

TESIS DOCTORAL

Doctorado en Ingeniería.
Mención: Procesamiento de Señales e
Imágenes

“Procesamiento de señales de una
radiómetro de ondas milimétricas para
obtener perfiles de ozono y estudios de la
radiación solar UV en superficie”

Autor: Lic. Pablo Facundo Orte

Director de Tesis: Prof. Akira Mizuno

Co Directores de Tesis: Dr. Eduardo Quel
Dr. Jacobo O. Salvador

Buenos Aires - 2017

Índice

Prólogo	6
Resumen	9
Agradecimientos	13
Capítulo 1 Atmósfera, Ozono, Microondas y Radiación Solar	16
1.1 La Atmósfera, estructura y composición	16
1. 1. 1 Ozono	20
1. 1. 2 El agujero de ozono	22
1. 1. 3 Fotoquímica del ozono en la mesósfera (~65 km)	23
1. 2 Microondas y dispersión	25
1. 3 Línea de absorción/emisión.	26
1. 3. 1 Forma de la línea	27
1. 4 Radiación solar	32
1. 5 Radiación solar ultravioleta (UV)	33
1.6 Respuesta biológica al UV	35
1.7 Índice ultravioleta (IUV)	38
1.8 Monitoreo de irradiancia UV en Argentina.	39
1. 9 Referencias.....	46
Capítulo 2 Medición de perfiles de ozono con un radiómetro de ondas milimétricas ...	50
2.1 Instrumento de medición y observaciones.....	50
2.2 Ecuación de transferencia radiativa para el sensado remoto de ondas milimétricas y micrométricas considerando un medio sin dispersión.	58
2.3 Observación de la opacidad	61
2.4 Modelo a seguir	64
2.5 Tratamiento de las señales antes de la inversión.	69
2.5.1 Obtención del espectro observado.....	69
2.5.2 Corrección del espectro observado	70
2.6 Perfil a priori (climatologías).....	72
2.7 Teoría del método de inversión	73
2.7.1 Densidad de probabilidad y teorema de Bayes	77
2.8 Modelo de transferencia radiativa: ARTS+QPACK	80

2.9 Implementación del método de inversión	81
2.10 Evaluación del método.....	82
2.11 Análisis de errores.	83
2.11.1 Error <i>smoothing</i>	84
2.11.2 Error de los parámetros involucrados en el cálculo (<i>Forward model parameters error</i>).....	84
2.11.3 Error del ruido.	86
2.11.4 Error total	86
2.12 Conclusiones	88
2.13 Referencias.....	90
Capítulo 3 Resultados de las observaciones con el radiómetro de ondas milimétricas..	92
3.1 Descripción de las técnicas de monitoreo intercomparadas.	93
3.1.1 Lidar de absorción diferencial (DIAL).....	93
3.1.2 ECC ozonosonda.....	94
3.1.3 MLS (Microwave Limb Sounder) – AURA	95
3.2 Serie temporal de la relación de mezcla de ozono.	95
3.3 Comparación MWR – MLS.....	96
3.4 Comparación MWR – DIAL	99
3.5 Intercomparación de perfiles de ozono. Campaña OZITOS Oct. 2014.....	101
3.5.1 Metodología de suavizado.....	104
3.5.2 Intercomparaciones.	105
3.6 Respuesta de las mediciones radiométricas en un caso extremo de agujero de ozono sobre Río Gallegos.	107
3.7 Conclusiones	112
3.8 Referencias.....	113
Capítulo 4 Estudios de radiación solar con un radiómetro de banda angosta GUV-541	115
4.1 Descripción GUV-541	116
4.2 Parámetros derivados con el instrumento GUV-541 en el OAPA.....	117
4.3 Obtención de la producción de vitamina D.....	120
4.4 Atenuación e incremento de la radiación UV debido a la nubosidad	125
4.4.1 Obtención de los coeficientes y validación del modelo.	126
4.4.2 Atenuación del riesgo potencial de la radiación UV en situaciones de CTO bajo.	130

4.4.3 Incremento de la radiación UV debido al borde de nube.....	134
4.5 Conclusión.....	140
4.6 Referencias.....	142
Capítulo 5 Conclusiones Generales. Perspectivas a Futuro	146
Índice de figuras	151
Índice de Tablas.....	157

Prólogo

El pronunciado adelgazamiento de la capa de ozono conocido como “Agujero de Ozono” descubierto en el año 1985, despertó un interés mundial y particular por el estudio de este gas en la atmósfera. Con el objetivo de contribuir con el monitoreo de ozono y la íntimamente relacionada radiación solar UV que alcanza la superficie terrestre, en el año 2005 la División Lidar del CEILAP instaló en la Base Aérea de Río Gallegos (Fuerza Aérea Argentina), un laboratorio de sensado remoto atmosférico en el marco del proyecto SOLAR (Stratospheric Ozone Lidar of Argentina). Durante este proyecto fue instalado un Lidar de Absorción Diferencial (DIAL) con el objetivo de observar perfiles de ozono en altura entre los 15 y 45 km, junto con radiómetros para registrar la radiación solar UV en superficie, entre otros instrumentos. Este proyecto fue desarrollado entre los años 2003 – 2007 y financiado por la Agencia de Cooperación Internacional del Japón (JICA). Posteriormente, debido a la alta calidad obtenida de los de las mediciones, el instrumento DIAL fue admitido dentro de la red NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change) en el año 2008 y en el año 2011 fue nombrado como Observatorio Atmosférico de la Patagonia Austral (OAPA – UNIDEF).

Desde el punto de vista geográfico, la característica principal con que cuenta el OAPA es la cercanía que presenta con el agujero de ozono, el cual durante la primavera suele alcanzar la Patagonia argentina derivando en valores bajos de ozono y el consecuente aumento de la radiación UV en superficie.

En el año 2008, con la finalización y éxito del proyecto SOLAR, la JICA decidió continuar con el apoyo a nuestro laboratorio a través de un nuevo proyecto denominado UVO3Patagonia (2008 – 2011). Durante el año 2009 y en el marco de este nuevo proyecto comienza mi vinculación con la División Lidar del CEILAP y el OAPA para realizar, en principio, estudios relacionados con la radiación solar UV en superficie mediante el procesamiento de señales medidas con radiómetro solares instalados en el OAPA, donde se realizan visitas periódicas desde el inicio del doctorado.

Debido al interés internacional en estudiar la atmósfera en esta región patagónica, la capacidad instrumental del observatorio fue creciendo hasta que en el año 2011, un radiómetro de ondas milimétricas fue instalado en el OAPA por investigadores del Institute for Space-Earth Environmental Research (ISEE), perteneciente a la Universidad de Nagoya, Japón. La instalación se realizó bajo la dirección del Prof. Akira Mizuno, con la colaboración del personal de nuestro laboratorio.

Este nuevo instrumento trajo aparejado el desafío de comenzar con el estudio de una técnica de monitoreo que no había sido desarrollada en la División Lidar. Las relaciones con instituciones japonesas fueron creciendo hasta que en el año 2013, mediante el otorgamiento del proyecto trinacional SAVER-Net entre Japón, Chile y Argentina, se consolidaron estas relaciones entre investigadores de los tres países para llevar adelante el proyecto denominado “Desarrollo del Sistema de Gestión de Riesgos Medioambientales Atmosféricos en Sudamérica” (SAVER-Net), financiado por JICA y JST, bajo el programa japonés SATREPS (<https://www.jst.go.jp/global/english/about.html>).

Los laboratorios que llevan adelante este proyecto son el ISEE (ex Solar - Terrestrial Environment Laboratory (STEL)), Universidad de Nagoya, Japón, el Laboratorio de Investigaciones Atmosféricas (LIA) perteneciente a la Universidad de Magallanes,

establecido en Punta Arenas, Chile, y nuestro laboratorio. El proyecto SAVER-Net aún se encuentra en ejecución y finalizará en marzo del año 2018.

En el marco de este proyecto, luego de aceptar el desafío de estudiar esta técnica de medición para obtener perfiles de ozono, realicé una estadía de capacitación en el ISEE en el año 2014, lo que me permitió trabajar con investigadores expertos en la temática. Esta estancia generó un contexto fundamental para introducirme en el procesamiento de señales medidas con el radiómetro de ondas milimétricas. Luego, mediante una segunda estadía de capacitación en el mismo laboratorio se consolidaron los conocimientos adquiridos anteriormente, necesarios para la implementación y desarrollo de los algoritmos de procesamiento. Ambas estadías fueron financiadas por la Agencia de Cooperación Internacional del Japón y por la Universidad de Nagoya.

La concreción de esta tesis incrementa las capacidades de estudios geofísicos en esta zona de interés afectada directamente por el fenómeno del agujero de ozono que se presenta desde hace más de tres décadas.

A su vez, abre un nuevo campo de investigación en técnicas de sensado remoto de ondas micrométricas y milimétricas dentro de la División Lidar del CEILAP, ampliando las capacidades y potencialidad del laboratorio para encarar nuevos desafíos basados en el monitoreo de parámetros atmosféricos con instrumental que funcionan bajo principios físicos similares, como puede ser la incorporación de radiómetros de ondas milimétricas para el monitoreo de perfiles de temperatura o vapor de agua atmosférico.

Resumen

Los objetivos principales de esta tesis son el procesamiento de señales provenientes de un radiómetro de ondas milimétricas para la obtención de perfiles de ozono y de un radiómetro banda angosta GUV-541 para el estudio de la radiación UV en superficie y la obtención de parámetros atmosféricos. Ambos instrumentos se encuentran instalados en el Observatorio Atmosférico de la Patagonia Austral (OAPA).

En esta tesis se describen los algoritmos desarrollados e implementados para el procesamiento de señales observadas por el radiómetro de ondas milimétricas. Este instrumento emplea un receptor superheterodino, utilizando como detector un superconductor enfriado a 4K para monitorear las señales emitidas por las transiciones rotacionales de la molécula de ozono, presente en la estratósfera y mesósfera. El procesamiento de señales radiométricas mencionado se conoce como “proceso de inversión” e involucra cálculos matemáticos y la utilización de un modelo de transferencia radiativa para finalmente obtener los perfiles de ozono. Para la inversión de estos perfiles, fue necesario adquirir conocimientos e implementar el modelo ARTS (Atmospheric Radiative Transfer Simulator) el cual permite el cálculo de espectros en el rango de las ondas milimétricas y micrométricas. Este modelo es ampliamente utilizado y citado a nivel mundial dentro de este campo de aplicación.

Además, durante el desarrollo, se generó una caracterización climatológica de la atmósfera para la región de monitoreo, necesaria en el inicio del método de inversión. Así mismo, se adquirieron conocimientos y entrenamiento en el manejo de bases de datos de re-análisis de diferentes parámetros geofísicos para la caracterización atmosférica en el momento de la medición, necesarios para la optimización de la inversión realizada.

Las principales ventajas que presenta esta técnica de medición respecto de otras implementadas en la División Lidar del CEILAP y en el OAPA, es la alta resolución temporal que se consigue y el rango de altura alcanzado (~25 - ~65 km), incrementando la altura de los perfiles DIAL y permitiendo estudiar la variabilidad de este gas entre el día y la noche debido a la fotoquímica que se presenta en la alta estratósfera y la mesósfera. Por otro lado, la alta resolución temporal del orden de una hora permite determinar, además, el momento en que el agujero de ozono alcanza estas latitudes subpolares.

Cuando este fenómeno alcanza la región patagónica, la columna total de ozono disminuye drásticamente con el consecuente incremento de la radiación solar UV. Por tal motivo, otro objetivo abordado en el marco de esta tesis es el estudio de la radiación UV en superficie y el incremento de las capacidades instrumentales del radiómetro solar de banda angosta GUV-541 a través de la obtención de síntesis de vitamina D mediante el procesamiento de señales medidas con este instrumento.

La tesis está organizada de la siguiente manera. En el capítulo 1 se presenta una introducción a la atmósfera, el ozono, la física de las ondas milimétricas y la radiación solar UV.

En el Capítulo 2 se describe el principio de funcionamiento del MWR empleado para el monitoreo de las señales provenientes de las transiciones rotacionales de las moléculas de ozono y los algoritmos desarrollados e implementados para el procesamiento que estas señales reciben para la inversión a perfiles de ozono. Este sistema de medición es único en nuestro país y uno de los pocos a nivel mundial.

En el capítulo 3 se describen los resultados obtenidos con el sistema descrito en el capítulo 2, durante el periodo analizado (octubre de 2014 y diciembre de 2015). En el mismo se estudia la variabilidad de la relación de mezcla de ozono en diferentes alturas

y se intercomparan los resultados obtenidos con instrumentos independientes como el DIAL de ozono instalado en el OAPA y el Microwave Limb Sounder (MLS) a bordo del satélite AURA/NASA. Además, realizan las intercomparaciones con sondas electroquímicas (ECC - ozonosondas) para el monitoreo de ozono *in situ* durante la campaña OZITOS (OZone profile aT Río GallegOS) realizada en noviembre del 2014. Esta campaña fue llevada a cabo en conjunto con investigadores del LIA de la Universidad de Magallanes, Chile e investigadores del ISEE de la Universidad de Nagoya, Japón. El análisis geofísico de un caso de agujero de ozono pasando sobre la ciudad de Río Gallegos durante la primavera del 2014 es estudiado con los perfiles observados con el radiómetro.

En el capítulo 4 se describen los algoritmos desarrollados para el procesamiento de señales observadas mediante el sensado pasivo de radiación solar UV con el radiómetro multifiltro de banda angosta GUV-541 instalado en el OAPA. La base de datos analizada abarca el periodo 2005-2012. Se han desarrollado algoritmos para obtener la producción de vitamina D en personas expuestas en Río Gallegos. Este parámetro es de primordial interés debido en esta región debido a que sus habitantes no suelen alcanzar la síntesis adecuada de esta vitamina, principalmente durante el invierno. La dosis de vitamina D obtenida es luego validada por la derivada de un espectrofotómetro Brewer MKIV perteneciente al Instituto Nacional de Pesquisas Espaciales, Brasil, durante los años 2008 y 2010. Además, se describe una metodología desarrollada para estudiar la atenuación que producen las nubes en la radiación UV que alcanza la superficie en situaciones de ozono bajo y el incremento en esta radiación respecto de condiciones de cielo despejado, debido a la reflexión en el borde de las nubes.

Finalmente, el capítulo 5 presenta las conclusiones de esta tesis de doctorado y las perspectivas a futuro.

Agradecimientos

Durante el transcurso de mi doctorado fueron muchas las personas que colaboraron y me apoyaron de una u otra manera para que esta tesis pueda ser llevada a cabo. Van mis agradecimientos para todos ellos.

Deseo agradecer muy especialmente al Prof. Akira Mizuno, Director de esta tesis, por haberme dado las herramientas necesarias para llevar a adelante este doctorado. Agradecerle también por la hospitalidad brindada en mis estancias en el ISEE de la Universidad de Nagoya, Japón.

Deseo extender estos agradecimientos a los Dres. Hirofumi Ohyama y Tomoo Nagahama por su colaboración durante mis estadías en ISEE y sus estadías en el CEILAP, fundamentales para el desarrollo de la tesis.

Agradecer a mis codirectores, el Dr. Eduardo J. Quel y el Dr. Jacobo O. Salvador por su infinito apoyo y haberme dado los recursos necesarios para la concreción de la esta tesis.

Agradecer al Dr. Elian Wolfram, un compañero y amigo quien nunca dejo de apoyarme y quien me dirigió en los estudios relacionados a la radiación solar UV que se presentan en esta tesis.

A mis compañeros y amigos de la División Lidar, Raúl, Juan, Ezequiel, Gabriela Silvina, Pablito, Mirta, Seba, Miguel, Claudio, Yuji, Marcelo, Lidia, Pablo, Belén, Jesica, quienes me ayudaron y apoyaron de diferentes maneras y con quienes compartí agradables momentos.

Finalmente, no puedo terminar estos agradecimientos sin mencionar a mi familia. El más especial de los agradecimientos a mis viejos, Daniel y Cristina y a mis hermanos, Daniel y Marcos por el apoyo incondicional no solo en el transcurso del doctorado sino en cada paso que doy en la vida.

A nivel institucional, deseo agradecer al CEILAP (CITEDEF – CONICET), a la ANPCyT, y a la UTN-FRBA, instituciones que permitieron la realización y concreción de esta tesis de doctorado.

Deseo agradecer también de forma especial al laboratorio ISEE, perteneciente a la Universidad de Nagoya, Japón, por permitirme realizar las estadías de investigación en sus instalaciones, fundamentales para llevar adelante la tesis, y agradecer a la Agencia de Cooperación Internacional del Japón (JICA) por el financiamiento de las mismas.

Agradecer nuevamente a la JICA por el financiamiento de los proyectos SOLAR (2005 - 2007), UVO3Patagonia y el proyecto SAVER-Net, los cuales enmarcaron el desarrollo de esta tesis.

Capítulo 1 Atmósfera, Ozono, Microondas y Radiación Solar

1.1 La Atmósfera, estructura y composición

La atmósfera es la capa gaseosa que rodea la Tierra y se encuentra sujeta a ésta debido a la gravedad. La masa de la atmósfera ejerce una presión sobre la Tierra la cual decrece exponencialmente con la altura siguiendo la ecuación hidrostática:

$$\frac{\delta p}{\delta h} = -\rho g \quad (1.1)$$

donde p es la presión del fluido, h la altura, ρ la densidad del fluido y g la aceleración de la gravedad. Por lo tanto, la presión en un punto determinado es el peso por unidad de superficie de la columna de aire que se encuentra por encima. El valor promedio de presión a nivel del mar es alrededor de 1013,25 hPa.

La atmósfera puede dividirse verticalmente tomando diferentes criterios. El más utilizado es teniendo en cuenta el signo del gradiente de temperatura.

La capa que se extiende desde la superficie terrestre hasta una altura aproximada de 15 km (dependiendo de la latitud) se denomina tropósfera. Esta capa presenta un gradiente de temperatura negativo, aproximadamente constante, con un valor medio aproximado de $-6,5$ °C/km. La temperatura media en la superficie es de 15 °C disminuyendo a -50 °C en la tropopausa, que es la región entre la tropósfera y la estratósfera donde el gradiente de temperatura invierte su signo. La altura de la tropopausa varía considerablemente, siendo mayor en aire cálido que en aire frío (aproximadamente 16 km en el Ecuador y 8 km en los polos). La capa siguiente es la estratósfera donde la temperatura comienza a

aumentar con la altura hasta alcanzar 0°C alrededor de los 50 km en la estratopausa. Este incremento es principalmente debido a la absorción de energía solar, básicamente UV, por el ozono estratosférico, el cual presenta su mayor cantidad de moléculas por unidad de volumen en esta capa. Más arriba, en la mesósfera, el gradiente de temperatura vuelve a hacerse negativo hasta alcanzar la mesopausa con una temperatura de -100°C a los 85 km aproximadamente. El declive de la temperatura atmosférica en la mesósfera es consecuencia del decrecimiento en la cantidad de la abundancia de ozono y el incremento de las tasas de enfriamiento, debido a la radiación infrarroja del CO_2 y O_3 , la cual escapa más fácilmente al espacio por encima de la estratopausa. La mesósfera junto con la estratósfera se conoce como atmósfera media. Luego se encuentra la termósfera. En esta capa la temperatura comienza a aumentar nuevamente con la altura.

En la Figura 1.1 se presenta un perfil medio zonal típico de temperatura (climatológico) para el mes de enero, calculado desde observaciones satelitales (MLS, http://mls.jpl.nasa.gov/products/temp_product.php) entre 2004 y 2015 para la latitud de la ciudad de Río Gallegos, donde se observa la división de la atmósfera según el signo del gradiente de temperatura.

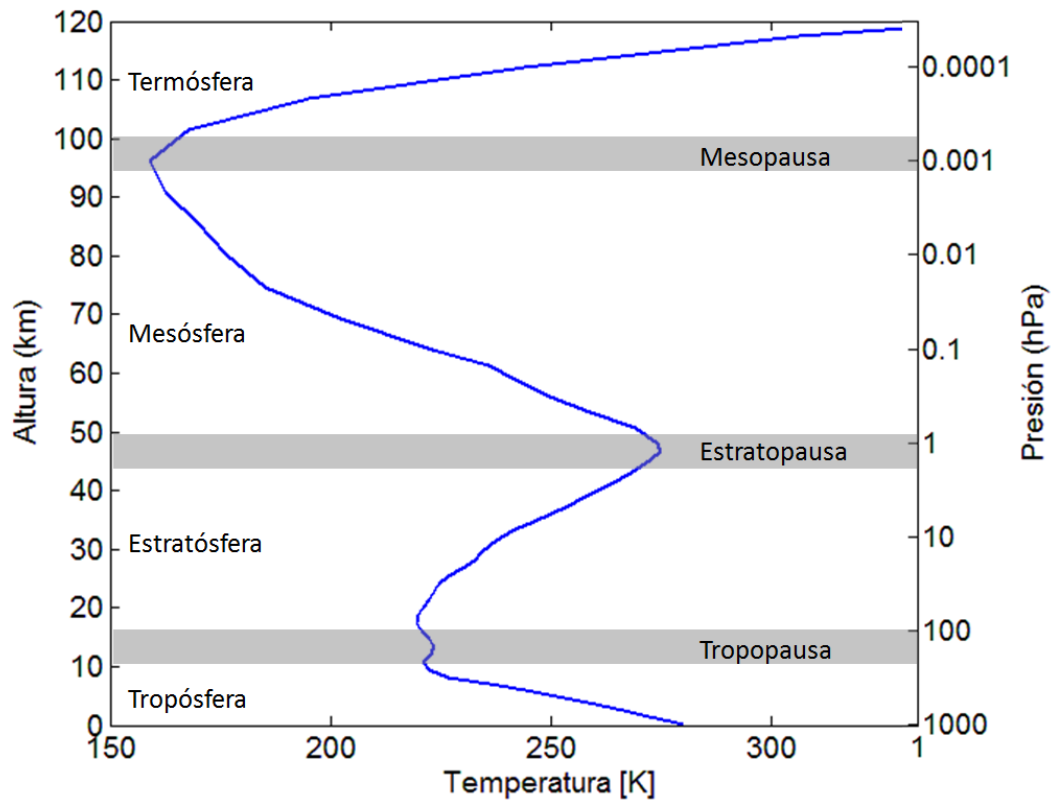


Figura 1.1 Perfil de Temperatura zonal climatológica (2005-2015) para la latitud de Río Gallegos, calculado para el mes de enero desde la base de datos del instrumento MLS (http://mls.jpl.nasa.gov/products/temp_product.php). Se observa la división de la atmósfera según el signo del gradiente de temperatura.

Las concentraciones de algunos gases que componen la atmósfera permanecen cuasi constantes mientras que otros varían considerablemente en tiempo y espacio. Además, está compuesta por aerosoles (partículas en suspensión) y eventuales hidrómetros (gotas de nubes, nieve, granizo, gotas de lluvia, etc.). En la Tabla 1.1 se presenta la composición de la atmósfera por debajo de los 100 km, diferenciando entre componentes de concentración constante y concentración variable [Mohanakumar K., 2008]. Se observa que los mayores constituyentes atmosféricos son el nitrógeno, el oxígeno y el argón conformando el 99,96% de la composición total atmosférica.

