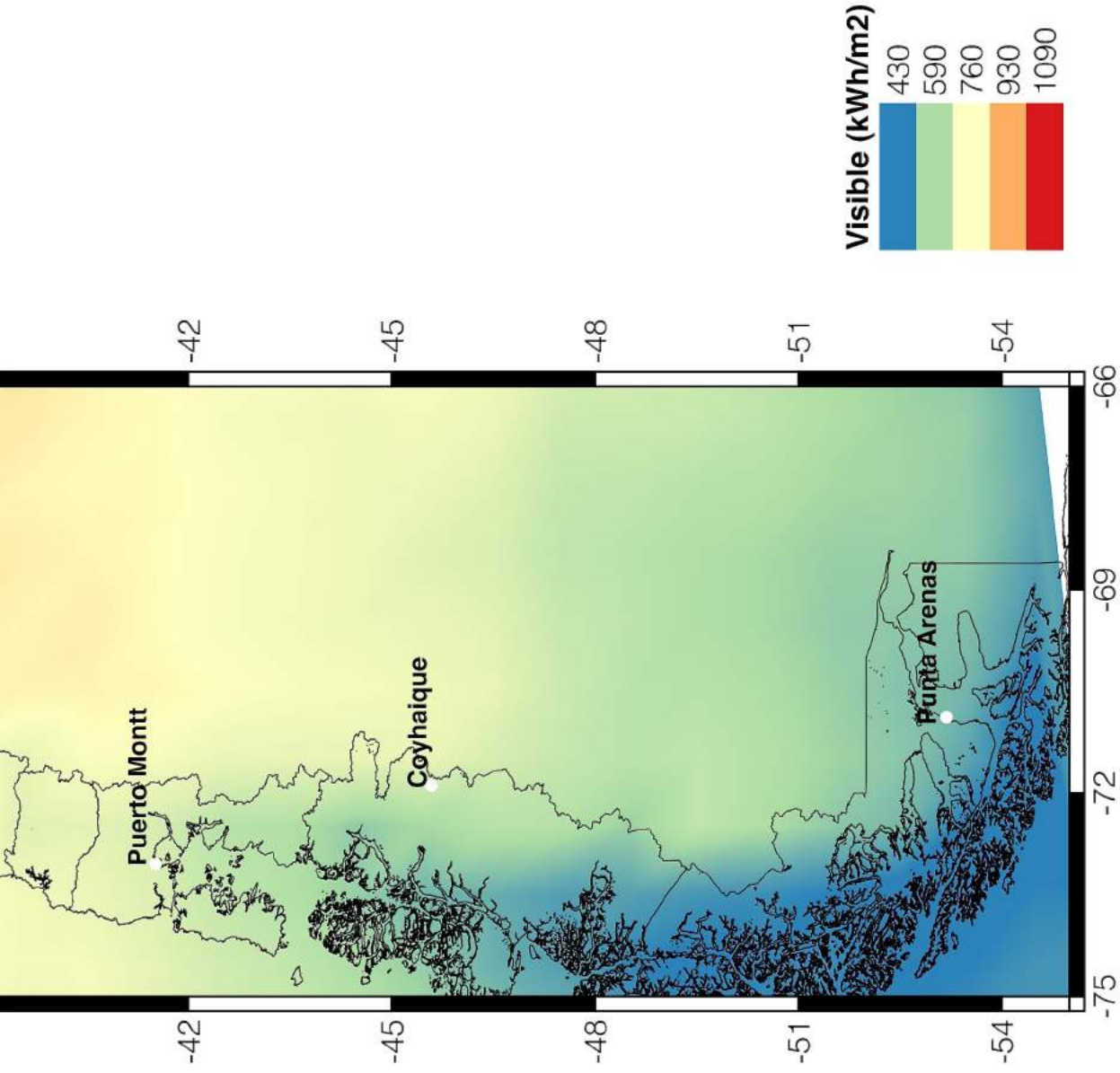
Al igual que la UV y la Infrarroja, la irradiancia Visible depende de la elevación solar, de la altitud, del albedo, y de los Aerosoles. La mayoría de los Aerosoles afectan preferentemente las longitudes de onda más cortas. Es decir, su influencia sobre la radiación Infrarroja tiende a ser menor que aquella sobre la radiación Visible.

Los Aerosoles atenúan la irradiancia Visible disminuyendo la visibilidad y afectando también el rendimiento de tecnologías basadas en la explotación de la radiación solar.



Cambio en la irradiancia Directa en el rango Visible (400-700 nm) con la altitud y el Espesor Óptico de los Aerosoles a 550 nm de longitud de onda. Estos resultados fueron computados empleando un modelo de transferencia radiativa asumiendo las condiciones del Desierto de Atacama bajo cielo despejado.





Dosis típica anual de la radiación Visible (400 nm – 700 nm) estimada mediante la aplicación del modelo de transferencia radiativa LibRadtran (ver para detalles Cordero et al., Sci. Rep. (2016), 6, 22457). El modelo fue alimentado con datos satelitales tomados entre los años 2005-2015 por el Instrumento MODIS a bordo del satélite Terra (en el caso del Espesor Óptico de los Aerosoles). El efecto de la Nubosidad fue introducido mediante la aplicación del Factor de Modificación de la Nubosidad (CMF, por sus siglas en Inglés) derivado a partir de lecturas del Instrumento OMI a bordo del satélite Aura (ver para más detalles Damiani et al., Atmospheric Research (2014) 138 139–151).

# Radiación Solar en Chile

Climatología y Mapas

El Dr. Raúl R. Cordero es miembro del Grupo Científico Consultivo (SAG, por sus siglas en Inglés) en Radiación Solar UV, del “Global Atmosphere Watch” (GAW), un programa de la Organización Meteorológica Mundial (WMO, por sus siglas en Inglés). Personal liderado por el Dr. Cordero realizó las mediciones para validar el modelo de transferencia radiativa LibRadtran, empleado para generar los mapas mostrados en este libro.

Las investigadoras Marta Caballero y Francisca Quiroz estuvieron a cargo de correr el modelo de transferencia radiativa LibRadtran. El Dr. Alessandro Damiani procesó los datos satelitales (a partir de lecturas de diversos instrumentos) que fueron empleados para correr el modelo.

Los investigadores José Jorquera, Edgardo Sepúlveda, Sarah Feron y Juan Rayas, participaron en diversas campañas de medición y realizaron aportes significativos a los textos e ilustraciones de este libro.

Las fotografías fueron tomadas por miembros del grupo liderado por el Dr. Cordero durante varias campañas de medición.

Esta publicación tiene fines educativos. Aunque alentamos su uso y reproducción parcial o total, sugerimos citar la fuente.

Para más información, visite: [www.antarctica.cl](http://www.antarctica.cl).

ISBN: 978-956-368-262-5



9 789563 168262 5