Constituyente	Porcentaje por volumen	Peso molecular (g.mol ⁻¹)
(A) Concentraciones constantes		
Nitrógeno (N ₂)	78.08	28.01
Oxígeno (O ₂)	20.95	32
Argón (Ar)	0.933	39.95
Dióxido de Carbono (CO ₂)	0.033	44.01
Neón (Ne)	18.2×10 ⁻⁴	20.18
Helio (He)	5.2×10 ⁻⁴	4.02
Criptón (Kr)	1.1×10 ⁻⁴	83.8
Xenón (Xe)	0.089×10 ⁻⁴	131.29
Hidrógeno (H)	0.5×10 ⁻⁴	2.02
Metano (CH ₄)	1.5×10 ⁻⁴	16.04
Oxido Nitroso (N ₂ O)	0.27×10 ⁻⁴	44.01
Monóxido de Carbono (CO)	0.19×10 ⁻⁴	28.01
(B) Concentraciones variables		
Vapor de Agua (H ₂ O)	0–4	18.02
Ozono (O ₃)	0–4×10 ⁻⁴	48.02
Amoniaco (NH ₄)	0.004×10 ⁻⁴	17.02
Dióxido de Azufre (SO ₂)	0.001×10 ⁻⁴	64.06
Dióxido de Nitrógeno (NO ₂)	0.001×10 ⁻⁴	46.05
Otros gases	Variable	—
Aerosoles, polvo	Altamente variable	—

Tabla 1.1 Concentraciones constantes y variables de los constituyentes atmosféricos. [Salvador J. O., 2011, Mohanakumar K., 2008]

El componente variable más importante en cuanto a su cantidad es el vapor de agua (~0% en las regiones más frías y secas hasta 4%), el cual es de principal interés en esta tesis debido a la absorción de radiación que presenta en el rango de las microondas, siendo el mayor contribuyente a la opacidad de la radiación que se desea medir con el radiómetro de ondas milimétricas. En la Figura 1.2 se presenta un perfil de vapor de agua promedio [Mohanakumar K., 2008], en el que se observa el decrecimiento de este gas con la altura hasta la tropósfera donde se encuentra casi todo el contenido de vapor de agua atmosférico. Por otro lado, el oxígeno también contribuye a la opacidad de la

radiación a medir, aunque en menor medida. Además, por ser un gas con concentración aproximadamente constante, su distribución en altura puede ser estimada con menor incertidumbre.

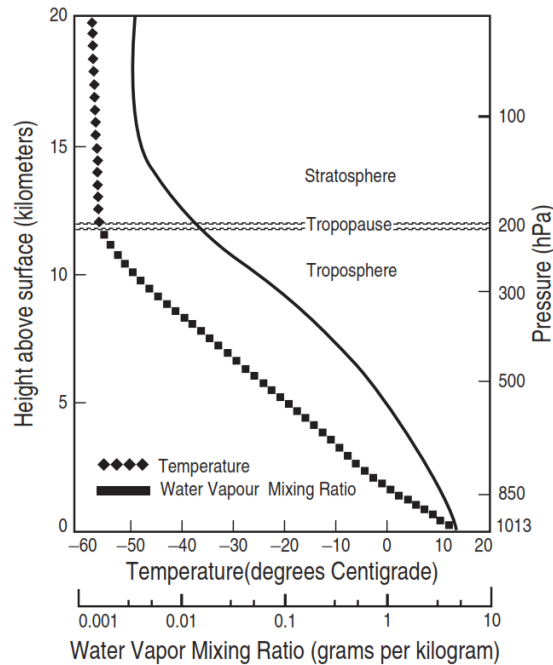


Figura 1.2 Perfil de vapor de agua atmosférico [Mohanakumar K., 2008]

1. 1. 1 Ozono

El ozono es una molécula conformada por tres átomos de oxígeno (O_3) capaz de absorber radiación solar UV que puede resultar dañina para la vida en la Tierra. Sin este gas traza en la atmósfera, la vida no sería posible de la forma que hoy la conocemos. Alrededor del 90% se encuentra concentrado en la estratósfera, entre los 10 y los 50 km de altitud, constituyendo la denominada Capa de Ozono. Esta capa de ozono absorbe la mayoría de la luz solar ultravioleta (UV) biológicamente dañina (llamada UV-B en el rango 290 – 320 nm), permitiendo solamente que una pequeña cantidad alcance la superficie de la Tierra.

El ozono restante (10%) se encuentra prácticamente contenido en la troposfera, aunque una mínima porción puede encontrarse por encima de los 50km, la cual varía entre el día y la noche debido a la fotoquímica que se presenta en la mesósfera (ver sección 1.1.4).

En la Figura 1.3 se observa la media zonal de la distribución vertical de ozono en la atmósfera en unidades de moléculas/cm³ y en relación de mezcla en volumen [ppm], para la latitud de Río Gallegos, calculada desde la base de datos del instrumento MLS (http://mls.jpl.nasa.gov/products/o3_product.php), para el período 2004-2015. Las barras de error indican la desviación estándar desde la media para todo el periodo. Se observa que la mayor cantidad neta de ozono se encuentra alrededor de los 22 km, mientras que la relación de mezcla en volumen alcanza el valor máximo por debajo de los 40 km debido a la disminución de la densidad total de aire con la altura.

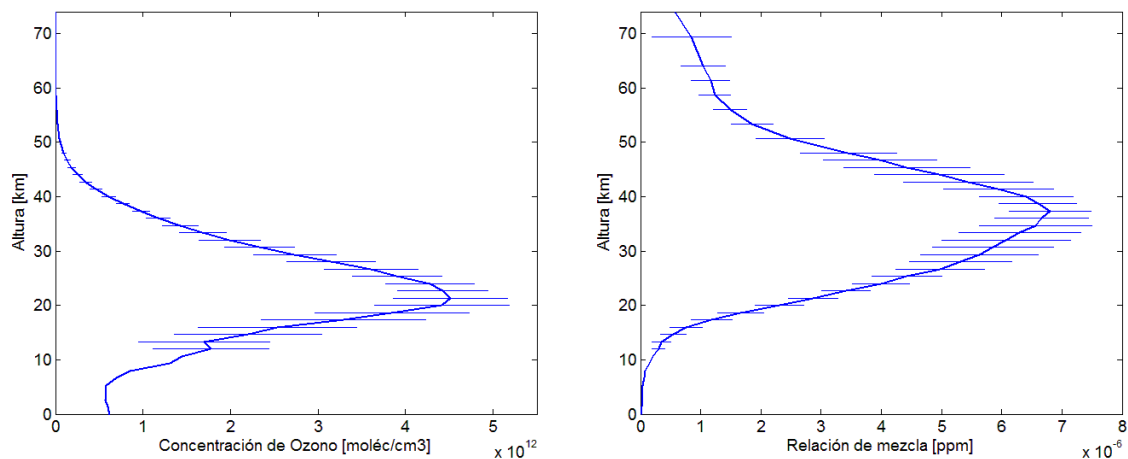


Figura 1.3 Perfil de concentración de ozono medio zonal en moléculas/cm³ (izquierda) y relación de mezcla en volumen en partes por millón (derecha).

La relación de mezcla en volumen se define como la densidad numérica de ozono dividido la densidad numérica total del aire. Una propiedad importante que presenta esta unidad a diferencia de la densidad, es que es constante para una parcela de aire en movimiento en ausencia de procesos de producción o destrucción de ozono dentro de la parcela.

La radiación solar UV que alcanza la superficie está directamente relacionada con la cantidad total de ozono integrado en altura y se mide en Unidades Dobson, definida como la cantidad de ozono contenida en un espesor de 0,01 mm en condiciones normales de presión y temperatura (1atm y 0 °C). Por lo tanto, si una columna total de ozono presente en la atmósfera es de 300 UD y todo este ozono es llevado a nivel del mar y a una temperatura de cero grados, obtendríamos una capa de 3mm de espesor.

1. 1. 2 El agujero de ozono

Este fenómeno se produce en el polo sur durante la primavera austral desde la década del '70, dentro del vórtice polar y se define como el área donde la disminución de ozono estratosférico alcanza valores menores a 220UD. Esta destrucción de ozono se produce entre los 14 y 21 km de altura aproximadamente, alcanzando un área típica superior a los 20 millones de kilómetros cuadrados. Esta destrucción alcanza valores de la mitad de columna total de ozono observados previo a la aparición del agujero de ozono y produce una reducción entre el 2 y 6% de la capa de ozono global, dependiendo de la latitud.

Las causas de esta anomalía provienen de la liberación hacia la atmósfera de componentes que contienen cloro y bromo, denominadas Substancias Agotadoras del Ozono (SAO), producidos por las actividades del hombre. Los principales compuestos clorados son conocidos como Clorofluorocarbonos (CFC). Los acuerdos internacionales al respecto que se iniciaron con el Protocolo de Montreal en 1987 y sus enmiendas posteriores, han logrado la disminución en el consumo y liberación de las SAO. Sin embargo, la vida media que presentan estos compuestos puede alcanzar los 100 años aproximadamente, dependiendo el compuesto [M. Rigby et al., 2013; WMO, 2014], y permanecerán por décadas en la atmósfera destruyendo ozono sobre el polo antártico, aunque estudios reciente indican que el agujero de ozono se estaría comenzado a recuperar [Solomon et al., 2016]. Se espera que se produzca una recuperación de los niveles de ozono polar en el Hemisferio Sur a los niveles preexistentes a 1980, alrededor del año 2050 [WMO, 2014].

Desde la aparición del agujero de ozono ocurrida alrededor de los años '80, esta depleción de ozono alcanza latitudes subpolares durante primavera austral y afecta la cantidad de ozono de la ciudad de Río Gallegos. En la Figura 1.4 se presentan un ejemplo extremo de este fenómeno donde se observan dos mediciones de perfiles de ozono medidos con el instrumento de DIAL del Observatorio Atmosférico de la Patagonia Austral para dos días cercanos [Wolfram, 2006]. El día 17 de octubre de 2005 presenta valores esperables de ozono para esta ciudad, mientras que el día 9 de octubre de 2005 se observa la depleción de ozono entre los 15 y 40 km de altura, debida al pasaje del agujero.

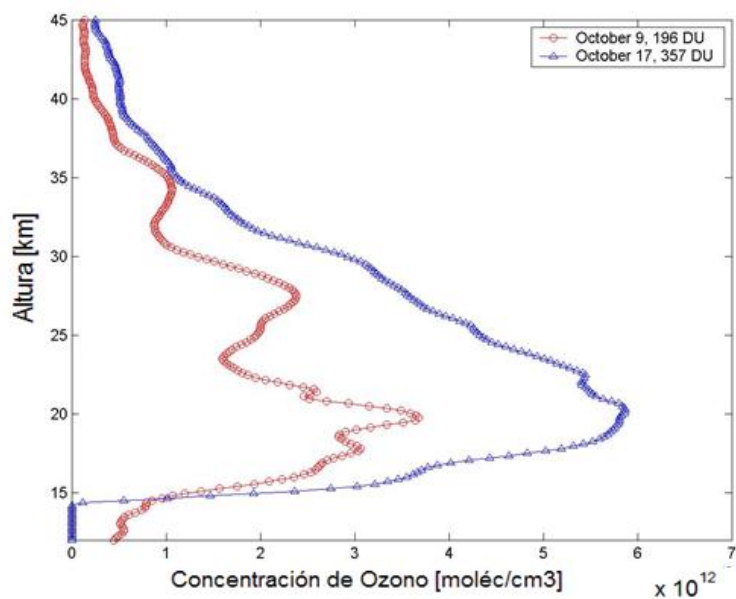


Figura 1.4 Medición de perfiles de ozono en el OAPA. Se observa la disminución de ozono debido al paso del agujero durante el 9 de octubre de 2005 [Wolfram, 2006].

En el capítulo 4 de esta tesis, se analiza un caso similar con mediciones radiométricas, donde se observa la disminución de ozono en diferentes alturas durante el mes de noviembre de 2014 debido al pasaje del agujero de ozono por la ciudad de Río Gallegos.

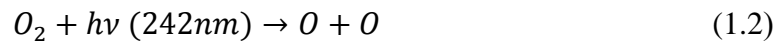
1. 1. 3 Fotoquímica del ozono en la mesósfera (~65 km)

En esta sección se describe resumidamente la fotoquímica del ozono que se presenta alrededor de los 65 km observada en los resultados de la tesis. Una descripción detallada de la fotoquímica de este gas en la atmósfera puede encontrarse en Allen et al. (1984).

Una de las ventajas que se presenta en las mediciones de microondas y ondas milimétricas para la observación de ozono, a diferencia de todas las demás, es la alta resolución temporal que se obtiene y la capacidad de obtener mediciones durante la noche, permitiendo observar la variación diurna-nocturna de ozono en la mesósfera baja-media (~65 km) debido a la fotoquímica del ozono [Connor et al., 1994; Zommerfelds et al., 1989]. La figura 1.5 presenta dos perfiles de ozono medidos durante el día y la noche en el National Institute for Environmental Studies (NIES) in Tsukuba,

Japón (36°N, 140°E), donde se observa la variación de ozono entre ambos por encima de los 50-60 km debido a la fotoquímica que se presenta en esta región de la atmósfera [Nagahama et al., 1999].

Esta variación puede ser explicada a través las siguientes reacciones:



La disociación de oxígeno molecular O_2 a través de la primera reacción (ec. (1.2)) es la encargada de producir oxígeno atómico necesario para se produzca la reacción (1.3). hv representa la radiación solar efectiva para la disociación del oxígeno (242 nm). Esta reacción se produce por encima de los ~30 km. Por debajo de esta altura, esta radiación UV es completamente absorbida.

La ecuación (1.3) es la principal reacción de producción de ozono en la atmósfera media. M es una molécula requerida para tomar energía liberada en el proceso de las 3 reacciones, y la radiación solar efectiva para la disociación del ozono hv abarca el rango de longitud de onda entre ~240nm y ~320 nm.

Durante el día, la producción de ozono por recombinación de O y O₂ (ec. (1.3)) es balanceada por la fotólisis de ozono (ec. (1.4)) a través de la luz solar, mientras que durante la noche, desaparece la fotólisis y solo existe recombinación de ozono, concluyendo en un incremento en el ozono.

Por lo tanto, la variación de ozono entre el día y la noche en la atmósfera media está controlada principalmente por estas dos reacciones (ec. (1.3) y (1.4)) y las constantes de tiempo de cada reacción [Zommerfelds et al., 1989].

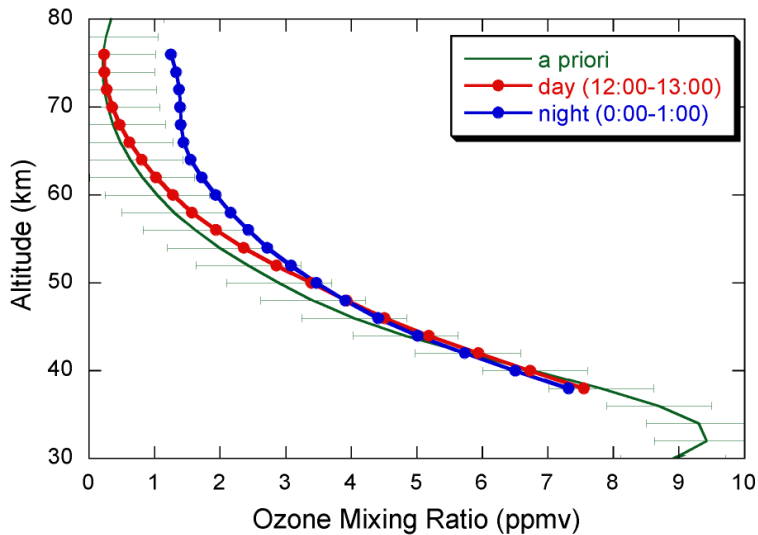


Figura 1.5 Comparación entre perfiles de ozono observados de día y de noche en el National Institute for Environmental Studies (NIES) in Tsukuba, Japón (36°N, 140°E). Se observa la variación que se presenta por encima de los ~50 km debido a la fotoquímica del gas [Nagahama et al., 1999].

Dado que el decrecimiento de la densidad se hace más lento cuando decrece la altura, más oxígeno impar (O_3 y O) es encontrado como oxígeno atómico durante el día debido a la disociación por radiación solar (ec. (1.3)) y menos como O_3 , por lo tanto la amplitud de la variación de ozono entre el día y la noche se incrementa con el incremento de altura.

1. 2 Microondas y dispersión

La región del espectro electromagnético que abarca el rango de las denominadas microondas comienza alrededor de los 3 GHz y se expande hasta los 300 GHz aproximadamente. La longitud de onda que se corresponde con este rango de frecuencia va desde ondas milimétricas hasta longitudes de onda del orden del centímetro [Janssen, 1993].

Particularmente, la técnica de medición utilizada en esta tesis para el sensado remoto de perfiles de ozono está basada en el monitoreo pasivo de señales provenientes de las moléculas de ozono que emiten en una de sus transiciones rotacionales cuya longitud de onda cae en el rango de las ondas milimétricas (~110.836 GHz). Esta característica de la radiación es de principal importancia cuando se desea analizar la extinción sufrida

durante el proceso de transferencia radiativa desde la fuente hasta el instrumento de medición, atravesando la atmósfera.

La extinción de radiación atmosférica puede ser producida por los fenómenos de absorción o dispersión. Cuando la pérdida de energía debido a la absorción se vuelve mucho más importante que a la pérdida por dispersión, esta última puede ser despreciada en ciertas situaciones, como veremos a continuación.

Se entiende por dispersión (scattering) atmosférica al proceso que tiene lugar cuando una onda electromagnética viajando por la atmósfera se enfrenta con partículas o moléculas capaz de cambiar o re-irradiar la distribución espacial de la energía radiante en todas direcciones, pero no existe transformación de esta energía.

La dispersión molecular o Rayleigh se observa cuando las partículas dispersoras en cuestión (moléculas en este caso) son mucho más pequeñas que la longitud de onda de la radiación en contacto con estas. Así, este tipo de dispersión decrece con el aumento de la longitud de onda, proporcionalmente a λ^{-4} . Para longitudes de onda en el rango de las microondas, relativamente grande comparada con moléculas y particular pequeñas, esta dispersión se vuelve muy baja y puede ser despreciada.

Por otro lado, la dispersión Mie se presenta cuando las partículas dispersoras poseen un tamaño similar a la longitud de onda que interactúa con ellas. Una de las principales ventajas del monitoreo de radiación a la frecuencia de $\sim 110,836$ GHz ($\sim 2,7$ mm en longitud de onda) es que la dispersión por aerosoles que contribuye a la extinción de la radiación electromagnética puede ser despreciada en la mayoría de los casos, ya que el tamaño de los aerosoles presentes suele ser mucho menor comparado con la longitud de onda de la radiación a medir. Además, debido a que la densidad de aerosoles es relativamente baja, la absorción por estas partículas también es despreciada, situación que se presenta en la ciudad de Río Gallegos.

Cuando las partículas alcanzan tamaños del orden de la longitud de onda, pueden dispersar la radiación de interés contribuyendo a la extinción. Este es el caso de las gotas de nubes, las cuales pueden alcanzar tamaños aproximados de 0,1 mm. Cuando se presentan partículas de mayor tamaño en la atmósfera (gotas de lluvia, nieve, cristales de hielo), la dispersión no puede ser despreciada y debe ser considerada en la ecuación de transferencia radiativa.

1. 3 Línea de absorción/emisión.

Las moléculas emiten y absorben radiación en ciertas frecuencias o longitudes de onda discretas características, lo que se conoce como líneas de absorción/emisión, produciendo un único espectro para cada gas. Cada línea es determinada por las propiedades cuánticas de la molécula en cuestión y pueden ser afectadas por condiciones del medio como la presión o la temperatura.

Una determinada línea de absorción/emisión para una especie molecular específica (ej. O₃) puede ser descrita por el coeficiente de absorción en función de la frecuencia de transición, de la siguiente manera:

$$\alpha(\nu) = nS(T)F(\nu) \quad (1.5)$$

Donde n es la densidad numérica del absorbedor o emisor y $F(\nu)$ es la forma de línea (line shape function). $S(T)$ representa la intensidad de línea en función de la temperatura T . Este parámetro puede ser calculado desde la intensidad de línea $S(T_0)$ contenida en bases de datos espectroscópicas para una temperatura de referencia T_0 , aplicando la siguiente ecuación:

$$S(T) = S(T_0) \frac{Q(T_0)}{Q(T)} \frac{e^{-E_f/(kT)} - e^{-E_i/(kT)}}{e^{-E_f/(kT_0)} - e^{-E_i/(kT_0)}} \quad (1.6)$$

Donde k es la constante de Boltzmann, E_f y E_i son los niveles de energía final e inicial en los que ocurre la transición, respectivamente, y $Q(T)$ y $Q(T_0)$ son la función de partición para T y T_0 respectivamente, la cual está relacionada con el estado de energía molecular y la distribución estadística durante el proceso de radiación.

1. 3. 1 Forma de la línea

La radiación milimétrica observada desde superficie por el radiómetro de ondas milimétricas proveniente de las transiciones rotacionales del ozono, sufre un ensanchamiento desde la frecuencia característica central (110.836 GHz, para nuestro

caso) como consecuencia de la incertidumbre en el tiempo que la molécula permanece en un estado de energía (ensanchamiento natural debido al principio de incertidumbre), del movimiento de las moléculas (ensanchamiento Doppler) y debido a la interacción o colisión entre moléculas (ensanchamiento por presión), principalmente con los componentes principales, nitrógeno y oxígeno. Este ensanchamiento puede ser descrito por el función de forma de línea o perfil de línea (line shape) el cual describe, en frecuencia o energía, como la intensidad de la transición integrada es dispersada alrededor de la frecuencia de la línea central ν_0 .

Cuando la radiación que se desea observar proviene de la atmósfera media, el ensanchamiento del espectro es gobernado, principalmente, por el ensanchamiento Doppler (o térmico) y Ensanchamiento por presión (o por colisiones), siendo despreciable el ensanchamiento natural por ser mucho menor que los anteriores.

Debido a la baja presión que se presenta en la mesosfera media, la probabilidad de colisiones es baja y puede ser despreciado el ensanchamiento por presión en esta región. La forma de línea del espectro es gobernado por el ensanchamiento térmico y la función de forma de línea sigue la distribución de velocidad de las partículas descrita por la función de distribución de Maxwell-Boltzmann (gaussiana) dada por la siguiente expresión:

$$F_D(\nu, \nu_0) = \frac{1}{\gamma_D \sqrt{\pi}} \exp \left[- \left(\frac{\nu - \nu_0}{\gamma_D} \right)^2 \right] \quad (1.7)$$

En esta ecuación, γ_D es el ensanchamiento de Doppler dado por el ancho a la mitad de la altura máxima (full width at half maximum) dado por

$$\gamma_D = \frac{\nu_0}{c} \sqrt{\frac{2kT}{m}} \quad (1.8)$$

Donde m es masa de la molécula de ozono, T la temperatura, c la velocidad de la luz y k es la constante de Boltzmann.

Cuando la presión atmosférica es mayor, la interacción colisional entre moléculas comienza a ser importante y el ensanchamiento por presión se suma al ensanchamiento Doppler, despreciable en la parte baja de la atmósfera comparado con el ensanchamiento por presión. Para la atmósfera media, la forma de línea debido al ensanchamiento por presión puede ser descripta por la forma de línea Lorentziana:

$$F_L(\nu, \nu_0) = \frac{\gamma_L}{\pi} \left[\frac{1}{(\nu - \nu_0)^2 + \gamma_L^2} \right] \quad (1.9)$$

Donde γ_L es el ensanchamiento por presión y se diferencian entre el ensanchamiento producido por moléculas del mismo gas (self-broadening) y por moléculas que están en el medio, como nitrógeno y oxígeno (air-broadening). Este parámetro es inversamente proporcional al tiempo medio entre colisiones y por lo tanto proporcional al número de colisiones por unidad de tiempo. El ancho de línea puede ser calculado desde un ancho de línea de referencia γ_{L_0} , obtenido para una presión y temperatura de referencia, p_0 y T_0 , de la siguiente manera:

$$\gamma_L = \gamma_{L_0} \left(\frac{p}{p_0} \right) \left(\frac{T_0}{T} \right)^x \quad (1.10)$$

En esta expresión x es un coeficiente determinado empíricamente y su valor se encuentra alrededor de 0.76 para nuestro caso.

La forma de línea de la combinación de ambos ensanchamientos, Doppler y por presión, puede ser representada por el perfil de Voigt, el cual es calculado por convolución de ambas formas de línea. El perfil de Voigt se reduce a la forma de línea Lorentziana cuando la presión es alta y a la forma de línea Gaussiana cuando la presión es baja.

En resumen, cada forma de línea puede ser caracterizada por una serie de parámetros obtenidos en laboratorios, los cuales pueden encontrarse en bases de datos como HITRAN [Rothman et al., 2013].

A modo de ejemplo del ensanchamiento de líneas descrito, en la Figura 1.6 se observa un cálculo, utilizando el modelo de transferencia radiativa ARTS [Buehler, 2005; Eriksson, 2005], de la señal proveniente del ozono atmosférico en la región cercana al pico de absorción/emisión de ozono en ~ 110.836 GHz, en unidades de temperatura de brillo. La temperatura de brillo se define como la temperatura que un cuerpo negro debe alcanzar para emitir una radiación igual a la intensidad de radiación observada para una frecuencia dada.

Estas señales fueron calculada para las mismas condiciones de presión y temperatura a diferentes niveles de altura y teniendo solo en cuenta el ozono como componente de la atmósfera. Se observa un mayor ensanchamiento de línea a medida que la presión aumenta. A mayor altura, donde la presión es baja, se observa un espectro cuya forma de línea es determinado por el ensanchamiento Doppler mientras que para alturas más bajas la presión comienza a ser importante y el ensanchamiento por presión se superpone al ensanchamiento Doppler, concluyendo en la distribución aproximadamente de Voigt.

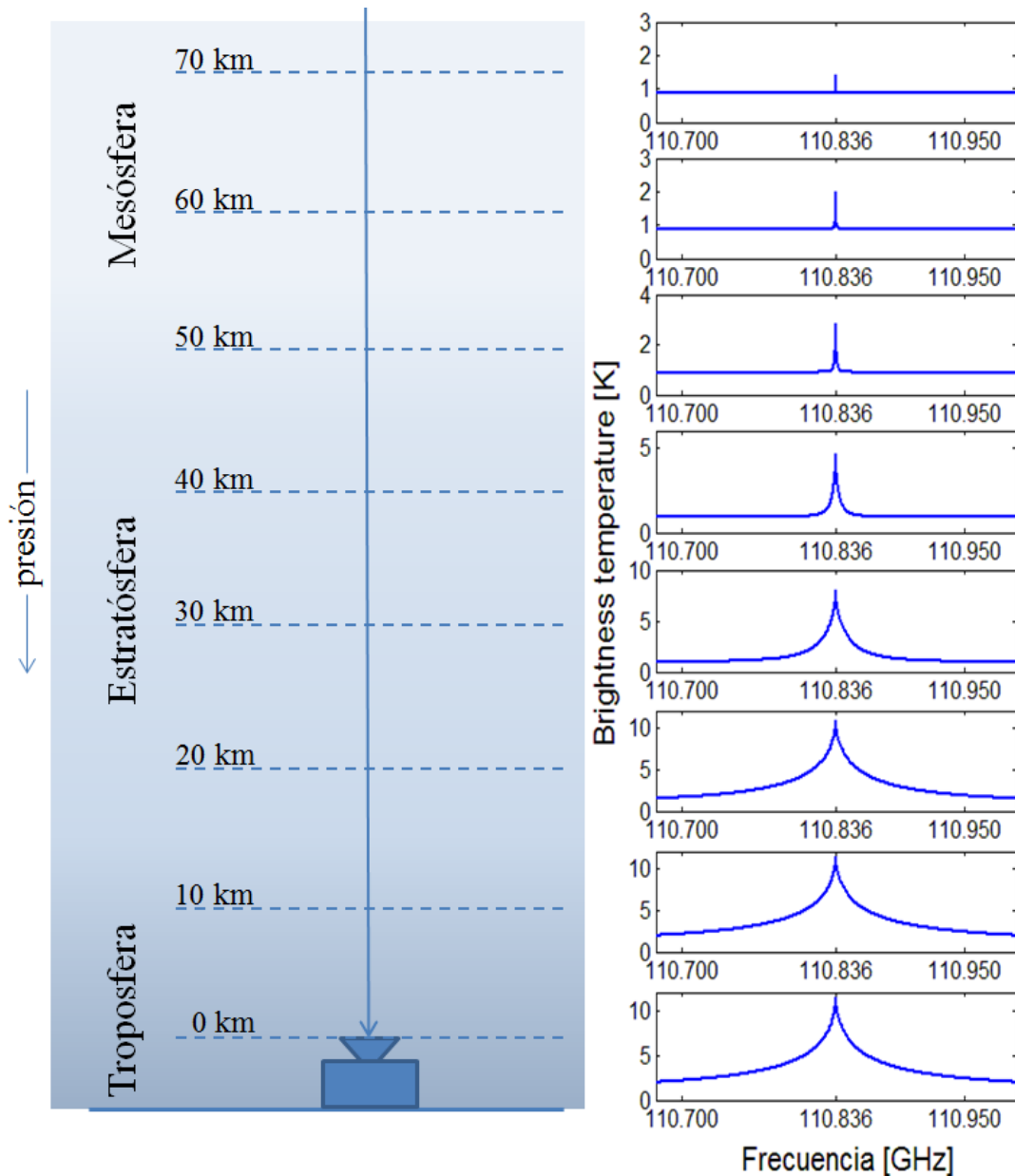


Figura 1.6 Señales de ozono modeladas a diferentes alturas con ARTS [Buehler, 2005; Eriksson, 2005] sin considera la contribución de otros gases atmosféricos. Se observa el ensanchamiento de línea a medida que decrece la altitud y aumenta la presión.

La Figura 1.7 presenta un cálculo del ancho de línea en altura para el ensanchamiento Doppler (línea roja) y por presión (línea azul) calculados desde las ecuaciones (1.8) y (1.10) respectivamente, y la suma de las dos contribuciones en el ensanchamiento total (línea negra).

Por encima de los ~55 km, donde la línea negra se desprende de la azul, comienza a observarse la contribución del ensanchamiento Doppler, la cual puede despreciarse

hasta los ~73 km que es la altura donde los dos ensanchamientos se hacen comparables. Por encima de esta altura, el ensanchamiento por presión se vuelve despreciable y dado que el ensanchamiento Doppler es casi constante con la altura, el perfil vertical observado no es sensible a variaciones de ozono por encima de los ~73 km.

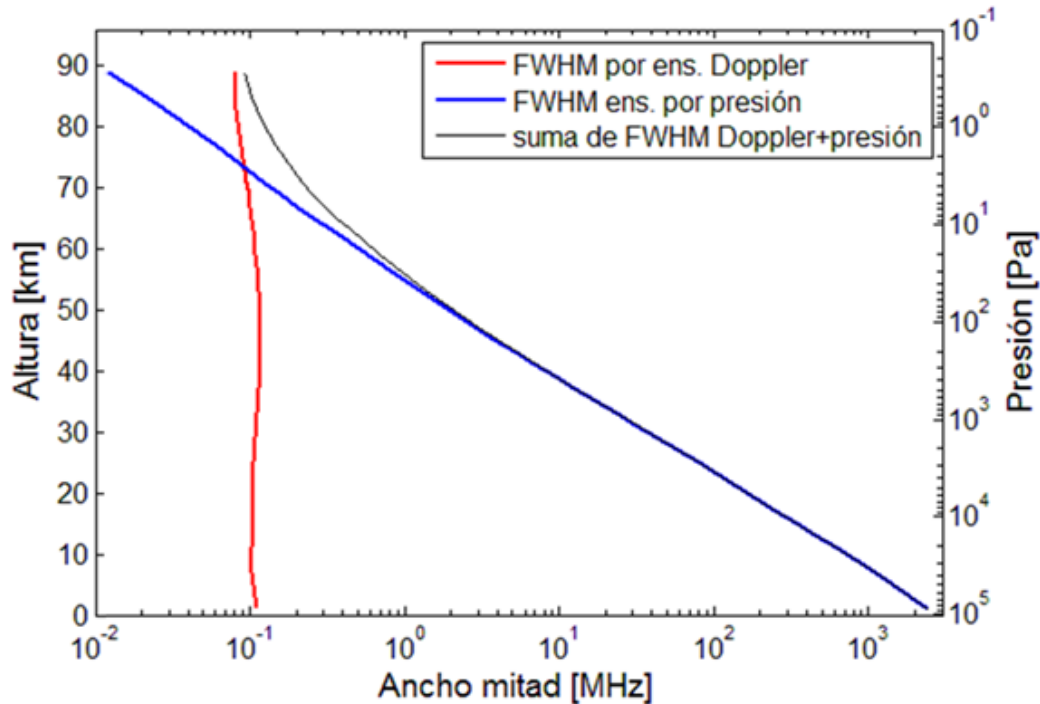


Figura 1.7 Cálculo del ancho de línea debido al ensanchamiento Doppler (línea roja) y por presión (línea azul) obtenidos desde las ecuaciones 1.7 y 1.9, respectivamente. La línea negra representa la suma de los dos ensanchamientos.

1. 4 Radiación solar

La radiación electromagnética solar cubre un amplio rango de longitudes de onda, desde ondas de radio pasando por el infrarrojo, visible y ultravioleta, hasta rayos X y rayos gamma (γ). La radiación emitida por el Sol por unidad de tiempo es prácticamente constante. La energía solar por unidad de tiempo y unidad de superficie, fuera de la atmósfera terrestre cuando la Tierra está a una distancia media del Sol y los rayos son normales a la superficie, se denomina constante solar y su valor es de $\sim 1360 \text{ W/m}^2$.

El 99% de la energía de la radiación solar está contenida en una banda de longitud de onda que va desde los 150 nm a 4000 nm aproximadamente y abarca la región del ultravioleta, visible e infrarrojo cercano, con un máximo alrededor de 500 nm (región del verde).

En la Figura 1.8 se observa la irradiancia solar espectral que alcanza el tope de la atmósfera junto con la que alcanza la superficie de la tierra a nivel del mar. Cuando atraviesa la atmósfera, la irradiancia solar es atenuada por absorción y dispersión y la radiación que llega a la Tierra es menor que la registrada en el tope de la atmósfera dependiendo de las propiedades de los gases que la componen. Además se compara con la irradiancia espectral de un cuerpo negro a 6000 K.

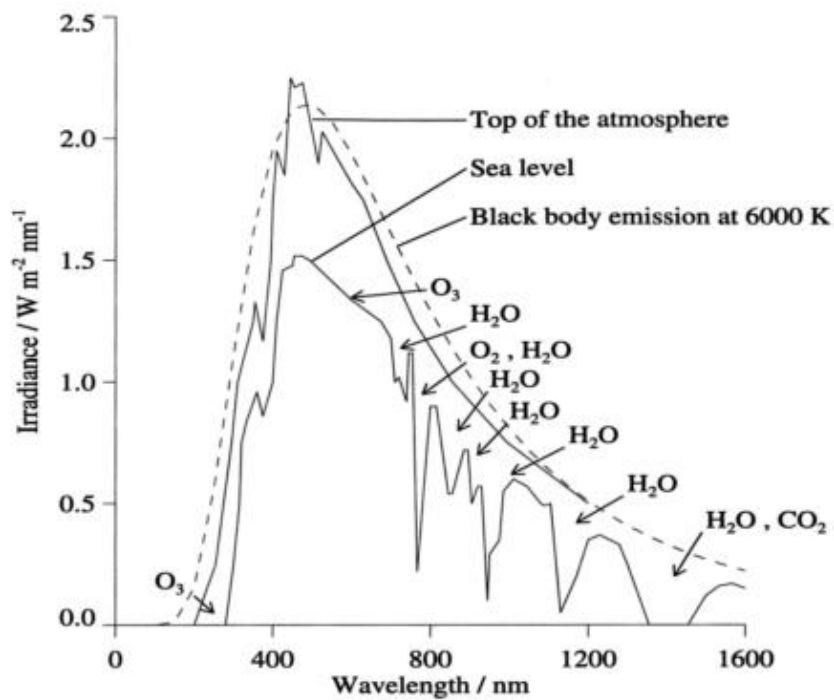


Figura 1.8 Comparación entre la irradiancia espectral en el tope de la atmósfera y a nivel del mar, junto con la irradiancia espectral de un cuerpo negro a $T = 6000\text{K}$ (Brausseau and Solomon, 1986)

Alrededor del 40% de la radiación solar recibida en la superficie de la tierra en un día claro, pertenece a la región del visible, dentro del rango 400 hasta 700 nm, mientras que el ~50% pertenece al infrarrojo, desde 700 a 4000 nm aproximadamente. El ~10% restante pertenece casi enteramente a la región del ultravioleta (UV).

1. 5 Radiación solar ultravioleta (UV)

La región del UV cubre el rango de longitudes de onda desde 100 hasta 400 nm y está dividida en tres regiones: UV-A (315–400 nm), UV-B (280–315 nm) y UV-C (100–280 nm). Cuando la radiación solar UV atraviesa la atmósfera, la componente UV-C es

completamente absorbida, mientras que sólo el 10 % de la UV-B alcanza la superficie terrestre. La radiación UV-A es menos afectada por la atmósfera. Por lo tanto, la radiación UV que alcanza la superficie de la Tierra es compuesta principalmente por UV-A y una pequeña componente de UV-B. Sin embargo, la radiación UVB es biológicamente más efectiva que la radiación UVA.

Las propiedades absorptivas de la molécula de ozono dependen fuertemente de la longitud de onda. La radiación UVB es parcialmente absorbida por la capa de ozono y puede dañar organismos biológicos, mientras que el UVA es casi inafectada por las variaciones de ozono, pero generalmente no daña la vida en la Tierra, salvo en caso de exposiciones muy elevadas.

La magnitud utilizada para definir el flujo de radiación solar es la irradiancia (potencia/superficie, ej. [W/m²]). La distribución espectral de la irradiancia solar UV que alcanza la superficie depende de factores como el ángulo solar cenital (dependiente del momento del día, la época del año y latitud), la elevación respecto del nivel del mar, nubosidad, y aerosoles, y particularmente, la cantidad de ozono presente en la atmósfera.

Para observar la absorción que produce la el ozono a la radiación UV en superficie, la Figura 1.9 muestra la irradiancia espectral entre 280 y 400 nm, modelada en superficie para cielo despejado, tomando dos condiciones diferentes de columna total de ozono (0 UD y 300 UD). Se observa la influencia del ozono por debajo de los ~320 nm mientras que por encima de este valor la irradiancia es casi inafectada por los cambios en el ozono atmosférico. Para ambos cálculos, se introdujeron valores típicos para la ciudad de Río Gallegos de aerosoles, albedo, elevación del sitio. Para el cálculo se utilizó el modelo de transferencia radiativa SOS code [Lenoble et al., 2007].

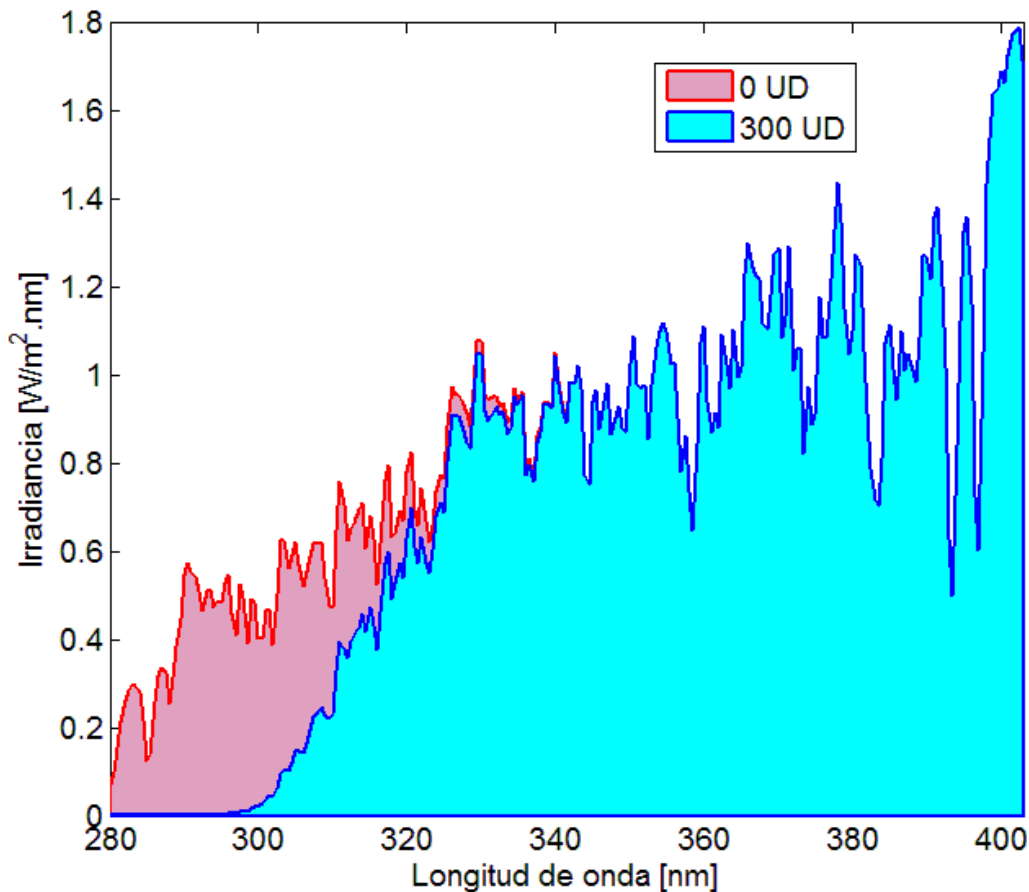


Figura 1.9 Comparación de la irradiancia espectral UV solar calculada con el modelo SOS code [Lenoble et al., 2007] para dos valores diferentes de Columna total de ozono: 0 UD (rojo) y 300 UD (azul).

1.6 Respuesta biológica al UV.

Una respuesta biológica particular que presenta un organismo a la radiación solar depende, principalmente, de la longitud de onda y de la irradiancia espectral solar.

La efectividad relativa de las distintas longitudes de onda de la irradiancia espectral solar en la generación de una respuesta biológica sobre los organismos, ya sea perjudicial (ej. eritema) o benéfica (ej. síntesis de vitamina D), está dada por el espectro de acción biológico y son determinados experimentalmente para las diferentes respuestas biológicas particulares.

Por lo tanto, un espectro de acción dado se utiliza como factor ponderante de la irradiancia de modo que, integrando sobre todo el espectro de radiación, proporciona la irradiancia biológicamente efectiva o tasa de dosis medida en unidades de potencia sobre superficie [ej. W/m^2].

En la Figura 1.10 a) se presentan a modo de ejemplo, los espectros de acción publicados por la CIE (Comission Internationale de l'Eclairage) para eritema (línea roja) y para producción de vitamina D (línea azul) [McKinlay, A. F. and B. L. Diffey, 1987; Bouillon et al., 2006] (líneas roja y azul, respectivamente). Además, se presentan dos espectros de irradiancia solar UV medidos para un día de verano (línea negra) e invierno (línea punteada) con diferentes condiciones de ozono y ángulo solar cenital [McKenzie et al., 2008]. Se observa una marcada diferencia en todo el rango del espectro entre ambas irradiancias, siendo menor la obtenida en invierno debido al ángulo solar cenital menor y el la mayor cantidad de ozono ($SZA=68,5^\circ$; $CTO=314$ UD) que el observado en verano ($SZA = 21.7^\circ$, $CTO = 285$ UD).

Del espectro de acción eritémico, se observa que cuando la longitud de onda decrece el daño se incrementa y la sensibilidad de la piel a 290 nm es mil veces mayor que para 340 nm.

La convolución de las mediciones y los espectros de acción dan como resultado la irradiancia ponderada que se presenta en la Figura 1.10 b). El valor máximo de la irradiancia ponderada en la Figura 1.10 b) determina cual es la longitud de onda que mayor daño produce para los escenarios de la Figura 1.10 a).

No debe confundirse la longitud de onda más efectiva en una determinada respuesta biológica, dado por el espectro de acción sin considerar la irradiancia que alcanza un organismo, con la longitud de onda que produce mayor efecto dado un escenario o espectro de irradiancia dado.

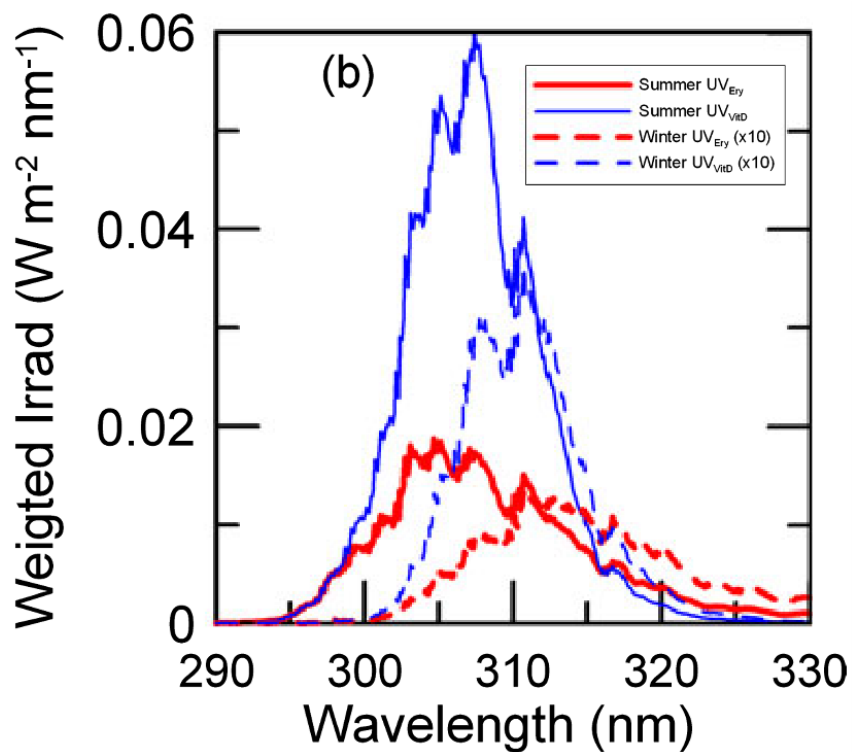
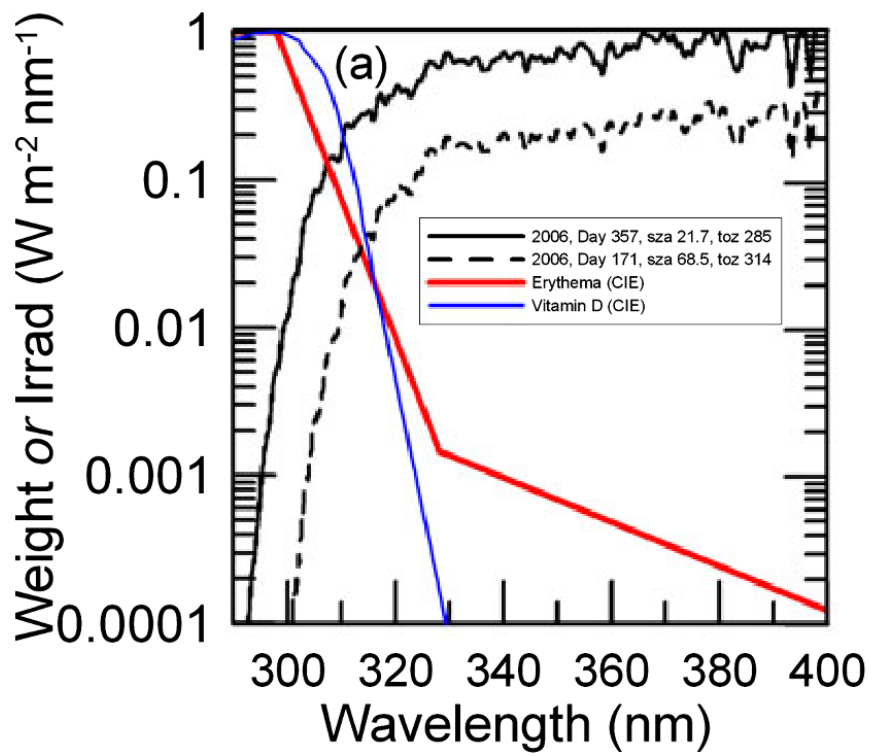


Figura 1.10 a) Espectro de acción para producción de vitamina D (azul) (Apéndice 1.) y espectro de acción eritémica (roja). Las líneas negras describen irradiancia espectrales en verano (día juliano 357) e invierno (día juliano 171). b) Irradiancia ponderadas para eritémica y producción de vitamina D [McKenzie et. al., 2008].

1.7 Índice ultravioleta (IUV)

El índice ultravioleta es un parámetro que se propuso para informar a las personas de los niveles de radiación ultravioleta de modo que sea fácil de interpretar. El índice UV que llega a la tierra es afectado por diferentes parámetros (contenido de ozono, altitud, dispersión atmosférica, nubes, aerosoles, reflexión).

Para obtener este índice, la irradiancia espectral (cantidad de energía por unidad de área, unidad de tiempo y por longitud de onda - $W/m^2/nm$) es ponderada por el espectro de acción eritémico (respuesta de la piel humana a la radiación ultravioleta) formulado según la norma de CIE (Comission Internationale de l'Eclairage). Una vez ponderada, la irradiancia - llamada ahora Irradiancia Eritémica - es integrada en el intervalo espectral entre 280 a 400nm (UVB y UVA).

Matemáticamente se tiene que:

$$IUV = C \int_{280 \text{ nm}}^{400 \text{ nm}} E(\lambda)A(\lambda)d\lambda \quad (1.11)$$

donde $E(\lambda)$ es la irradiancia espectral en superficie [$W/m^2/nm$], $A(\lambda)$ es el espectro de acción eritémica y C es la constante de conversión equivalente a 40. De este modo, el IUV es nada más que un formato simplificado para la presentación de la irradiancia eritémica. Cada unidad de IUV corresponde a $25 \text{ mW}/m^2$.

Los valores de índice UV, según las recomendaciones de la Organización Mundial de la Salud, se clasifican en categorías identificadas por colores [WHO, 2002]. Dichas categorías pueden verse en la Tabla 1.2 con los respectivos colores asignados.

CATEGORÍA DE EXPOSICIÓN	INTERVALO DE VALORES DEL IUUV
BAJA	< 2
MODERADA	3 A 5
ALTA	6 A 7
MUY ALTA	8 A 10
EXTREMADAMENTE ALTA	11+

Tabla 1.2 Categorías del índice UV [WHO, 2002].

Si la irradiancia eritémica se integra en el tiempo, se obtiene la dosis eritémica. Cuando el intervalo en el cual se integra la irradiancia eritémica es un día, este valor se denomina dosis eritémica diaria.

$$Dosis\ Eritémica = \int_{t_1}^{t_2} \int_{280\ nm}^{400\ nm} E(\lambda)A(\lambda)d\lambda \quad (1.12)$$

En esta ecuación, $t_1 - t_2$ es el intervalo de tiempo de integración de la irradiancia eritémica.

1.8 Monitoreo de irradiancia UV en Argentina.

Desde la década del '80, junto con el descubrimiento del agujero de ozono y el adelgazamiento de la capa de ozono a nivel global, el monitoreo de la radiación UV en superficie y los estudios relacionados cobraron particular interés. Los cambios en el ozono atmosférico tienen como consecuencia cambios en los impactos medioambientales que produce la radiación UV en superficie. Por otro lado, modificaciones en la cobertura nubosa como consecuencia del cambio climático también trae aparejado cambios en el balance radiativo [Norris et al., 2016].

El interés de monitorear la irradiancia solar UV en superficie recae en el impacto que este parámetro trae aparejado, los cuales van desde la degradación de materiales, hasta problemas en la salud de ecosistemas debido a sobreexposición, y particularmente, en la salud de la población humana, constituyendo un importante impacto socio-económico.

Algunas estimaciones indican que en todo el mundo se producen unas 50.000 muertes al año a causa de la radiación ultravioleta, siendo la mayoría atribuidos a melanomas malignos en la piel [Lucas et al., 2008].

Por otro lado, la radiación UV puede ser beneficiosa, por ejemplo, a través de la producción de vitamina D. Estudios realizados indican que niveles inadecuados de vitamina D en sangre podrían derivar en incidencia a distintos tipos de cánceres [Archer et al. 2008].

En nuestro país, el Servicio Meteorológico Nacional cuenta con una red de monitoreo de la radiación UV solar en superficie la cual cuenta con un número de 7 instrumentos distribuidos a lo largo y ancho de nuestro país. Estos instrumentos, conocidos como biómetros, contienen filtros que simulan la respuesta espectral de la piel (espectro de acción eritémico) y miden directamente la irradiancia eritémica, la cual se multiplica por una constante para obtener el Índice UV (ec. (1.11)). La Figura 1.11 presenta la ubicación en la que se encuentran instalados los sensores de la red de biómetros solares del Servicio Meteorológico Nacional.

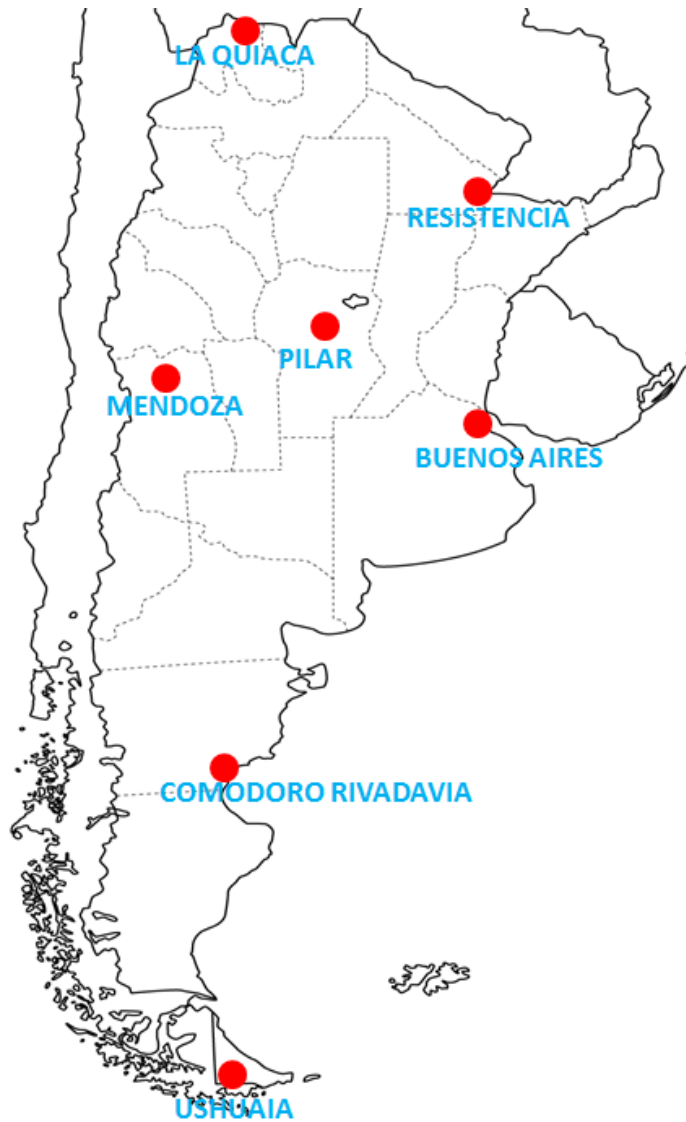


Figura 1.11 Distribución de la red de biómetros solares del Servicio Meteorológico Nacional

Por otro lado, dentro del proyecto trinacional SAVER-Net (“Desarrollo del Sistema de Gestión de Riesgos Medioambientales Atmosféricos en Sudamérica”), llevado a cabo por nuestro laboratorio, el ISEE de la Universidad de Nagoya, Japón y el LIA de la Universidad de Magallanes, Chile, está contemplada la instalación de radiómetros solares en los diferentes sitios de monitoreo de la red a lo largo del país. En la Tabla 1.3 se presenta una caracterización de los instrumentos de monitoreo de radiación solar UV y la cámara de nubes que se instalarán en cada sitio.

Instrumento	Modelo	Rango espectral	Medición	Producto derivado	Resolución temporal
Radiómetro multifiltro de banda angosta	GUV-2511 Biospherical Ins.	305, 313, 320, 340, 380 y 395 nm; Filtro ancho (FWHM) =10 nm	Irradiancia UV	Columna total de ozono, índice UV, espesor óptico de nube, producción VD	1 min
Piranómetro	Kipp & Zonen CMP21	0.3-3 μ m	Flujo Solar		1 min
Radiómetro UV-A	YES UVA-1	320-400	Irradiancia UVA		1 min
Radiómetro UV-B con Filtro Eritémico	YES UVB-1	280-320	Irradiancia UVB	Irradiancia eritémica, dosis eritémica, (exposición) UV	1 min
Cámara de Nubes	SONA 201D	Visible	Cobertura Nubosa	Cobertura Nubosa	1 imagen c/ 5 min
Fotómetro Solar: AERONET/ NASA	CIMEL	1020, 940, 870, 670, 500, 440, 380 y 340 nm	Radiancia solar directa y difusa	Espesor óptico de aerosoles y vapor de agua precipitable	15 min

Tabla 1.3 Radiómetros solares y cámara de nubes de los sitios SAVER-Net

Muchos de estos sitios se encuentran operativos, y se prevé que sean incorporados a la red de radiación solar del servicio Meteorológico Nacional en un futuro. En la Figura

1.12 se presenta un mapa con la ubicación de los sitios operativos (estrellas amarillas) y los que se espera que se instalen en el corto plazo. Los sitios de la red SAVER-Net operativos en la Argentina están ubicados en las ciudades de Buenos Aires, Neuquén, Bariloche, Comodoro Rivadavia, Río Gallegos (OAPA), y está prevista la instalación de un conjunto similar de instrumentos en un futuro cercano, en los sitios de Tucumán y Pilar (Córdoba). Además, dentro de la Red se encuentra el sitio de Punta Arenas, Chile, operado por el Laboratorio de Investigación Atmosférica perteneciente a la Universidad de Magallanes. Este último sitio cuenta con un radiómetro GUV-541, un radiómetro YES UVB-1 y un espectrofotómetro Brewer MKIII (SN 229). Las especificaciones de estos instrumentos son las mismas que se detallan en la Tabla 1.3 y Tabla 1.4.

El sitio de Río Gallegos (OAPA) cuenta con una capacidad instrumental diferente a la descrita en la Tabla 1.3 dado que está operativo y realizando mediciones desde el año 2005 cuando fue instalado dentro del marco del Proyecto SOLAR, llevado a cabo por la División Lidar entre los años 2003 y 2007. La capacidad instrumental de este sitio se describe en la Tabla 1.4. Dentro del marco de este proyecto SAVER-Net se amplió su capacidad instrumental con la instalación de un nuevo espectrofotómetro Brewer (SN 124) en febrero de 2016 y una cámara de nubes.



Figura 1.12 Red SAVER-Net. Estaciones donde están operativos los instrumentos de la Tabla 1.3 (estrellas amarillas) y estaciones donde se van a instalar en un futuro cercano (estrellas rojas)

Instrumento	Modelo	Rango espectral	Medición	Productos derivados	Periodo de datos
Radiómetro multifiltro de banda angosta	GUV-541 Biospheric al Ins.	305, 313, 320, 340 y 380 nm; FWHM =10 nm	Irradiancia UV c/ 1 minuto	Columna total de ozono, índice UV, espesor óptico de nube, producción VD	2005-2017
Piranómetro	Kipp & Zonen Holland	305-2800 nm	Flujo solar c/ 1 minuto		2005-2017
Radiómetro UV-A	YES UVA-1	320 - 400 nm	Irradiancia UV-A c/ 1 minuto		2005-2017
Radiómetro UV-B con Filtro eritémico	YES UV-B1	280-320 nm	Irradiancia UV-B c/ 1 minuto	Irradiancia eritémica, dosis eritémica, (exposición) UV	2005-2017
Fotómetro solar: AERONET/ NASA	CIMEL	1020, 940, 870, 670, 500, 440, 380 y 340 nm	Radiancia solar directa y difusa	Espesor óptico de aerosoles y vapor de agua precipitable	2005-2017
Espectrofotómetro Brewer	Brewer MK IV SN-124	290-325 nm espectral (0,5 nm resolución)	Radiancia e irradiancia solar espectral, directa, global y difusa c/ 3-4 minuto	Columna total de O3, SO2 y NO. Perfiles Umkehr de O3	2008-2010
Espectrofotómetro Brewer	Brewer MK III SN-229	290-363 nm espectral (0,5 nm resolución)	Radiancia e irradiancia solar espectral, directa, global y difusa c/ 3-4 minuto	Columna total de O3, SO2 y NO. Perfiles Umkehr de O3	2016-2017
Cámara de nubes	SONA 201D	Visible	Cobertura Nubosa	Cobertura Nubosa	2016-2017

Tabla 1.4 Instrumentos de monitoreo de radiación solar y cámara de nubes instalados en el OAPA.

1. 9 Referencias

Allen. M., J. I. Lunine, Y. L. Yung, (1984), The vertical distribution of ozone in the mesosphere and lower thermosphere, *J. Geophys. Res.*, 89(D3), 4841-4872.

Archer, C. L., and K. Caldeira, 2008: Historical trends in the jet streams, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L08803, doi:10.1029/2008GL033614. [plan de beca]

Brasseur G. and Solomon S., (1986), *Aeronomy of the middle Atmosphere*, Reidel, Second Edition.

Buehler S. A., Eriksson P., Kuhn T., von Engeln A., and Verdes C., (2005), ARTS, the atmospheric radiative transfer simulator, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 91, 65–93.

Burrows J. P., Platt U., Borrell P. (2011), *The Remote Sensing of Tropospheric Composition from Space*, Springer Verlag, Heidelberg, ISBN 978-3-642-14790-6

Bouillon, R., J. Eisman, M. Garabedian, M. Holick, J. Kleinschmidt, T. Suda, I. Terenetskaya and A. Webb (2006) *Action Spectrum for the Production of Previtamin D3 in Human Skin*. UDC: 612.014.481-06, CIE, Vienna.

Chandrasekhar S., (1950), *Radiative Transfer*, The International Series of Monograph on Physics, Edited by Fowler R. H., Kapitza P., Mott N. F., Bullard E. C.

Connor, B. J., D. E. Siskind, J. J. Tsou, A. Parrish, and E. E. Remsberg, (1994), Ground-based microwave observations of ozone in the upper stratosphere and mesosphere, *J. Geophys. Res.*, 99, 16757–16770.

Eriksson, P., Jiménez, C., and Buehler, S. A., (2005), Qpack, a general tool for instrument simulation and retrieval work, *J. Quant. Spectrosc. Ra.*, 91, 47–64, doi:10.1016/j.jqsrt.2004.05.050.

Janssen M. A. (1993), *Atmospheric Remote Sensing by Microwave Radiometry*, edited by John Wiley, Hoboken, N. J. ISBN 0-471-62891-3

Lenoble J., Herman M., Deuzé J. L., Lafrance B., Santer R., and Tanré D. (2007) *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer* 107, 3, pp. 479-507.

Lucas R. M., McMichael A. J., Armstrong B. K., Smith W. I., (2008), Estimating the global disease burden due to ultraviolet radiation exposure. *International Journal of Epidemiology*; 37 (3): 654-667.

McKenzie R L, Liley J B and Olof Björn L 2009 *UV Radiation: Balancing Risks and Benefits Photochemistry and Photobiology* 85 88-98 Published

McKinlay, A. F. and B. L. Diffey (1987) A reference action spectrum for ultra-violet induced erythema in human skin. In *Human Exposure to Ultraviolet Radiation: Risks and Regulations* (Edited by W. F. Passchier and B. F. M. Bosnjakovic), pp. 83–87. Elsevier, Amsterdam.

Mohanakumar, K., (2008), *Stratosphere Troposphere Interactions An Introduction*, Springer, ISBN: 978-1-4020-8216-0.

Nagahama T., Nakane H., Fujinuma Y., Ninomiya M., Ogawa H., and Fukui Y., (1999), Ground-based millimeter-wave observations of ozone in the upper stratosphere and mesosphere over Tsukuba, *Earth Planets Space*, 51, 1287–1296.

Norris J.R., Allen R.J., Evan A.T., Zelinka M.D., O'Dell C.W., Klein S.A.. (2016) Evidence for Climate Change in the Satellite Cloud Record. *Nature*. 2016. 10.1038/nature18273

Rigby, M, Prinn RG, O'Doherty S, Montzka SA, McCulloch A, Harth CM, Mühle J, Salameh PK, Weiss RF, Young D, Simmonds PG, Hall BD, Dutton GS, Nance D, Mondeel DJ, Elkins JW, Krummel PB, Steele LP, Fraser PJ., (2013), Re-evaluation of the lifetimes of the major CFCs and CH₃CCl₃ using atmospheric trends, *Atmospheric*

Chemistry and Physics, 13:2691-2702.: Copernicus Publications, DOI: 10.5194/acp-13-2691-2013.

Rodgers CD (2000) Inverse methods for atmospheric sounding: theory and practice. World Scientific, Singapore.

Rothman L. S., Gordon I. E., Babikov Y., Barbe A., Chris Benner D., Bernath P. F., Birk M., Bizzocchi L., Boudon V., Brown L. R., Campargue A., Chance K., Cohen E. A., Coudert L. H., Devi V. M., Drouin B. J., Fayt A., Flaud J-M., Gamache R. R., Harrison J. J., Hartmann J-M, Hill C., Hodges J. T., Jacquemart D., Jolly A., Lamouroux J., Le Roy R. J., Li G., Long D. A., Lyulin O. M., Mackie C. J., Massie S. T., Mikhailenko S. N., Müller H. S. P., Naumenko O. V., Nikitin A. V., Orphal J., Perevalov V. I., Perrin A., Polovtseva E. R., Richard C., Smith M. A. H., Starikova E., Sung K., Tashkun S. A., Tennyson J., Toon G. C., VIG Tyuterev, Wagner G., (2013), The HITRAN2012 molecular spectroscopic database. J Quant Spectrosc Radiat Transf 130:4–50. doi:10.1016/j.jqsrt.2013.07.002

Salvador, J. O., (2011), Estudio del Comportamiento de la Capa de Ozono y la Radiación UV en la Patagonia Austral y su Proyección hacia la Comunidad, Tesis de Doctorado, UTN.

Solomon S., Diane J. I., Kinnison D., Michael J. Mills, Ryan R. Neely, Anja Schmidt, (2016), Emergence of healing in the Antarctic ozone layer, Science 353 (6296), 269-274. doi: 10.1126/science.aae0061.

WMO (World Meteorological Organization), (2007), Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2014. Global Ozone Research and Monitoring Project report no. 55, Geneva, Switzerland.

Wolfram, E. A., (2006), Mediciones atmosféricas de ozono y vapor de agua con técnica LIDAR y radiometría solar ultravioleta, tesis de doctorado UNLP.

World Health Organisation (WHO), (2002), Global Solar UV Index: A Practical Guide, Geneva, Switzerland.

Zommerfelds, W. C., K. F. Kunzi, M. E. Summers, R. M. Bevilacqua, D. F. Strobel, M. Allen, and W. J. Sawchuck, (1989), Diurnal variations of mesospheric ozone obtained by ground-based microwave radiometry, *J. Geophys. Res.*, 94, 12819–12832.

Capítulo 2 Medición de perfiles de ozono con un radiómetro de ondas milimétricas

El Radiómetro de Ondas Milimétricas (MWR), perteneciente a la Universidad de Nagoya, fue instalado en 2011 en el Observatorio Atmosférico de la Patagonia Austral con el objetivo de monitorear perfiles de ozono atmosféricos entre los ~25 y los ~70 km con una resolución temporal del orden de una hora, permitiendo estudiar la variabilidad de este gas en el corto plazo. Este sistema está basado en un receptor superheterodino utilizando como detector un superconductor enfriado a 4 K para el monitoreo de las señales emitidas por las moléculas de ozono en sus transiciones rotacionales.

En este capítulo se presenta el principio de funcionamiento de este instrumento de medición y se describen los algoritmos desarrollados e implementados para la inversión de las señales medidas por el radiómetro.

2.1 Instrumento de medición y observaciones.

El Radiómetro de Ondas Milimétricas está compuesto básicamente por un espejo rotante, un sistema quasi-óptico de espejos, un receptor superheterodino y un espectrómetro. La Figura 2.1 presenta un esquema del sistema instalado en Río Gallegos, mientras que la Figura 2.2 es una fotografía del instrumento donde se pueden observar algunos de los componentes que se esquematizan en la Figura 2.1 y la trayectoria que recorre la radiación desde el espejo rotante hasta alcanzar el receptor (línea roja punteada).

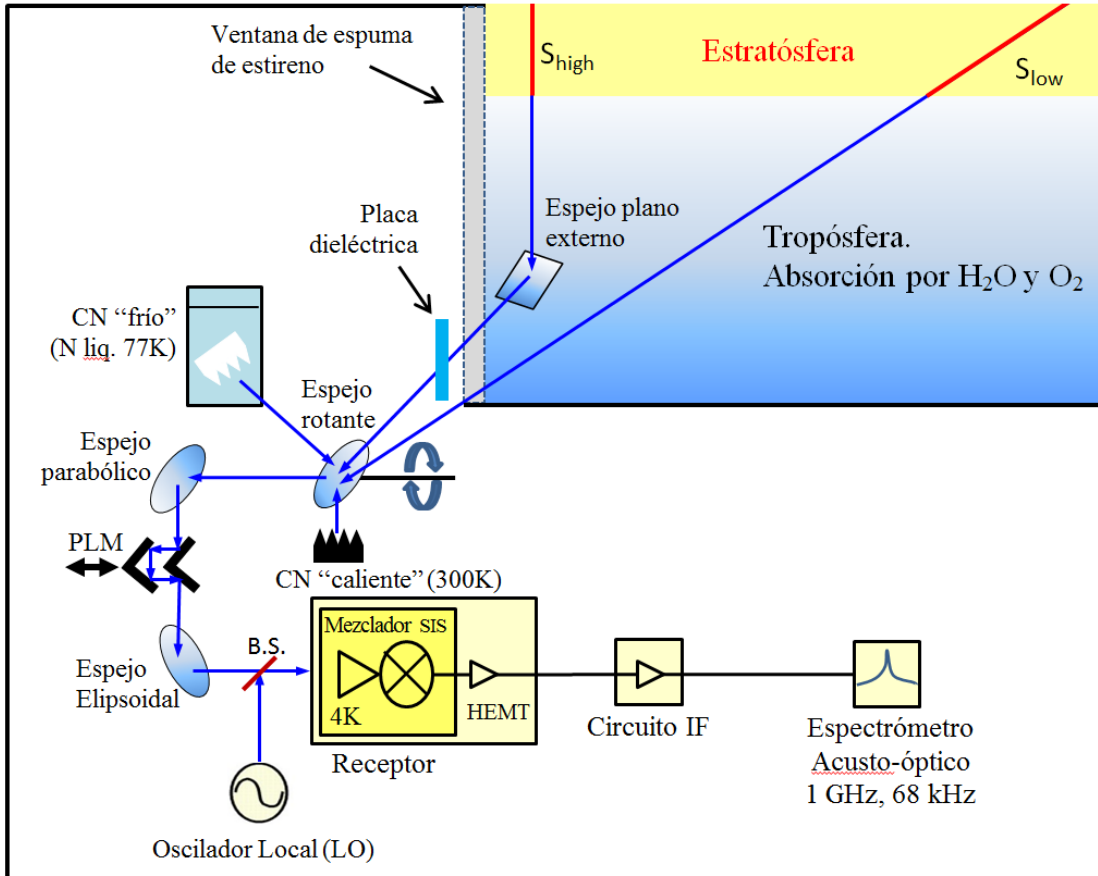


Figura 2.1 Esquema del Radiómetro de Ondas Milimétricas [modificado de Curso dictado por Prof. Akira Mizuno]

Las señales provenientes de la atmósfera atraviesan una ventana de espuma de estireno (Poliestireno expandido o telgopor), la cual produce una atenuación del 1%, y alcanzan un espejo plano rotante. Este espejo intercambia su posición en cuatro direcciones para adquirir la señal proveniente de dos ángulos cenitales diferentes, S_{low} y S_{high} , y desde dos fuentes conocidas (aproximadamente cuerpos negros) utilizadas como intensidades de referencia para calibrar las señales.

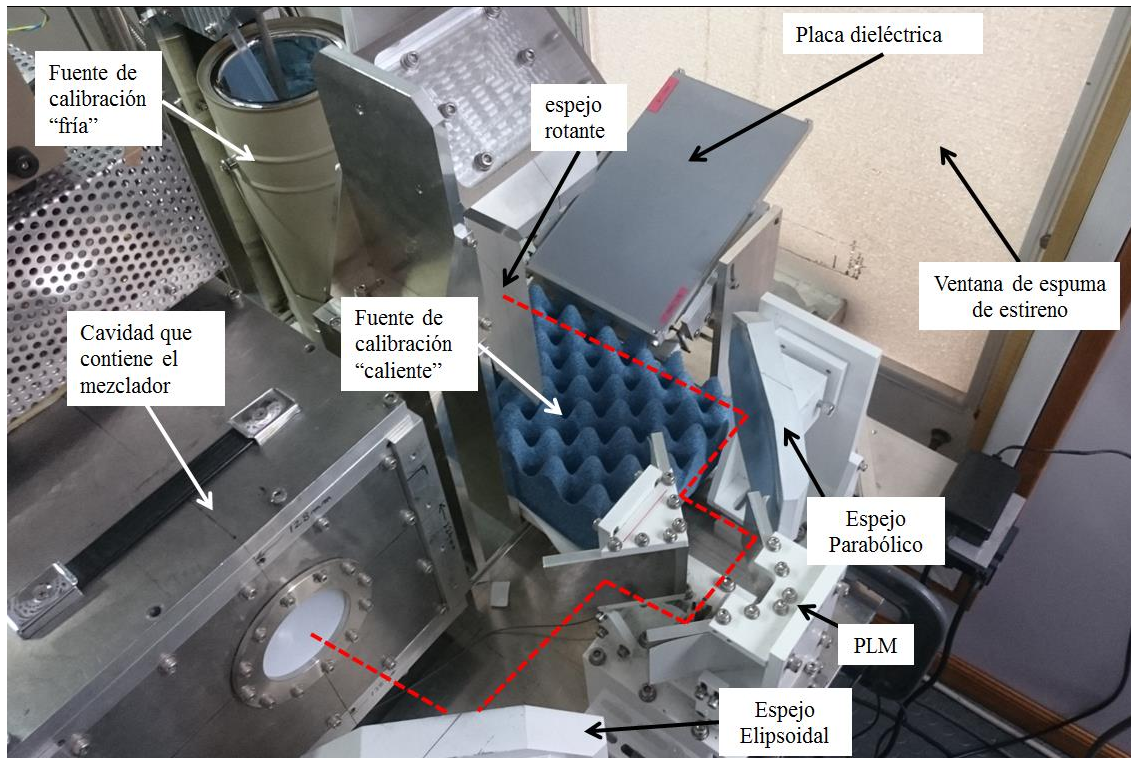


Figura 2.2 Fotografía del Radiómetro de Ondas Milimétricas. La línea roja punteada describe la trayectoria desde el espejo rotante hasta alcanzar la cavidad del receptor.

La señal S_{high} proviene del cenit y es conducida por un espejo plano fijo externo en dirección al espejo rotante, mientras que la señal S_{low} incide directamente en el espejo rotante y proviene de un ángulo de elevación entre 12° y 38° , dependiendo de las condiciones atmosféricas. Dado que S_{high} proviene de un ángulo cenital menor, la masa de aire que contribuye a esta señal será mucho menor que para S_{low} , y por lo tanto, también lo serán las emisiones de los niveles continuos. Para equilibrar las emisiones de los niveles continuos de ambas señales una placa dieléctrica es instalada en la dirección de la señal S_{high} , aumentándola para que el balance se produzca dentro del rango de ángulo cenital de S_{low} . Luego un servosistema ajusta el ángulo de elevación de S_{low} automática y continuamente dependiendo de las condiciones atmosféricas [Mizuno et al., 2002; Parrish et al., 1988].

Como fuentes de calibración de estas señales se utilizan dos cuerpos negros a diferentes temperaturas. Por lo tanto, conociendo sus temperaturas podemos determinar cuál será la intensidad de radiación equivalente en unidades de temperatura de brillo.

Uno de los "cuerpos negros" denominado "caliente", es logrado utilizando un absorbedor de poliuretano a temperatura ambiente, alrededor de los 300 K, mientras que

el cuerpo negro “frío” se logra a través de un absorbedor por inmersión en un contenedor de nitrógeno líquido a 77K. El nitrógeno es obtenido por un compresor-refrigerador de nitrógeno ambiental. Las señales reflejadas en el espejo rotante son conducidas hasta el receptor por medio de la configuración de espejos observada en el esquema anterior.

Uno de los problemas instrumentales asociados con las observaciones de ondas micrométricas se presenta debido a reflexiones indeseadas producidas entre los componentes del sistema, principalmente debido a los absorbedores de las fuentes de calibración. Estas reflexiones indeseadas, conocidas como ondas estacionarias o *baseline*, producen una estructura de ondas periódicas las cuales pueden alcanzar el receptor y superponerse al espectro atmosférico deseado.

Para reducir estas ondas estacionarias, un modulador de longitud camino (PLM) es instalado entre el espejos parabólico y elipsoidal, el cual consiste de dos espejos paralelos en “V” de 45 grados, donde uno de los espejos se mueve periódicamente hacia delante y hacia atrás con un periodo de 0,2 segundo, modificando la longitud de camino óptico en $\frac{1}{4}$ de la longitud de onda observada. En la Figura 2.3 se observa la disminución de la amplitud de las ondas estacionarias cuando el PML está funcionando respecto de cuando se encuentra detenido.

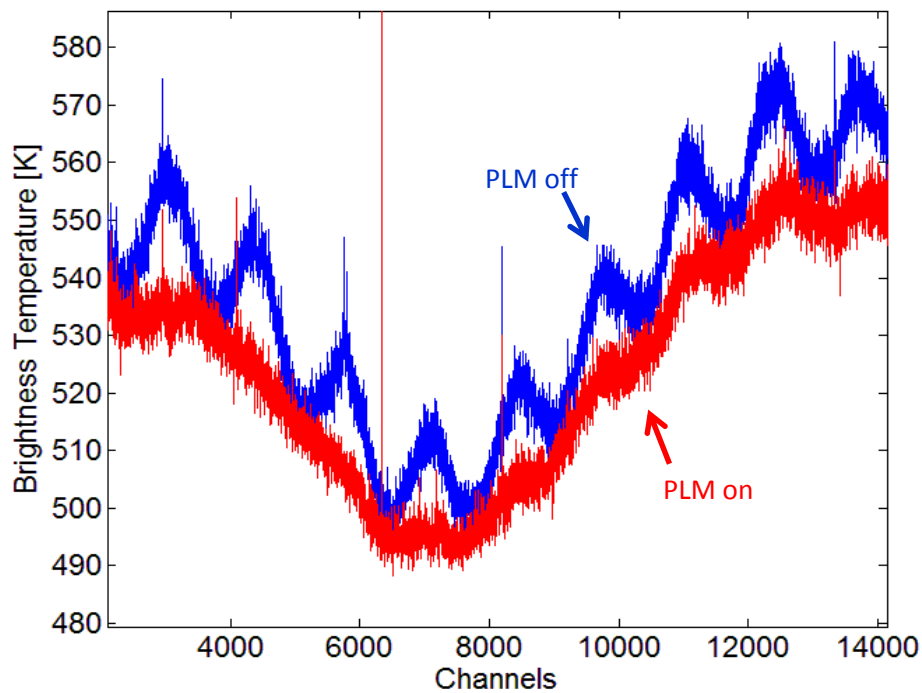


Figura 2.3 Comparación de la señal T_{hot} con el PLM encendido (rojo) y apagado (azul) (tiempo de integración: ~30 minutos). Se observa una marcada estructura ondulatoria debido a las ondas estacionarias cuando el PLM se encuentra apagado.

El remanente de ondas estacionarias que no puede ser removido completamente por este sistema, más otras ondas estacionarias que se generan en las etapas subsiguientes al receptor, son eliminadas empíricamente durante el proceso de inversión.

El receptor del instrumento está compuesto por un oscilador local (LO) junto a un doblador de frecuencia, y un mezclador Semiconductor-Insulator-Semiconductor (SIS mixer) encargados de procesar la señal de entrada emitida por las moléculas de ozono atmosférico en sus transiciones rotacionales (~110.836 GHz) y obtener una señal de salida con una frecuencia intermedia IF menor (~6 GHz), adecuada a los componentes subsiguientes del sistema. El mezclador SIS fue desarrollado en la Universidad de Nagoya y una descripción detallada puede encontrarse en Ogawa et al. (1990).

Para lograr una frecuencia intermedia IF altamente estable, la frecuencia de la señal introducida por el oscilador local en el mezclador SIS también debe serla.

Oscilador Local y PLL (Phase-lock loop)

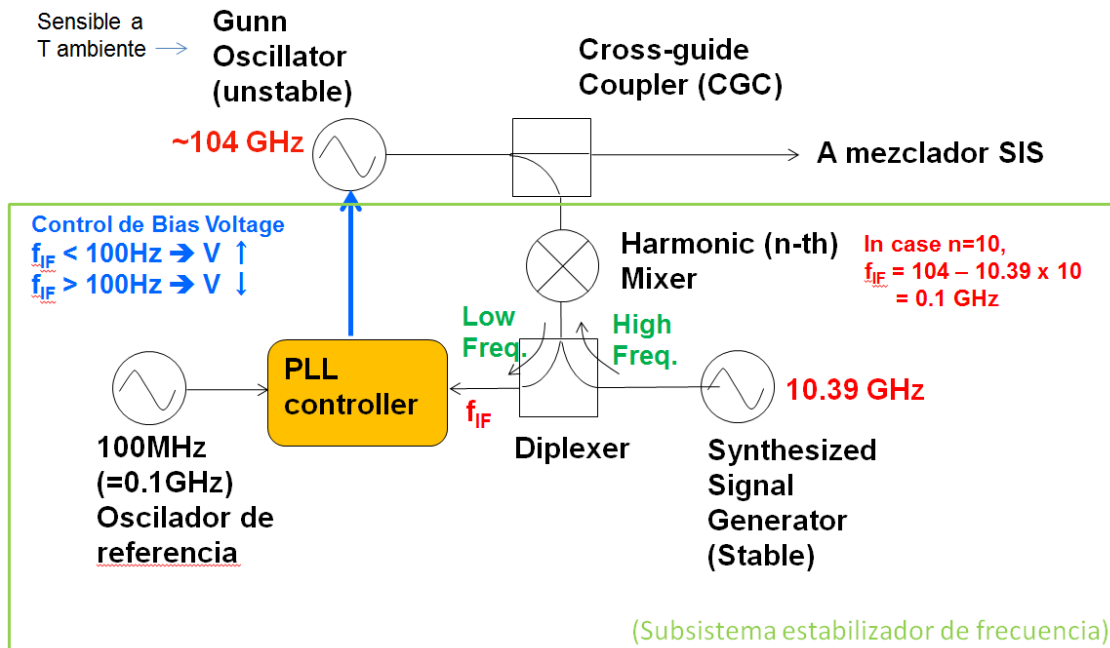


Figura 2.4 Esquema del Oscilador Local (Oscilador Gunn + Subsistema necesario para estabilización de frecuencia) [adaptado de Curso dictado por Prof. Akira Mizuno].

Un esquema del oscilador Gunn y el subsistema necesario para estabilizar la frecuencia de salida del oscilador (cuadro verde) es presentado en la Figura 2.4.

El oscilador Gunn es el encargado de generar la señal necesaria de salida hacia el mezclador SIS (~ 104 GHz). La frecuencia de este oscilador es altamente sensible a cambios en el tamaño de la cavidad del oscilador y a cambios en el voltaje. A su vez, el tamaño de la cavidad es altamente sensitivo a cambios de la temperatura ambiental. Por lo tanto, cuando la temperatura cambia, la frecuencia del oscilador Gunn también es modificada. Para lograr estabilizarla, un controlador PLL (Phase-lock loop) es instalado, encargado de modificar el voltaje del oscilador Gunn para compensar las variación de frecuencia debido a cambios en la temperatura ambiental, logrando una frecuencia altamente estable en el oscilador Gunn. El PLL compara la frecuencia proveniente del mezclador armónico y una señal de referencia. Si estas difieren, el PLL modifica el voltaje del oscilador Gunn para compensar los desvíos de frecuencia debido a cambios de temperatura ambiental, logrando finalmente una señal altamente estable en frecuencia. Para obtener una señal de frecuencia f_{IF} (Figura 2.4) igual a la señal de

referencia, el mezclador armónico hace las veces de heterodino entre la frecuencia proveniente de un generador de señal sintetizada (SSG) altamente estable en frecuencia y la frecuencia proveniente del oscilador Gunn tomada de una porción de la señal desviada del camino óptico hacia mezclador armónico por un CGC (Cross Guide Coupler).

Luego, la señal proveniente del oscilador local en la Figura 2.1 (desde ahora en adelante “Oscilador Local” se refiere al sistema completo de la Figura 2.4) es introducida en el mezclador a través de un divisor de ondas que consiste de una lámina de teflón la cual está ubicada antes del receptor a 45 grados. El mezclador opera en banda simple (single sideband, SSB) y es enfriado a 3.88 K con el objetivo de disminuir el ruido térmico y mejorar la relación señal a ruido para obtener observaciones con una resolución temporal relativamente baja (~1 hora). La temperatura del mezclador es lograda a través de un sistema criogénico de helio líquido (Closed-Cycle 3-stage GM-JT, DAIKIN CG308).

La señal de salida IF es amplificada por un amplificador HEMT (High Electron Mobility Transistor) enfriado a 15 K. Los componentes subsiguientes (filtros, amplificadores y atenuadores) se encuentran a temperatura ambiente y procesan la señal IF para ajustarla a los requerimientos apropiados del espectrómetro instalado al final del sistema. El espectrómetro es un FFT digital (DFS) Acuaris AC240, el cual tiene 16384 canales con un ancho de banda y una resolución espectral de 1 GHz y 68 kHz, respectivamente. Finalmente, las señales S son obtenidas e integradas por una PC. En la siguiente tabla se resumen las especificaciones más relevantes del sistema de medición.

Frecuencia central de observación	110.836 GHz
Frecuencia del Oscilador Local	~104 GHz
SIS mixer	Single Sideband (SSB)
Frecuencia intermedia central	~6 GHz
Espectrómetro	FFT digital (DFS) Acquaris AC240
Número de canales	16384
Ancho espectral	1 GHz
Resolución espectral	68 kHz

Tabla 2.1 Especificaciones del sistema de medición.

El espectro observado en unidades de temperatura de brillo T_{oi} , es calibrado desde las señales medidas S_{low} y S_{high} utilizando la siguiente ecuación de calibración:

$$T_{oi} = \frac{T_{hot} - T_{cold}}{S_{hot} - S_{cold}} (S_{low} - S_{high}) \quad (2.1)$$

Donde S_{hot} y S_{cold} son las señales provenientes de los cuerpos negros caliente y frío y T_{hot} y T_{cold} sus temperaturas, respectivamente. A través de la diferenciación de las señales en la ecuación anterior son disminuidos los efectos de las anomalías espectrales (conocidas en inglés como “spectral artifact”) y la no linealidad que presenta la señal de salida con la temperatura de brillo de entrada [Parrish et al., 1988]. Luego, tomando $\alpha = T_{hot} - T_{cold} / S_{hot} - S_{cold}$ podemos reescribir la ecuación anterior como:

$$T_{oi} = \alpha(S_{low} - S_{high}) = T_{b_{low}} - T_{b_{high}} \quad (2.2)$$

Donde α es el factor de calibración desde S_{low} y S_{high} en unidades de volt para obtener $T_{b_{low}}$ y $T_{b_{high}}$ en unidades de temperatura de brillo.

Los tiempos de adquisición de un espectro T_{oi} son establecidos a través de la configuración del ciclo de medición que realiza el espejo rotante entre las cuatro posiciones. El tiempo de adquisición en cada ciclo para S_{low} y S_{high} es de ~15 segundos para cada una, mientras que los tiempos para adquirir las señales provenientes de las fuentes de calibración S_{hot} y S_{cold} son de ~2 y ~3 segundo, respectivamente. Teniendo en cuenta además el tiempo muerto que toma al espejo rotante en el intercambio de posiciones, cada espectro individual T_{oi} demora aproximadamente un minuto en ser adquirido. La opacidad es obtenida a través de otra secuencia de medición, la cual realiza el instrumento cada 4 espectros medidos, y es obtenida a través del método conocido como “*Tipping Curve*”, que se describe a continuación.

2.2 Ecuación de transferencia radiativa para el sensado remoto de ondas milimétricas y micrométricas considerando un medio sin dispersión.

La ecuación que describe el flujo de energía radiante desde una fuente hasta un punto determinado o un instrumento de medición, es el comienzo para estudiar cualquier problema de sensado remoto pasivo. Esta teoría describe la intensidad de radiación propagándose en un medio capaz de absorber, emitir y/o dispersar (scatter) la radiación. La forma clásica de esta teoría fue desarrollada por Chandrasekhar (1950) y una descripción detallada puede encontrarse en Janssen (1993).

La intensidad específica se define como la energía radiante que fluye en cada punto de un medio (la atmósfera, en nuestro caso), por unidad de área, por unidad de frecuencia, en una dada dirección, por ángulo sólido. Despreciando la dispersión, que como veremos más adelante es el caso que nos concierne, la intensidad específica de radiación I_ν en un punto $s=0$ puede ser descripta por la siguiente ecuación:

$$I_\nu(0) = I_\nu(s_0)e^{-\tau(s_0)} + \int_0^{s_0} B_\nu(T)e^{-\tau(s)}\alpha ds \quad (2.3)$$

Donde $B_\nu(T)$ es la función de Planck y representa el flujo de energía radiante que atraviesa una unidad área, ángulo sólido y frecuencia ν , descrita por la siguiente ecuación:

$$B_\nu(T) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{e^{h\nu/kT} - 1} \quad (2.4)$$

La representación geométrica de la ec. (2.3) se observa en la Figura 2.5. La integración se extiende a lo largo del camino óptico de propagación de la radiación desde el punto $s = 0$ hasta un punto s_0 con intensidad $I_\nu(s_0)$. T es la temperatura del emisor o fuente. El espesor óptico τ es definida como

$$\tau(s) = \int_0^s \alpha(s')ds' \quad (2.5)$$

Donde α es el coeficiente de absorción del medio. Cuando se trata de la atmósfera, el coeficiente de absorción total será la suma de los coeficientes de absorción de cada gas.

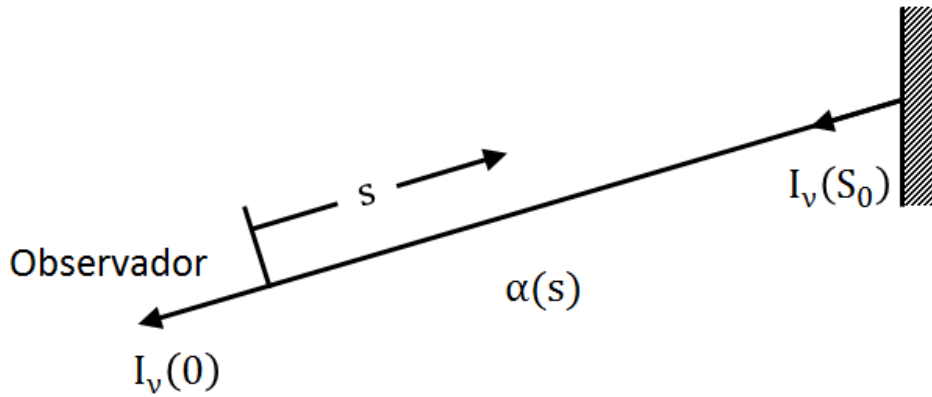


Figura 2.5 Geometría asumida para el sensado remoto de la atmósfera (Janssen, 1993)

Para aplicaciones en el rango de las ondas micrométricas y milimétricas para frecuencias por debajo de ~ 200 GHz [Burrows, 2011], como es el caso de estudio, la aproximación de Rayleigh-Jeans ($h\nu \ll kT$, donde h es la constante de Planck) es válida y la función de Planck (2.4) puede ser escrita como:

$$B_\nu(T) \approx \frac{2\nu^2 kT}{c^2} = \frac{2kT}{\lambda^2} \quad (2.6)$$

La característica más significativa de esta ecuación aproximada es la linealidad que se presenta entre la función de Planck y la temperatura física. Despejando T , podemos definir la intensidad de radiación en unidades de temperatura de brillo equivalente como:

$$T_b(\nu) \equiv \frac{\lambda^2}{2k} I_\nu \quad (2.7)$$

$T_b(\nu)$ puede ser definida como la temperatura que un cuerpo negro debe alcanzar para emitir una radiación igual a la intensidad de radiación observada para una frecuencia

dada I_ν . La ecuación de transferencia radiativa utilizada en el sensado remoto de ondas milimétricas y micrométricas es generalmente representada en unidades de temperatura de brillo y puede ser derivada desde las ecs. (2.3) y (2.7), dando:

$$T_b(\nu) = T_{b0}e^{-\tau(s_0)} + \int_0^{s_0} T(s)e^{-\tau(s)}\alpha ds \quad (2.8)$$

Donde T_{b0} es la temperatura de brillo equivalente para $I_\nu(s_0)$. Del segundo término se observa que la emisión de radiación $T\alpha$ emitida por cada elemento de camino óptico ds (considerados aproximadamente cuerpos negro) a una temperatura física T , es atenuada por un factor $e^{-\tau}$ a medida que atraviesa el medio hacia el punto $s = 0$. Por lo tanto, la suma de estas contribuciones es equivalente a la temperatura promedio en el camino propagación de la radiación, multiplicado por el término $e\alpha^{-\tau}$ y, considerando un medio isotérmico y despreciando el primer término de la ecuación (background) podemos reescribir T_b como:

$$T_b = T \int_0^{\tau_a} e^{-\tau} d\tau = T(1 - e^{-\tau_a}) \quad (2.9)$$

Donde τ_a es espesor óptico total en el camino óptico de propagación de la radiación. De las dos últimas ecuaciones se observa que conociendo la absorción del medio de propagación y la temperatura, se puede calcular la temperatura de brillo T_b . En los problemas de sensado remoto de la atmósfera, generalmente se obtiene T_b a través de la medición y se desea inferir algún componente o propiedad atmosférica como la distribución de ozono para nuestro caso, vapor de agua o temperatura.

2.3 Observación de la opacidad

Las observaciones de la atmósfera media con técnicas de sensado remoto desde la superficie terrestre, sufren la extinción de las capas atmosféricas que se encuentran por debajo, principalmente en la tropósfera. En el rango de las ondas micrométricas la dispersión (scatter) puede ser despreciada mientras que la absorción es producida principalmente por el vapor de agua y, en menor medida, por el oxígeno y otros gases. Estos gases que se encuentran concentrados en los primeros kilómetros de la atmósfera, además de absorber, también emiten radiación en el rango de frecuencia de la medición, conocido como emisión continua.

Si nos alejamos del pico de radiación característico de las emisiones de ozono en el espectro medido, sólo tendremos la contribución de esta emisión continua proveniente de la tropósfera y la absorción de la misma descrita por la ley de Beer-Lambert. Así, asumiendo una tropósfera isoterma, podemos adaptar la ec. (2.9) para describir la señal proveniente de la atmósfera baja para un determinado ángulo de observación como:

$$T_{b_{low}} = T_{trop} \left(1 - e^{-\frac{\tau_z}{\cos(\theta_{low})}} \right) + T_{sys} \quad (2.10)$$

Donde T_{trop} es la temperatura media de la tropósfera, τ_z es la opacidad cenital, θ_{low} el ángulo cenital de la observación y T_{sys} es el término que describe el ruido instrumental. Por otro lado, la señal proveniente del cuerpo negro caliente a temperatura ambiente será:

$$T_{hot} = T_{hot}' + T_{sys} \quad (2.11)$$

Donde T_{hot}' es la señal proveniente de la fuente caliente en unidades de temperatura de brillo sin la contribución del ruido del sistema. Diferenciando estas dos señales, asumiendo que $T_{trop} = T_{hot}$ y aplicando logaritmo natural en ambos lados de la igualdad, tenemos que:

$$\ln(T_{hot} - T_{low}) = \ln(T_{hot}') - \frac{\tau_z}{\cos(\theta_{low})} \quad (2.12)$$

Esta ecuación describe una relación lineal entre la secante del ángulo cenital y el $\ln(T_{hot} - T_{low})$ con pendiente τ_z y ordenada al origen $\ln(T_{hot}')$, la cual es considerada igual a $\ln(T_{trop})$. Por lo tanto, graficando estas observaciones medidas en diferentes direcciones (Figura 2.6), tomando como eje x $-1/\cos(\theta)$ y eje y el $\ln(T_{hot} - T_{low})$, se puede obtener τ_z y T_{trop} a través de un ajuste lineal (línea roja). En este ejemplo se obtiene una opacidad de 0.283 y una $T_{trop} = 407.483$ K.

Este método es conocido como “*tipping-curve*” y la opacidad observada por el Radiómetro de Ondas Milimétricas es utilizada en la (2.17) de la siguiente sección para obtener la señal modelada utilizada en el proceso de inversión.

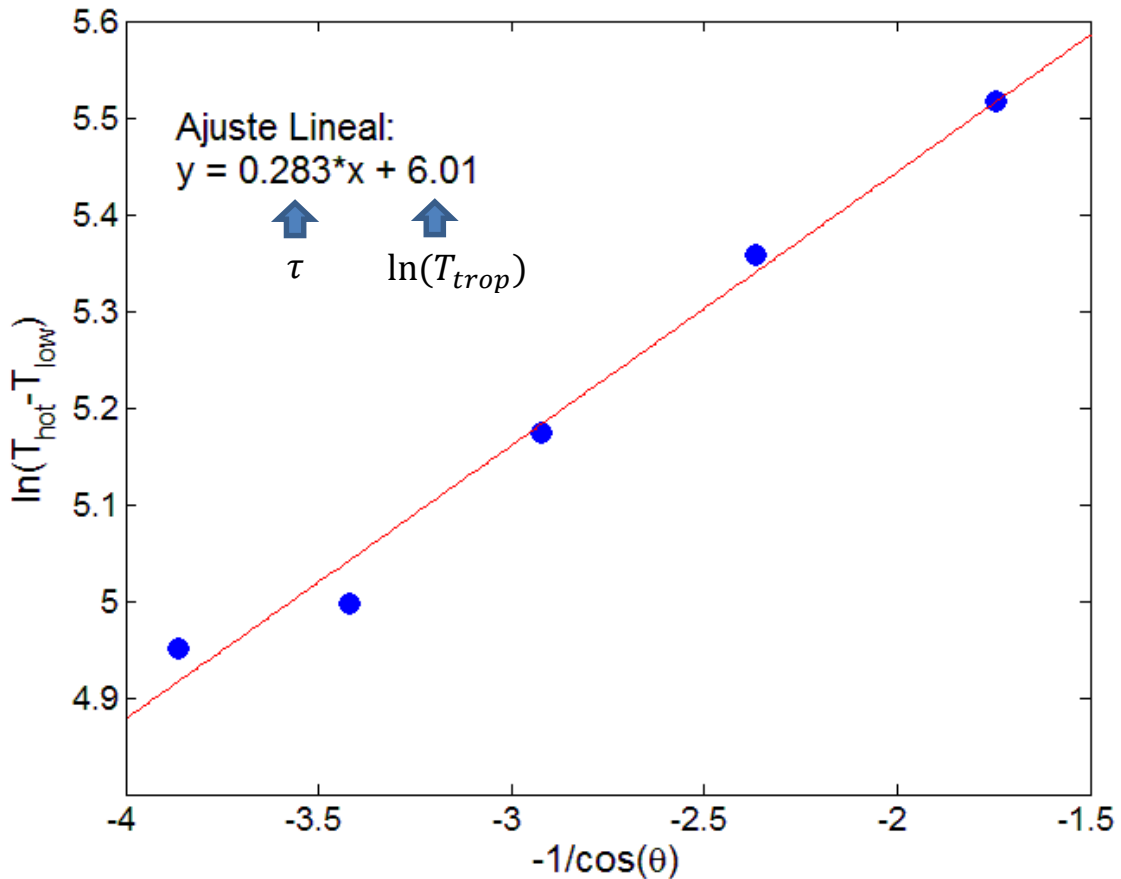


Figura 2.6 Obtención de la opacidad desde mediciones radiométricas.

2.4 Modelo a seguir

En esta sección se describen como es obtenido el modelo a seguir (forward model) requerido en el proceso de inversión, usando las herramientas Qpack2+ARTS, y las implementaciones y modificaciones realizadas en el paquete Qpack2.

Para la obtención de perfiles de ozono, se utiliza la técnica conocida como *balancing calibration* (también conocida como Dicke-switching) [Dicke, 1946] siguiendo la aproximación de Nobdulha et al. (2011), la cual es descrita por Bleisch and Kämpfer (2012) para la obtención de perfiles de vapor de agua en la atmósfera media. En esta técnica es necesario medir una señal de referencia cercana al cenit y otra proveniente de entre 12 y 38 grados de ángulo de elevación para nuestro caso, similar al esquema de la Figura 2.1. Por lo tanto, un modelo a seguir comparable a la observación obtenida en la ec. (2.2) es necesario para iniciar el proceso de inversión. Considerando la ec. (2.9), Tb_{low} y Tb_{high} pueden ser expresadas como:

$$Tb_{low} = \overbrace{[Tb_{am}(\theta_{low})\mu_{low} e^{-\tau\mu_{low}}]}^{1.atmósfera\ media} + \overbrace{[T_{trop}(1 - e^{-\tau\mu_{low}})]}^{2.tropósfera} + T_{sys} \quad (2.13)$$

$$Tb_{high} = \overbrace{[Tb_{am}(\theta_{high})\mu_{high} e^{-\tau\mu_{high} e^{-\tau d}}]}^{1.atmósfera\ media} + \overbrace{[T_{trop}(1 - e^{-\tau\mu_{high} e^{-\tau d}})]}^{2.tropósfera} + \overbrace{[T_d(1 - e^{-\tau d})]}^{3.dieléctrico} + T_{sys} \quad (2.14)$$

Los primeros términos entre corchetes de las ecuaciones anteriores representan la contribución en la señal de la atmósfera media que alcanza el instrumento de medición en los ángulos de observación θ_{low} y θ_{high} , respectivamente. $T_b(\theta_{low})\mu_{low}$ y $T_b(\theta_{high})\mu_{high}$ son las temperaturas de brillo en la atmósfera media para los correspondientes ángulos de observación, afectados por las masas de aire μ_{low} y μ_{high} . Los términos $e^{-\tau\mu(\theta_{low})}$ y $e^{-\tau\mu(\theta_{high})}$ representan las transmitancias para cada dirección de observación, donde τ es la opacidad cenital. El término $e^{-\tau d}$ de la ec. (2.14) corresponde a la transmitancia de la placa dieléctrica introducido en la señal de referencia.

El segundo término entre corchetes de ambas ecuaciones representa la contribución troposférica en cada una de las direcciones de la señal observada, donde T_{trop} es la temperatura media de la tropósfera (ec. (2.2)), mientras que el tercer término de la ec. (2.14) es la contribución de la placa dieléctrica a la señal de referencia. Estos dos términos son la contribución continua en cada una de las señales. Finalmente, T_{sys} es la temperatura introducida por el instrumento conocida como ruido térmico.

Como se mencionó en la sección 2.1, la placa dieléctrica y el servosistema actúan para igualar las contribuciones de emisión continua de ambas señales. Por lo tanto, podemos igualar el término troposférico en Tb_{low} a los términos troposférico más la contribución del dieléctrico de la señal Tb_{high} :

$$[T_{trop}(1 - e^{-\tau\mu_{low}})] = [T_{trop}(1 - e^{-\tau\mu_{high}}e^{-\tau d})] + [T_d(1 - e^{-\tau d})] \quad (2.15)$$

Luego, tomando la diferencia entre Tb_{low} y Tb_{high} podemos representar la medición T_{obs} de la ec. (2.2) diferenciando las ecs. (2.13) y (2.14):

$$\begin{aligned} Tb_{low} - Tb_{high} &= [Tb_{am}(\theta_{low})\mu_{low} e^{-\tau\mu_{low}}] \\ &\quad - [Tb_{am}(\theta_{high})\mu_{high} e^{-\tau\mu_{high}}e^{-\tau d}] \end{aligned} \quad (2.16)$$

Un modelo a seguir $F(x)$ comparable a la ec. (2.2) es requerido en el proceso de inversión.

Debido a que con el modelo de transferencia radiativa ARTS sólo pueden ser calculados espectros proveniente de una de las direcciones por vez (θ_{low} o θ_{high}), el modelo a seguir $F(x)$ es obtenido calculando las señales provenientes de las diferentes dirección usando ARTS [Buehler et al., 2005], y luego aplicando la siguiente ecuación, comparable a la ec. (2.2):

$$F(x) = [F_{low} e^{-\tau\mu_{low}}] - [F_{high} e^{-\tau\mu_{high}}e^{-\tau d}] \quad (2.17)$$

Los espectros sintéticos para cada dirección F_{low} y F_{high} son calculados por ARTS siguiendo la teoría de transferencia radiativa, representando las cantidades $Tb_{am}(\theta_{low})\mu_{low}$ y $Tb_{am}(\theta_{high})\mu_{high}$ en la ec. (2.16), respectivamente. Para esto, las rutinas de Qpack2 fueron modificadas para poder ejecutar ARTS dos veces, cambiando la dirección de observación y afectando los espectros calculados por las transmitancias correspondientes, para luego obtener $F(x)$ a través de la ec. (2.17).

Para calcular F_{low} y F_{high} es necesario definir como entradas al modelo ARTS, (1) una caracterización del instrumento con el cual se llevará a cabo la medición y de la

geometría involucrada en la misma, (2) el estado de la atmósfera para la cual se quieren simular los espectros o la mejor estimación que se tenga de la misma y (3) la espectroscopía involucrada en el cálculo. Estos parámetros son seleccionados o definidos a través de Qpack2 como entrada al modelo ARTS.

- (1) Los parámetros instrumentales y la geometría involucrada son incluidos como entrada al modelo. La altura para la cual son calculados los espectros sintéticos es fijada a 15m (altura sobre el nivel del mar para la ciudad de Río Gallegos) donde se encuentra establecido el instrumento. Dependiendo si se desea modelar la señal proveniente de la θ_{high} o θ_{low} es seteado el ángulo de la señal a modelar.
- (2) Para la caracterización de la atmósfera en el cálculo de F_{low} y F_{high} utilizando ARTS, se incluye el perfil de ozono a priori (sección 2.5). Los perfiles de presión y temperatura son obtenidos combinando la base de datos de re-análisis de NCEP (<http://www.ndsc.ncep.noaa.gov>) hasta los 30 km con climatologías del CIRA en la parte superior, interpolada al momento de la medición y a la latitud y longitud del sitio de observación. En el cálculo no se tienen en cuenta perfiles de gases que pueden absorber la radiación de interés (vapor de agua y el oxígeno, principalmente). Por lo tanto, se supone que no existe absorción troposférica para el cálculo de F_{low} y F_{high} . La absorción producida por el vapor de agua y por el oxígeno en los primeros kilómetros de altura es luego considerada afectando los espectros sintéticos calculados F_{low} y F_{high} por la transmisividad atmosférica, caracterizada por la opacidad atmosférica τ y la masa de aire en cada dirección de medición, como se observa en la ec. (2.17). F_{high} es también afectada por la transmisividad $e^{-\tau d}$ correspondiente a la placa dieléctrica.
- (3) Los parámetros espectroscópicos introducidos en el cálculo son obtenidos de los catálogos de Jet Propulsion Laboratory (<http://spec.jpl.nasa.gov/ftp/pub/catalog/catform.html>) y de la base de datos del HITRAN [Rothman et al. 2013]. Los efectos de ensanchamiento de la línea de ozono debido al efecto Doppler y el ensanchamiento por presión son considerados utilizando la forma de línea (*line shape*) de Voigt (sección 1.3) [Janssen, 1993].

De la misma manera que para el modelo a seguir $F(x)$, las *weighting function* K_x son calculadas por el modelo ARTS para cada ángulo de observación $K_x(\theta_{low})$ y $K_x(\theta_{high})$, separadamente. Por lo tanto, las K_x correspondientes a $F(x)$ también deben

ser calculadas y una adaptación de las rutinas Qpack2 fue desarrollada, similarmente a la adaptación para la obtención de $F(x)$.

Las *weighting functions* K_x pueden ser discretizadas a través de la siguiente expresión:

$$K_x = \frac{F(x + \Delta x) - F(x)}{\Delta x} \quad (2.18)$$

Reemplazando la ecs. (2.17) en (2.18) para $x + \Delta x$ y x , tenemos:

$$K_x = \frac{F_{low}(x + \Delta x) e^{-\tau\mu_{low}} - F_{high}(x + \Delta x) e^{-\tau\mu(\theta_{high})} e^{-\tau d}}{\Delta x} - \frac{F_{low}(x) e^{-\tau\mu_{low}} - F_{high}(x) e^{-\tau\mu(\theta_{high})} e^{-\tau d}}{\Delta x} \quad (2.19)$$

Reordenando los términos,

$$K_x = \frac{F_{low}(x + \Delta x) - F_{low}(x)}{\Delta x} e^{-\tau\mu_{low}} - \frac{F_{high}(x + \Delta x) - F_{high}(x)}{\Delta x} e^{-\tau\mu(\theta_{high})} e^{-\tau d} \quad (2.20)$$

Finalmente, las *wighting functions* necesarias en el proceso de inversión son obtenidas a través de la siguiente expresión:

$$K_x = K_x(\theta_{low}) e^{-\tau\mu_{low}} - K_x(\theta_{high}) e^{-\tau\mu(\theta_{high})} e^{-\tau d} \quad (2.21)$$

2.5 Tratamiento de las señales antes de la inversión.

En esta sección se detalla el tratamiento aplicado a las señales obtenidas en cada ciclo de medición, desde que las observaciones son almacenadas en la PC hasta que son integradas y utilizadas en el método de inversión, y se describen los criterios que son tenidos en cuenta para asegurar la calidad de las observaciones. El tiempo de integración definido es de una hora. En la Figura 2.7 se observa un diagrama de flujo del algoritmo desarrollado para el tratamiento de la señal.

2.5.1 Obtención del espectro observado

En cada medición, las señales son almacenadas en archivos .txt, los cuales contienen un encabezado con información de la observación y los espectros obtenidos desde las diferentes direcciones de observación (S_{low} , S_{high} , S_{hot} y S_{cold}). Luego de ser leídos por una rutina (1) (Figura 2.7), un primer filtro es aplicado a cada observación individual para asegurar que la medición haya sido realizada dentro del campo de visión del instrumento ($12^\circ < \theta_{low} < 38^\circ$) (2). Este ángulo es fijado por el servosistema para igualar la contribución de la señal continua de los espectros S_{low} y S_{high} , el cual depende de las características atmosféricas en el momento de la medición. Si no se cumple esta condición, el algoritmo descarta la medición y se procede a leer el siguiente archivo. Los espectros que son observados en el campo de visión del instrumento son calibrados a temperatura de brillo mediante las señales S_{hot} y S_{cold} aplicando la ec. (2.2) (3) para obtener espectros individuales calibrados T_{oi} . Si el número de espectros individuales calibrados n en la hora que se desea integrar es mayor a 30 (~60% de la cantidad potencial de espectros que pueden ser observados en una hora) (4), se procede a realizar la integración con el objetivo de mejorar la relación señal/ruido (5) y el espectro es truncado alrededor de la línea central del espectro con el objetivo de descartar las alas del espectro donde las ondas estacionarias remanentes generan una estructura indeseada. Por lo tanto, en el punto (6) del diagrama de flujo se tiene un espectro observado integrado en una hora y calibrado a temperatura de brillo, T_o .

2.5.2 Corrección del espectro observado

El espectro observado T_o presenta ciertos desvíos instrumentales sistemáticos respecto del verdadero relacionados con la suposición de la linealidad entre la señal de salida y la temperatura de brillo que alcanza la antena, durante el proceso de calibración, mencionado anteriormente (ec. (2.1)). Estos desvíos son corregidos empíricamente mediante un segundo proceso de calibración aplicando un factor de escala (SF_t) obtenido por mínimos cuadrados entre una observación integrada T_{SF_t} y un espectro modelado “verdadero” $F_t(x)$ en el mismo momento que es tomada la observación T_{SF_t} , para condiciones atmosféricas conocidas o “verdaderas” (Figura 2.7, parte B) [Ohyama et al. 2016]. El espectro modelado “verdadero” $F_t(x)$ es calculado usando ARTS, aplicando la ec. (2.17).

Los parámetros necesarios para la caracterización de la atmósfera “verdadera” son perfil de ozono, temperatura y presión, y la opacidad troposférica, los cuales son obtenidos desde ozonosondeos hasta los ~35 km y complementadas con mediciones del instrumento MLS (<http://mls.jpl.nasa.gov/>) en la parte superior cuando la diferencia en tiempo entre las mediciones de los dos instrumentos es menor a 12 horas. Cuando las observaciones desde estos instrumentos no coinciden en tiempo, los ozonosondeos son complementados en la parte superior con perfiles de ozono climatológico, descritos en la siguiente sección.

Los datos de ozonosondeos son obtenidos de sondas lanzadas en Ushuaia, Argentina (-54,8°;-68,3°) y en Punta Arenas, Chile (-53,16°; -70,9°), considerando que las masas de aire son comparables a las de Río Gallegos, debido a la cercanía de estas ciudades. Los ozonosondeos en Ushuaia son llevados a cabo por el Servicio Meteorológico Nacional Argentino y los datos se encuentran en el World Ozone Ultraviolet Data Center (WOUDC) (<http://woudc.org/>), mientras que en Punta Arenas las ozonosondas son lanzadas periódicamente por investigadores del Laboratorio de Investigaciones Atmosféricas de la Universidad de Magallanes (UMAG) (<http://www.umag.cl/ozono/>).

Este procedimiento es realizado cuando se considera que el instrumento ha perdido estabilidad y se cuenta con condiciones atmosféricas consideradas verdaderas. Luego se asume que el SF varía linealmente en el tiempo y se realiza una interpolación lineal diaria entre los distintos factores de escala para obtener un factor de escala diario hacia atrás.

El tiempo de integración de la observación radiométrica t_{SF_t} es de ~3 horas al mismo momento que las ozonosondas adquieren la medición.

Para corroborar la estabilidad del instrumento y establecer el momento en el que han cambiado las condiciones de estado, se calcula un segundo factor de escala en cada inversión (SF_{clim}), siguiendo el mismo procedimiento que para el cálculo de SF_t , pero aplicando mínimos cuadrados entre la observación T_o y el modelo a seguir obtenido desde el perfil de ozono a priori climatológico (sección 2.6) en lugar de utilizar un perfil verdadero. Cuando este factor de escala varía drásticamente entre mediciones cercanas en tiempo, se considera que las condiciones de estabilidad del instrumento han cambiado y las observaciones deben calibrarse nuevamente a través de la obtención de un nuevo SF_t .

Además, en cada inversión el SF_{clim} es comparado con el SF_t a utilizar (8). Si se aleja más allá del 30% del valor de SF_t , la señal es descartada. Si se cumple la condición anterior, se procede a la calibración y el espectro observado T_o es afectado por el factor de escala SF_t a través de la siguiente ecuación (9):

$$T_{obs} = \frac{T_o}{SF_t} \quad (2.22)$$

Finalmente, T_{obs} es el espectro observado en unidades de temperatura de brillo utilizado en el proceso de inversión.

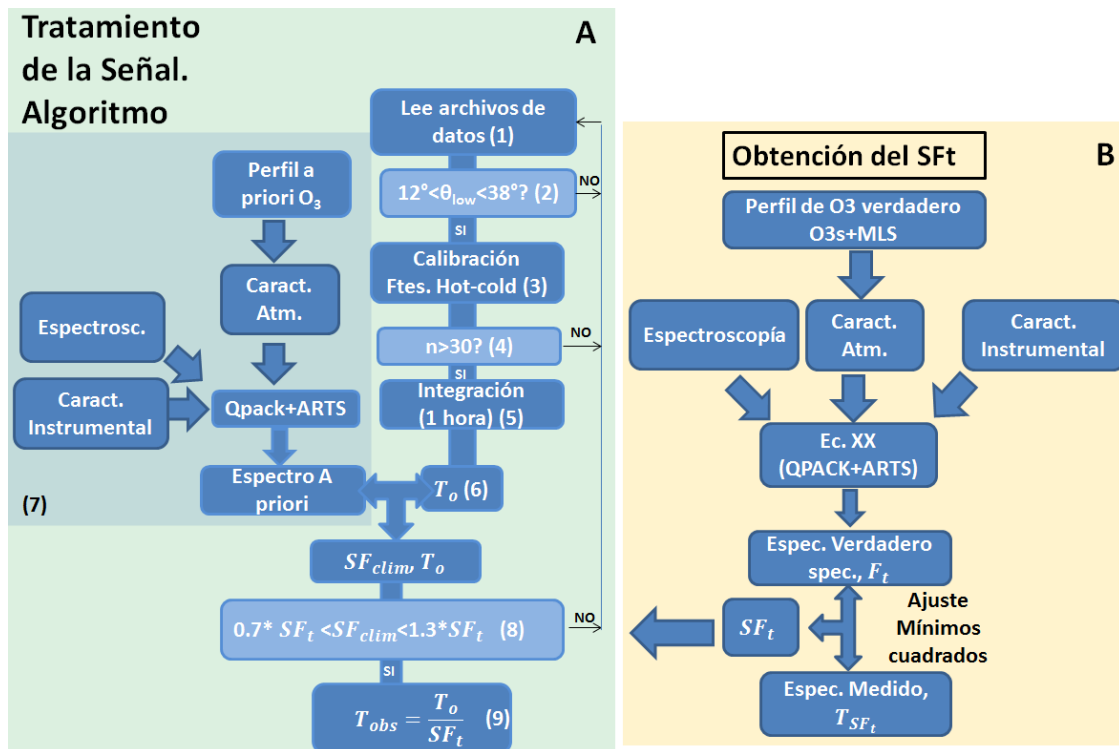


Figura 2.7 Diagrama de flujo del algoritmo desarrollado para el tratamiento de la señal.

2.6 Perfil a priori (climatologías)

Los perfiles a priori utilizados en el algoritmo de inversión son perfiles climatológicos calculados desde la base de datos que provee el MLS desde 2004 hasta 2013 (<http://mls.jpl.nasa.gov/index.php>) en el rango de altura que cubre este instrumento (~15 hasta ~75 km), complementados con climatologías zonales mensuales [McPeters et al., 2012] interpoladas a la latitud de Río Gallegos (-51,6°), en las alturas donde el MLS no registra mediciones, para obtener perfiles desde superficie hasta 90 km. Para el cálculo se utilizan perfiles de ozono del MLS cuya distancia latitudinal con respecto al sitio de observación es menor a 0.2 grados.

El satélite AURA, el cual alberga el instrumento MLS encargado de medir la distribución de ozono, sobrepasa latitudes cercanas a Río Gallegos (entre -51.75° y -51.73°) en dos franjas horarias diferentes, una durante el día (~16:30 hora local) y otra durante la noche (~2:30 hora local). La razón por la cual no son utilizadas enteramente las climatologías mensuales de McPeters (2012) como perfil a priori, es que en estas climatologías son considerados sólo los perfiles MLS “de día”, mientras que las

calculadas en este trabajo presentan la ventaja de poder diferenciarse entre climatologías mensuales zonales “de noche” y “de día”, teniendo en cuenta la diferencia que presentan la distribución de ozono alrededor de los 65 km entre el día y la noche debido a la fotoquímica de este gas. A través de este procedimiento se obtienen climatologías mensuales. En la Figura 2.8 se observan dos ejemplos de climatologías obtenidas para el mes de enero y octubre, donde se puede ver la diferencia en la distribución de ozono antes mencionada y la comparación con las climatologías calculadas por McPeters (2012).

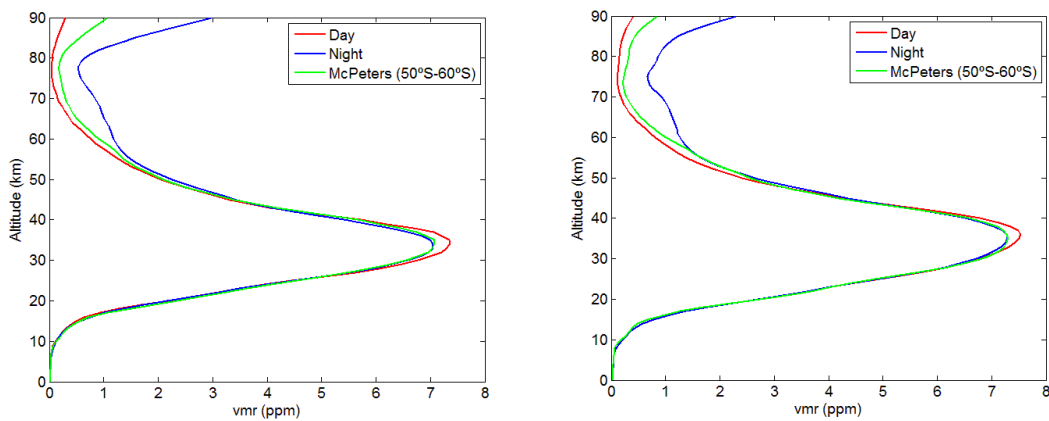


Figura 2.8 Comparación de climatologías mensuales calculadas con perfiles MLS entre día y noche, y las publicadas en McPeters et al. (2012) para el mes de enero (izquierda) y octubre (derecha).

Una vez obtenidas las climatologías mensuales se realiza una interpolación lineal en tiempo para obtener perfiles a priori climatológicos diarios.

2.7 Teoría del método de inversión

En esta sección se resume el método de estimación óptima (OEM) descrito por Rodgers (2000) para el caso de estudio que nos concierne, con el objetivo de darle un marco teórico al método de inversión aplicado en la sección 2.9.

El objetivo de nuestro problema de inversión es obtener el vector de estado \mathbf{x} (perfil de ozono) desde la medición de una radiación característica integrada \mathbf{y} (espectro medido por el radiómetro). La relación entre el vector de estado y la medición está dada por la siguiente ecuación:

$$\mathbf{y} = F(\mathbf{x}, \mathbf{b}) + \Sigma + \varepsilon_n \quad (2.23)$$

En esta ecuación, $F(\mathbf{x}, \mathbf{b})$ es el modelo a seguir (forward model) que contiene la física de la medición asociada a como es modificada la radiación en el camino que recorre desde la fuente (ozono) hasta alcanzar el instrumento, teniendo en cuenta la caracterización del mismo, las características atmosféricas, la espectroscopía involucrada y la geometría del problema. El vector de entrada \mathbf{b} está asociado con los parámetros que no se desean obtener (conocidos en inglés como *non-retrieval parameters*), pero que son necesarios para la caracterización del problema de inversión e incorporan errores a ser considerados.

Dado que la medición \mathbf{y} no es ideal y el modelo a seguir $F(\mathbf{x}, \mathbf{b})$ nunca describe completa y perfectamente la física de la medición, aparecen dos términos asociados a estos errores, ε_n (ruido de la medición) y Σ , respectivamente. Una estimación del vector de estado \mathbf{x} ($\hat{\mathbf{x}}$) es determinada a través de algún método de inversión \mathbf{R} , donde:

$$\hat{\mathbf{x}} = R(\mathbf{y}, \hat{\mathbf{b}}, \mathbf{x}_a, \mathbf{c}) \quad (2.24)$$

$\hat{\mathbf{b}}$ representa la mejor estimación que tenemos de los parámetros \mathbf{b} (estado verdadero) y se diferencia de esta, ya que incorpora errores sistemáticos en el método de inversión los cuales serán considerados en el análisis. \mathbf{x}_a es la mejor estimación a priori del vector de estado \mathbf{x} antes de la inversión (una climatología suele ser utilizada) y \mathbf{c} contiene otros parámetros considerados en la inversión, los cuales también pueden incluir errores adicionales.

El método de inversión utilizado es conocido como *Método de Estimación Óptima (OEM)* [Rodgers (2000)] para el caso ‘cercanamente lineal’ (*nearly linear*). Por lo tanto, la función F no es estrictamente lineal ya que \mathbf{x} e \mathbf{y} no están relacionadas linealmente, pero una linealización alrededor de algún estado a priori (\mathbf{x}_a) es adecuado para encontrar la solución en nuestro caso de estudio. La linealización de la función puede

ser obtenida alrededor de un punto x_a desarrollando la ec. (2.23) en series de Taylor y tomando los primeros términos, como se observa a continuación:

$$y \approx F(x_a) + \frac{\partial F}{\partial x}(x - x_a) + \frac{\partial F}{\partial b}(b - \hat{b}) \approx F(x_a) + K(x - x_a) + K_b(b - \hat{b}) \quad (2.25)$$

Donde K y K_b son las funciones de peso (o Jacobiano) y tienen la siguiente forma:

$$K = \frac{\partial F}{\partial x} ; K_b = \frac{\partial F}{\partial b} \quad (2.26)$$

La matriz K representa la sensibilidad o la respuesta del modelo a seguir F al estado \mathbf{x} y sus columnas pueden ser interpretadas como la variación que presenta el modelo F debido a variaciones en el vector de estado \mathbf{x} . Similarmente, K_b representa la respuesta del modelo a seguir a los (*non-retrieval*) parámetros \mathbf{b} .

Combinando las ecs. (2.24) y (2.25) y linealizando ahora el método de inversión con respecto al primer argumento \mathbf{y} , tenemos:

$$\hat{\mathbf{x}} = R[F(x_a, \hat{\mathbf{b}}), \hat{\mathbf{b}}, x_a, c] + G_y[K_x(x - x_a) + K_b(b - \hat{b}) + \Sigma + \varepsilon_n] \quad (2.27)$$

Donde $G_y = \partial R / \partial y$ es la respuesta de la estimación a la medición \mathbf{y} , y es la misma para el error de la medición. Reescribiendo la ec. (2.27) de la misma manera que propone Rodgers (2000), tenemos:

$$\hat{x} - x_a = \overbrace{R[F(x_a, \hat{b}), \hat{b}, x_a, c] - x_a}^{\text{bias}} + \overbrace{A(x - x_a)}^{\text{smoothing}} + \overbrace{\widehat{G}_y \epsilon_y}^{\text{retrieval error}} \quad (2.28)$$

Donde

$$A = G_y K_x = \frac{\partial \hat{x}}{\partial x} \quad (2.29)$$

A es conocida como *Averaging Kernel* (cuando el vector de estado representa un perfil como en nuestro caso) y es la respuesta que tiene el vector de estado obtenido \hat{x} a las variaciones del vector de estado verdadero x ; y

$$\epsilon_y = K_b(b - \hat{b}) + \Sigma + \epsilon_n \quad (2.30)$$

es el error total de la medición relativo al modelo a seguir, y contiene los errores de los parámetros estimados \hat{b} representado en unidades de y a través de K_b , más el error asociado a la imposibilidad de simular perfectamente la física de la atmósfera con el modelo a seguir Σ , más el error de la medición o ruido ϵ_n .

El término *bias* de la ec. (2.28) representa el error que resultaría desde un estado obtenido usando una medición simulada desde el estado a priori sin error, modelada con el modelo a seguir F . Por lo tanto, si simulamos una medición desde $F(x_a, \hat{b})$, nuestro modelo de inversión debe cumplir la siguiente condición:

$$R[F(x_a, \hat{b}), \hat{b}, x_a, c] = x_a \quad (2.31)$$

Debido a que la linealización ha sido llevada a cabo alrededor de x_a , el término bias es cero.

El término *smoothing* de la ec. (2.28), representa como el sistema de observación suaviza el perfil. En este punto es interesante describir cómo debe ser interpretada la matriz Averaging Kernel.

Las filas de A son funciones de suavizado las cuales presentan un pico máximo y un ancho mitad. El ancho mitad da una medida de la resolución espacial del sistema de observación en un nivel de altura o presión, descriptos por la posición del pico máximo. El área de las filas de A (suma de las filas) se busca que sea aproximadamente 1 en los niveles donde se desea que el estado recuperado sea exacto, y en general, esta área puede ser pensada como una medida aproximada de cuál es la contribución que proviene de la medición y cual proviene del perfil a priori para los distintos niveles del vector de estado recuperado.

Las columnas de A indican la respuesta que tiene el vector de estado recuperado a una perturbación δ en el vector de estado verdadero (cambios en el perfil de ozono en la atmósfera), y puede ser descripta como una función- δ respuesta. Estas funciones pueden ser obtenidas numéricamente a través del cambio que se observa entre el vector de estado recuperado, perturbando el vector de estado verdadero con un valor δ apropiado a un cierto nivel de altura o presión.

Finalmente, de las ecs. (2.28) y (2.30) obtenemos la siguiente ecuación para la descripción de errores del método de inversión:

$$x - x_a = \overbrace{(A - I_n)(x - x_a)}^{\text{smoothing error}} + \overbrace{G_y K_b (b - \hat{b})}^{\text{fm parameters error}} + \overbrace{\widehat{G}_y \Sigma}^{\text{fm error}} + \overbrace{\widehat{G}_y \varepsilon_n}^{\text{ruido}} \quad (2.32)$$

Estos errores son analizados en la sección 2.11 para nuestro caso de estudio.

2.7.1 Densidad de probabilidad y teorema de Bayes

En nuestro problema de inversión se cuenta con un conocimiento a priori de alguna cantidad (perfil de ozono a priori) y a través de la medición (nueva información) se

desea actualizar el conocimiento de nuestro vector de estado. Para resolver este problema, se utiliza el teorema de Bayes.

El conocimiento de la información a priori puede ser cuantificado como una función de probabilidad sobre el espacio del vector de estado (altura). Una medición, la cual contiene errores experimentales, puede ser cuantificada sobre el espacio de medición (frecuencia). Se desea conocer cómo las funciones de densidad de probabilidad de la medición influye en el espacio del estado, combinando ésta con la información a priori. Todas las mediciones presentan errores que deben ser caracterizados. La descripción del error experimental en el método OEM de Rodgers está basado en términos de funciones de densidad de probabilidad usando el teorema de Bayes, el cual indica que una probabilidad condicionada está dada por la siguiente expresión:

$$P(x|y) = \frac{P(y|x)P(x)}{P(y)} \quad (2.33)$$

Para nuestro caso, tendremos:

$P(x)$: puede ser expresada como la fdp antes de la obtención del estado x relacionada a la información a priori. Esto significa que $P(x)dx$ es la probabilidad, antes de la medición, de que x caiga entre x y $x + dx$ donde x sería nuestro perfil de ozono a priori.

$P(y)$: es la fdp de la medición, similarmente al caso anterior. Esto es la fdp de la medición antes que esta sea realizada. En este caso, $P(y)dy$ sería la probabilidad de que y caiga entre y y $y + dy$ antes de la medición.

$P(y|x)$: es la fdp condicional de y dado x . Por lo tanto, $P(y|x)dy$ será la probabilidad que la medición y caiga entre y y $y + dy$ dado un vector de estado x . Describe el conocimiento de y que obtendríamos si el vector de estado fuese x .

$P(x|y)$: es la fdp condicional de x dado y . Significa que $P(x|y)dx$ es la probabilidad que x caiga entre x y $x + dx$ dado un valor de la medición y . Esta es la cantidad de interés para resolver el problema de inversión. Esta es la fdp posterior del vector de estado cuando la medición es dada. Esto es lo que queremos renovar de nuestro conocimiento de la fdp del estado anterior $P(x)$ con la medición y .

Por lo tanto, el problema de inversión puede verse de la siguiente manera (adaptado de Rodgers para nuestro caso):

“Antes de hacer una medición tenemos un conocimiento a priori, expresado como una función de probabilidad anterior. El proceso de medición es expresado a través del forward model el cual nos provee de un espectro de medición (modelado) desde la información del vector de estado a priori. Por lo tanto, este será nuestro conocimiento a priori de nuestra medición. El teorema de Bayes provee un formalismo para la inversión de estos espectros medidos y poder calcular una nueva fdp actualizando la fdp anterior con la fdp de la medición. “

El objetivo será encontrar la mejor estimación del vector de estado y una caracterización del error asociado que describa la fdp lo suficientemente bien. Esto quiere decir maximizar la probabilidad del vector de estado x (maximizar $P(x|y)$). Utilizando funciones de densidad de probabilidad gaussianas (error de la medición y del vector de estado a priori gaussianos) y desarrollándolas, podemos reescribir el teorema de Bayes como:

$$-2\ln P(x|y) = \overbrace{[y - F(x)]^T S_y^{-1} [y - F(x)] + [x - x_a]^T S_x^{-1} [x - x_a]}^{\text{Función costo}} + c \quad (2.34)$$

Aquí c es una constante y S_y y S_x son las matrices covarianzas del error de la medición y el vector de estado, respectivamente, e imponen una condición de contorno a los valores que se pueden alcanzar en el espacio de medición y al vector de estado desde la información a priori de entrada.

Los primeros dos términos luego de la igualdad, se conocen como función costo (*cost function* en inglés). Maximizar el Teorema de Bayes es equivalente a buscar el mínimo en esta función. Debido a que la función es discreta, este problema debe resolverse numéricamente mediante un proceso iterativo. En nuestro algoritmo de inversión se utiliza el método iterativo de Gauss-Newton. Minimizando la función costo a través de este método (derivando e igualando a cero), obtenemos el vector de estado para la iteración $i+1$:

$$\mathbf{x}_{i+1} = \mathbf{x}_i + [\mathbf{S}_x^{-1} + \mathbf{K}_i^t \mathbf{S}_y \mathbf{K}_i]^{-1} [\mathbf{K}_i^t \mathbf{S}_y^{-1} (\mathbf{y} - \mathbf{F}(\mathbf{x}_i)) - \mathbf{S}_x^{-1} (\mathbf{x}_i - \mathbf{x}_a)] \quad (2.35)$$

Donde $\mathbf{K}_i = \mathbf{K}(\mathbf{x}_i)$. De la ecuación anterior, la matriz contribución G definida en la ecuación 1.25 puede ser expresada como:

$$\mathbf{G} = [\mathbf{S}_x^{-1} + \mathbf{K}_i^t \mathbf{S}_y \mathbf{K}_i]^{-1} \mathbf{K}_i^t \mathbf{S}_y^{-1} \quad (2.36)$$

2.8 Modelo de transferencia radiativa: ARTS+QPACK

El modelo de transferencia radiativa utilizado en esta tesis es el “Atmospheric Radiative Transfer Simulator” (ARTS) [Buehler, S. A., 2005]. Este modelo de uso libre está escrito en C++ y cubre el rango espectral de las ondas milimétricas y submilimétricas. La versión utilizada en esta tesis es la ARTS 2.0. Documentación detallada del modelo puede encontrarse en <http://www.radiativetransfer.org/docs/>. En este sitio se presenta una guía para el usuario (User guide) e información teórica del modelo (Arts Theory), además de un documento para desarrolladores (Guide for ARTS developers).

Para el cálculo, ARTS contiene paquetes de datos con catálogos de líneas espectrales y escenarios atmosféricos, los cuales están en formatos especiales para ser leídos por el modelo.

Por otro lado, Qpack [Eriksson, 2005] es un paquete de rutinas escritas en Matlab las cuales contienen el algoritmo del método de estimación óptima (OEM) para la inversión de perfiles atmosféricos descrita por Rodgers (2000) para casos generales. Esta herramienta hace más amigable el uso de ARTS para usuarios de Matlab y permite alimentar el modelo de transferencia radiativa a través de sus rutinas y seleccionar los paquetes de datos (por ej. Catálogos de líneas espectrales) con las que “trabajarán” ARTS. Luego, Qpack interactúa con ARTS para obtener el modelo a seguir requerido en cada iteración en el método de estimación óptima.

2.9 Implementación del método de inversión

Para la inversión de perfiles de ozono se utiliza el Método de Estimación Óptima [Rodgers, 2000] descrito en la sección 2.7. La relación entre la medición del espectro \mathbf{y} y nuestro perfil de ozono (vector de estado) es expresado por la ecuación no lineal (2.23). Luego, es utilizado el método iterativo de Gauss Newton (ec. (2.35)) para encontrar el mínimo de la función costo, el cual se reescribe a continuación:

$$\mathbf{x}_{i+1} = \mathbf{x}_i + \overbrace{[\mathbf{S}_x^{-1} + \mathbf{K}_i^t \mathbf{S}_y \mathbf{K}_i]^{-1}}^G [\mathbf{K}_i^t \mathbf{S}_y^{-1} (\mathbf{y} - \mathbf{F}(\mathbf{x}_i)) - \mathbf{S}_x^{-1} (\mathbf{x}_i - \mathbf{x}_a)] \quad (2.37)$$

Donde \mathbf{S}_x y \mathbf{S}_y son las matrices covarianza de la información a priori del vector de estado \mathbf{x}_a y de la medición \mathbf{y} , respectivamente, mientras que \mathbf{K} es el jacobiano del modelo a seguir $\mathbf{F}(\mathbf{x}_i)$, con respecto a \mathbf{x} . El término G es la matriz contribución (ec. (2.36)).

\mathbf{S}_x es una matriz diagonal, indicando que la correlación entre las distintas alturas es despreciada. La desviación estándar es definida igual a cero por debajo de los 20 km, donde limitaciones instrumentales no permiten observación de la distribución de ozono. Luego se incrementa hasta 15% del valor del perfil de ozono a priori hasta los 55 km (~1 ppm), aumentando hasta 50% en 90 km (~3.5 ppm).

La matriz covarianza \mathbf{S}_y es obtenida sumando la contribución del ruido de la medición más las incertidumbres mínimas del perfil de temperatura (2 K) y la opacidad (30%) dentro del rango de frecuencia de observación. El ruido de la medición es obtenido desde la desviación estándar del valor residual entre la medición y el modelo a seguir (Figura 2.9), y es constante para todas las inversiones ($\sigma_n = 0.09$). Esta matriz es también diagonal despreciando la correlación entre los diferentes canales de frecuencia. El cálculo detallado de esta matriz se observa más adelante junto con el análisis de errores del método.

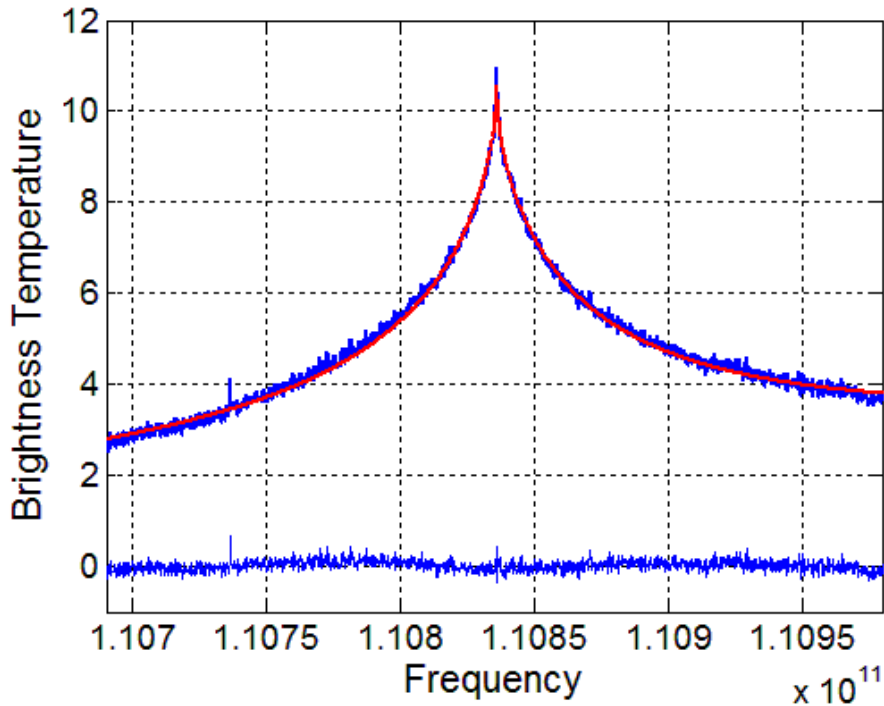


Figura 2.9 Espectro Observado Tobs (azul), modelo a seguir (rojo) y valor residual de la medición.

2.10 Evaluación del método

La evaluación del método a seguir es realizada a través de las matriz Averaging Kernel A. Como se describió en la sección 2.7, estas matrices indican la respuesta del perfil de ozono obtenido \hat{x} con respecto al perfil de ozono verdadero x , definidas como:

$$A = \frac{\partial \hat{x}}{\partial x} = GK \quad (2.38)$$

En la Figura 2.10 a) se observa las columnas de la A y la suma de las mismas dividida por el factor 10 (línea negra). El rango de altura para el cual la suma de la A es cercano a 1 (0.1 en la figura) indica el rango en el cual el método implementado puede resolver el perfil de ozono presente en la atmósfera (~25~65 km) dado que la contribución de la medición es significativa (rango de altura donde el método es sensible a cambio en el

ozono real). La Figura 2.10 b) representa las filas de la A y el ancho mitad de estas dan idea de la resolución en altura que presenta el perfil de ozono invertido, como se mencionó en el sección 2.7. La resolución vertical es de 12 km a 14 km entre los 25 y 48 km incrementándose a 18 km por encima de los 60 km de altura.

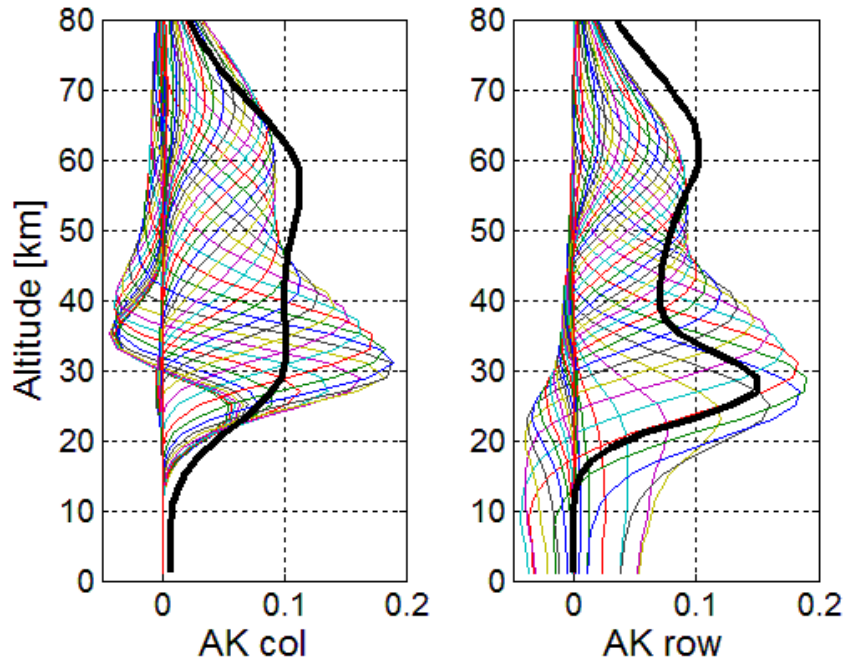


Figura 2.10 Matriz AVK, suma de las AVK/10 (línea negra).

2.11 Análisis de errores.

El error de nuestro vector de estado o perfil de ozono $\hat{\mathbf{x}}$ obtenido por el método de inversión, será la diferencia que presenta este respecto de la distribución de ozono real en altura que existe en la atmósfera, $\hat{\mathbf{x}} - \mathbf{x}$. Para la estimación de estos errores se sigue el formalismo propuesto por Rodgers (2000) introducido en la sección 2.7 (ec. (2.32)). Para calcular el término de error asociado al modelo ARTS es necesario comparar el modelo utilizado con modelos independientes. Este error no es considerado nuestro análisis. Un estudio detallado de los errores asociados al modelo ARTS puede encontrarse en Melsheimer et al. (2005).

Por lo tanto, sacando el tercer término de la ec. (2.32), podemos describir la ecuación de errores como:

$$x - x_a = \overbrace{(A - I_n)(x - x_a)}^{\text{smoothing error}} + \overbrace{G_y K_b (b - \hat{b})}^{\text{fmp error}} + \overbrace{G_y \epsilon}^{\text{ruido}} \quad (2.39)$$

La matriz covarianza que representa el error total de la medición es calculada junto con el proceso de inversión.

2.11.1 Error *smoothing*.

El error *smoothing* está asociado con la degradación de la resolución del perfil de ozono recuperado respecto del estado verdadero de la atmósfera, y es descrito por las funciones *averaging kernel* (filas de A) a cada altura.

En nuestro estudio el perfil de ozono obtenido es considerado como una representación degradada o suavizada del perfil de ozono atmosférico verdadero y este error no es considerado en el cálculo de errores totales. Este error es cuantificado en el siguiente capítulo a través de comparaciones con perfiles obtenidos por instrumentos con mayor resolución, degradando la misma con las funciones *averaging kernel* del método (sección 3.3 y 3.4).

2.11.2 Error de los parámetros involucrados en el cálculo (*Forward model parameters error*)

El segundo término de error de la ec. (2.39), $G_y K_b (b - \hat{b})$, está asociado con las incertidumbre de las estimaciones o mediciones de los parámetros que no se desean obtener (\hat{b}) pero que son necesarios para la caracterización de la atmósfera en el cálculo del modelo a seguir (temperatura y opacidad, para nuestro caso de estudio). Para el cálculo del espectro simulado se utilizan datos de reanálisis del perfil de temperatura (obtenidas de las bases de datos de re-análisis del NCEP (<http://www.ndsc.ncep.noaa.gov>) hasta 30 kilómetros, completándolos con perfiles climatológicos CIRA en la parte más alta, y mediciones de la opacidad obtenidas con el Radiómetro de Ondas Milimétricas a través del método “*Tipping curve*” (sección 2.2). Teniendo en cuenta el error asociados a estos parámetros, la matriz covarianza de los forward model parameters es calculada de la siguiente manera:

$$S_b = \overbrace{G[K_t S_t K_t^T]G^T}^{\text{temperatura}} + \overbrace{G[K_\tau S_\tau K_\tau^T]G^T}^{\text{Opacidad}} \quad (2.40)$$

Donde $K_t = \partial F / \partial T$ es el jacobiano de la temperatura (es utilizado el subíndice “t” para diferenciarlo de la traspuesta de la matriz) y S_t es la matriz covarianza de la temperatura para la cual se asume una desviación estándar de $\sigma_t = 2K$ en todo el perfil. Esta matriz es diagonal indicando que se desprecia la correlación entre las diferentes alturas.

$K_\tau = \partial F / \partial \tau$ es el jacobiano de la opacidad y es calculado derivando la ec. (2.17) con respecto a la opacidad, mientras que S_τ es una matriz diagonal obtenidos tomando una incertidumbre del 30% en la medición de la opacidad utilizada τ . Por lo tanto, S_τ es expresada como:

$$S_{\tau ii} = 0.3\tau \quad (2.41)$$

En el proceso de inversión, S_b es obtenida desde la suma desde los valores mínimos de la desviación estándares de temperatura y opacidad, y es considerado constante en el rango de frecuencia de la medición. Finalmente, el error estimado introducido en el método debido a los *forward model parameters* es calculado desde

$$\sigma_b = \sqrt{S_{b ii}} \quad (2.42)$$

Los índices “i” indican el índice de frecuencia.

2.11.3 Error del ruido.

El error de la medición o ruido es obtenido desde la matriz covarianza diagonal del error, asumiendo que la correlación entre los distintos canales del espectrómetro es despreciable. Esta matriz es calculada desde la siguiente expresión:

$$S_n = GS_eG^T \quad (2.43)$$

El error asociado al ruido es obtenido desde

$$\sigma_n = \sqrt{S_{n_{ii}}} \quad (2.44)$$

2.11.4 Error total

En este análisis de error son considerados y analizados los errores introducidos por la incertidumbre en el perfil de temperatura y en opacidad utilizados en la caracterización de la atmósfera para el cálculo del modelo a seguir, y los errores introducidos por el ruido de la medición. Como se mencionó anteriormente, el error de suavizado no es tenido en cuenta en el cálculo del error total. En el siguiente capítulo es cuantificado este error a través de la intercomparación con instrumentos con mayor resolución, degradándola con las averaging kernel del Radiómetro de Ondas Milimétricas.

Finalmente, la matriz covarianza asociada con los errores de los perfiles de ozono invertidos, será:

$$\sigma_T = \sqrt{\sigma_b^2 + \sigma_n^2} \quad (2.45)$$

La Figura 2.11 presenta la distribución vertical de los errores descriptos anteriormente.

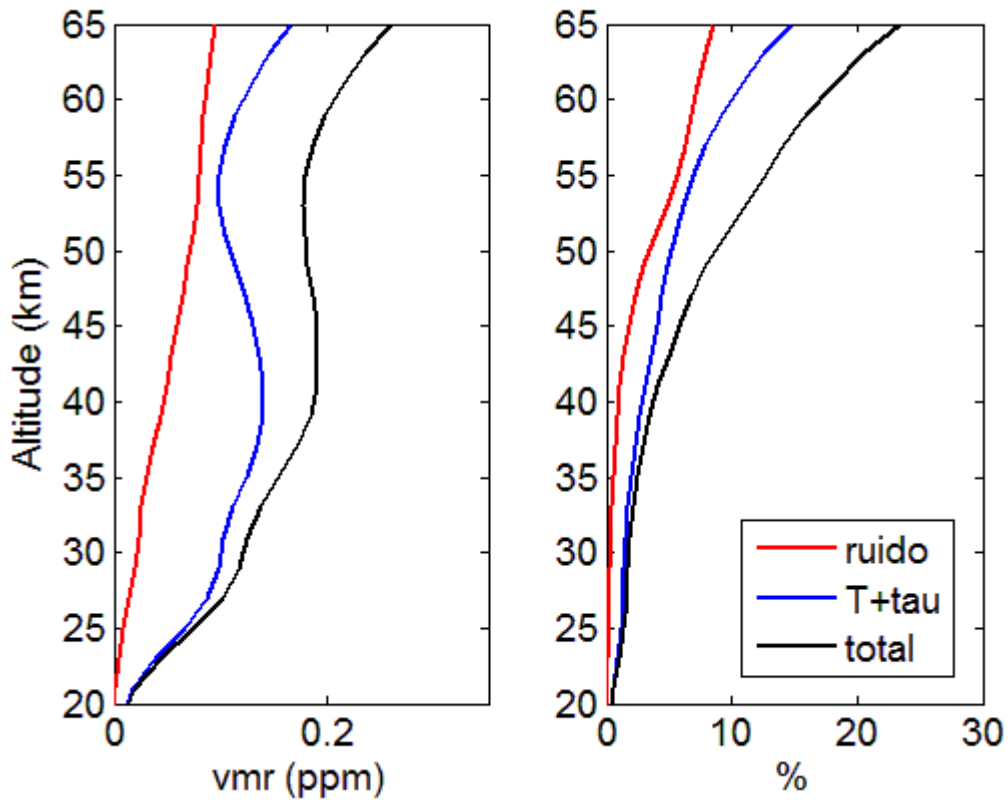


Figura 2.11. Gráficos de errores en unidades de relación de mezcla de ozono [ppm] y en porcentaje.

En la Figura 2.11 se observan los perfiles de errores en unidades de relación de mezcla [ppm] (a) y porcentaje (b). Se observa que la mayor contribución al error total provienen de los *forward model parameters* utilizados en el cálculo (T y τ) el cual crece desde los 20 km hasta un valor de 0.14 ppm en los 40 km y luego decrece hasta 0,10 a los 55 km, incrementándose nuevamente hasta alcanzar un valor máximo de 0,15 ppm a los 56 km. El error del ruido se incrementa con la altura alcanzando su máximo valor (0,09 ppm) en los 65 km. El perfil de error total refleja un valor por debajo de los 0.20 ppm hasta los 60 km incrementándose hasta 0.25 ppm en los 65 km. El error total en porcentaje es menor a 10% por debajo de los 50 km incrementándose hasta alcanzar valores por encima del 20% en los 65 km.

2.12 Conclusiones

En este capítulo se describió el principio de funcionamiento del Radiómetro de Ondas Milimétricas basado en un receptor superheterodino, utilizando como detector un superconductor enfriado a 4 K para el monitoreo de las señales emitidas por el ozono estratosférico y mesosférico. Luego, se describió la ecuación de transferencia radiativa que siguen las ondas micrométricas desde las moléculas de ozono hasta alcanzar el instrumento en Tierra.

Utilizando la ecuación de transferencia radiativa es obtenida la opacidad troposférica, necesaria para corregir las mediciones de señales que provienen de capas superiores.

Luego, fueron descritos los algoritmos desarrollados e implementados durante la realización de esta tesis, para la calibración de las señales radiométricas y el tratamiento que reciben antes de la aplicación del método de estimación óptima.

Para la obtención del modelo a seguir (*forward model*) fue utilizado el modelo de transferencia radiativa ARTS (Atmospheric Radiative transfer Simulator). Este modelo es corrido a través de la implementación del paquete de rutinas Qpack2 escritas en Matlab, el cual fue modificado y para nuestro sistema de medición.

Además, se describió la caracterización atmosférica, instrumental y espectroscópica necesaria para el cálculo del modelo a seguir. Para realizar esta caracterización se trabajó con diferentes bases de datos adquiriendo el manejo necesario para llevar adelante la inversión mediante la alimentación del modelo.

A través de la obtención de climatologías calculadas desde datos del instrumento MLS se lograron generar perfiles de ozono a priori diferenciando entre día y noche para la latitud del sitio de medición. La importancia de esta diferenciación recae en la diferencia que presenta la relación de mezcla de ozono por encima de los 55 km debido a la fotoquímica que presenta este gas. Con esto se logra mejora el punto de partida del proceso iterativo del método de inversión.

Luego, mediante la suma de las funciones AK se establece que el rango de altura en el cual el método puede resolver los perfiles de ozono es 25-65 km. El ancho mitad de las funciones Averaging Kernel dan cuenta de la resolución espacial del perfil de ozono.

Finalmente se describieron los errores en los perfiles de relación de mezcla de ozono. El error porcentual va desde 10% por debajo de los 50 km, alcanzando un valor de 20% a los 65 km.

Los resultados obtenidos mediante la implementación de la metodología descrita son analizados en el siguiente capítulo.

2.13 Referencias

Dicke, R. H., (1946) The measurement of thermal radiation in microwave frequencies, *Rev. Sci. Inst.*, 17, 268-275.

Mizuno A., Nagahama T., Morihira A., Ogawa H., Mizuno N., Yonekura Y., Yamamoto H., Nakane H., Fukui Y. (2002) Millimeter-wave radiometer for the measurement of stratospheric ClO using a superconductive (SIS) receiver installed in the southern hemisphere. *Int J Infrared Millimeter Waves* 23:981–995. doi:10.1023/A:1019618917005.

Parrish A., deZafra R.L., Solomon P.M., Barrett J.W. (1988) A ground-based technique for millimeter wave spectroscopic observations of stratospheric trace constituents. *Radio Sci* 23:106–118. doi:10.1029/RS023i002p00106

Ogawa H., Mizuno A., Hoko H., Ishikawa H., and Fukui I., (1990), A 110 ghz sis receiver for radio astronomy, *Int J Infrared Millimeter Waves*, 11:717.

Buehler S. A., Eriksson P., Kuhn T., von Engeln A., and Verdes C. (2005) ARTS, the atmospheric radiative transfer simulator, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 91, 65–93.

Ohyama H., Nagahama T., Mizuno A., Nakane H., Ogawa H., (2016) Observations of stratospheric and mesospheric O₃ with a millimeter-wave radiometer at Rikubetsu, Japan, *Earth Planet Sp.* 68:34

Janssen M. A. (1993), *Atmospheric Remote Sensing by Microwave Radiometry*, edited by M. A. Janssen, John Wiley, Hoboken, N. J.

Nedoluha G. E., Gomez R. M., Hicks B. C., Helmboldt J., Bevilacqua R. M., and Lambert A., (2011) Ground-based microwave measurements of water vapor from the midstratosphere to the mesosphere, *J. Geophys. Res.*, 116, 1–11.

Bleisch, R., Kämpfer, N., (2012) MIAWARA retrievals: Currently used retrievals and attempts of a combined retrieval from surface to mesosphere, Research Report No. 2012-04-MW, Microwave Physics Division, Universidad de Bern.

McPeters, R. D. and Labow, G. J.: Climatology 2011: An MLS and sonde derived ozone climatology for satellite retrieval algorithms, *J. Geophys. Res.*, 117(D10), D10303, doi:10.1029/2011JD017006, 2012.

Melsheimer C., Verdes C., Buehler S. A., Emde C., Eriksson P., Feist D. G., Ichizawa S., John V. O., Kasai Y., Kopp G., Koulev N., Kuhn T., Lemke O., Ochiai S., Schreier F., Sreerekha T. R., Suzuki M., Takahashi C., Tsujimaru S., and Urban J. (2005) Intercomparison of general purpose clear sky atmospheric radiative transfer models for the millimeter/submillimeter spectral range. *Radio Sci.*, 40:RS1007.

Rodgers CD (2000) *Inverse methods for atmospheric sounding: theory and practice.* World Scientific, Singapore.

Rothman LS, Gordon IE, Babikov Y, Barbe A, Chris Benner D, Bernath PF, Birk M, Bizzocchi L, Boudon V, Brown LR, Campargue A, Chance K, Cohen EA, Coudert LH, Devi VM, Drouin BJ, Fayt A, Flaud J-M, Gamache RR, Harrison JJ, Hartmann J-M, Hill C, Hodges JT, Jacquemart D, Jolly A, Lamouroux J, Le Roy RJ, Li G, Long DA, Lyulin OM, Mackie CJ, Massie ST, Mikhailenko SN, Müller HSP, Naumenko OV, Nikitin AV, Orphal J, Perevalov VI, Perrin A, Polovtseva ER, Richard C, Smith MAH, Starikova E, Sung K, Tashkun SA, Tennyson J, Toon GC, VIG Tyuterev, Wagner G (2013) The HITRAN2012 molecular spectroscopic database. *J Quant Spectrosc Radiat Transf* 130:4–50. doi:10.1016/j.jqsrt.2013.07.002

Capítulo 3 Resultados de las observaciones con el radiómetro de ondas milimétricas

En este capítulo se presentan las observaciones del Radiómetro de Ondas Milimétricas (MWR) y comparaciones con mediciones obtenidas desde instrumentos independientes. A modo de introducción son descriptos los instrumentos que serán utilizados en dichas comparaciones. Luego, son analizadas las observaciones radiométricas para el periodo octubre 2014 – diciembre 2015 y se comparan con el instrumento satelital Microwave Limb Sounder (MLS), a bordo del satélite AURA, y mediciones realizadas desde tierra por el Lidar de Absorción Diferencial (DIAL) de ozono, operado en el Observatorio Atmosférico de la Patagonia Austral (OAPA) desde el año 2005. Además, se presentan los resultados de la campaña de intercomparación OZITOS realizada en octubre de 2014 en el marco del proyecto SAVER-Net (Red de Riesgos Medioambientales en Sudamérica), donde se comparan perfiles individuales observados por el DIAL de ozono y ozonosondas con respecto al Radiómetro de Ondas Milimétricas. Para esto, se realiza a continuación una descripción de los instrumentos a ser intercomparados.

Estas intercomparaciones con técnicas independientes de sensado de la atmósfera son fundamentales para la validación y verificación de los perfiles radiométricos y los algoritmos de procesamiento de señales implementados.

Finalmente, se realiza un análisis de las observaciones de relación de mezcla de ozono radiométricas durante una situación geofísica particular de concentración de ozono extremo y variabilidad en corto plazo, producida por el pasaje del agujero de ozono durante octubre de 2014. El objetivo de este análisis es estudiar la respuesta de las mediciones radiométricas y los algoritmos de inversión implementado en condiciones inusuales de concentración de ozono sobre Río Gallegos.

3.1 Descripción de las técnicas de monitoreo intercomparadas.

Los instrumentos a describirse son los utilizados en la comparación de los perfiles de relación de mezcla de ozono son el Lidar de Absorción Diferencial (DIAL), el Microwave Limb Sounder y Celdas de Concentración Electroquímicas lanzadas en sondas capaces de medir ozono in situ en su recorrido por la atmósfera.

3.1.1 Lidar de absorción diferencial (DIAL)

El DIAL de ozono ha sido desarrollado por la División Lidar del CEILAP en colaboración con el laboratorio LATMOS, durante el año 2003 - 2005 (Wolfram, 2006; Salvador, 2011) ((Lat. 51,5° S; Lon. 69,3° O)). Los algoritmos de inversión para la obtención de perfiles de ozono fueron provistos por el Observatoire de Haute-Provence (OHP) (Godin, 1987; Pazmiño, 2003), los cuales fueron adaptados para el sistema DIAL del OAPA, Río Gallegos (Lat. 51,5° S; Lon. 69,3° O), sitio en el que se estableció este instrumento a mediados del 2005. Desde la instalación, se han implementado mejoras instrumentales y en los algoritmos, ampliando además la capacidad instrumental para obtener perfiles de temperatura entre 15 y 60 km desde el procesamiento de señales lidar, a través del desarrollo de nuevos algoritmos (Salvador, 2011).

El DIAL es una técnica de sensado remoto activa y auto calibrada similar al radar pero utilizando pulsos de radiación láser en el rango del ultravioleta. Este instrumento requiere de la emisión de dos láseres dirigidos a la atmósfera en dos longitudes de ondas diferentes: 308 nm (λ_{on}) and 355 nm (λ_{off}). Un láser de exímero de ClXe es encargado de emitir el rayo láser a la longitud de onda λ_{on} , el cual es absorbido por las moléculas de ozono atmosférico, mientras que λ_{off} es la longitud de onda de referencia producida por la tercera armónica de un láser de Nd-YAG. La interacción de esta radiación láser con las moléculas atmosféricas causan una dispersión (scattering) siguiendo una distribución espacial conocida, y los fotones retrodispersados en dirección al instrumento son colectados por 4 telescopios Newtonianos (f/2) de 50 cm de diámetro los cuales tienen una superficie parabólica reflectiva aluminizada. Estos fotones son reflejados y enfocados en 4 fibras ópticas, ubicadas cada una en el foco de cada espejo. Los fotones son conducidos hacia un chopper mecánico posicionado antes del espectrómetro para filtrar la señal lidar retrodispersada de la parte baja de la atmósfera. Finalmente, un espectrómetro especialmente diseñado es usado para separar la radiación

retrodispersada desde la estratósfera en diferentes longitudes de ondas. Estas señales son luego procesadas por algoritmos de inversión para la obtención de los perfiles de ozono. Una descripción detallada del instrumento DIAL puede encontrarse en Salvador (2011) y Wolfram (2006). En condiciones óptimas, los perfiles de ozono obtenido cubren el rango de altitud entre ~15 y ~40 km y tiene una resolución vertical entre 0.5 y 5 km, dependiendo de la altitud.

3.1.2 ECC ozonosonda

El sistema utilizado en los ozonosondeos realizados se compone de una unidad en tierra para la recepción de la señal (Lockheed Martin LMG6 ground system unit), una radiosonda meteorológica LMS6 y ozonosonda de celda de concentración electroquímica (ECC) (EN-SCI Corporation). Estos instrumentos han sido operados por investigadores del Laboratorio de Investigaciones Atmosféricas, perteneciente a la Universidad de Magallanes, Chile (LICA - UMAG), quienes conforman la contraparte chilena del proyecto SAVER-Net.

El sensor de ozono de la ECC consiste en una celda de concentración redox yodo/yoduro compuesto de dos electrodos de platino inmersos en una solución neutra de yoduro de potasio al 0,5% que se encuentra en las cámaras del ánodo y el cátodo. El aire atmosférico que contiene ozono es bombeado a través de las celdas. Cuando esto sucede, una reacción química ocurre en las celdas: cada molécula de ozono libera una molécula de yodo (I_2), el cual es oxidado a ion yoduro (I_2^-). El resultado de esta reacción es el flujo de dos electrones con la consecuente generación de corriente, dependiendo de la cantidad de ozono en la muestra de aire. Esta corriente es medida y la interface electrónica retransmite los datos de corriente a la radiosonda. Tanto los datos de ozono desde la ECC como la información meteorológica monitoreada con la radioasonda son enviados al Lockheed Martin LMG6 en tierra, el cual contiene el software apropiado para convertir estos datos en información interpretable. Finalmente, teniendo en cuenta la proporción de flujo de aire bombeado, la presión del aire y la temperatura, es calculada la concentración de ozono [WMO, 2011]. Los perfiles de los ozonosondeos cubren un rango de altura desde el suelo hasta la altura de ruptura del balón, típicamente de ~33 km.

3.1.3 MLS (Microwave Limb Sounder) – AURA

El MLS fue lanzado el 15 de julio de 2004 a bordo del satélite AURA, perteneciente a la NASA, el cual comenzó su operación el 13 de agosto de 2004. Desde entonces, este instrumento es capaz de observar la emisión térmica de la atmósfera en el rango de las ondas submilimétricas y milimétricas en dirección perpendicular a la Tierra (Earth's limb viewing), lo que permite conseguir una mayor resolución comparado con el radiómetro de ondas milimétricas (Tabla 3.2). Una descripción completa del MLS puede encontrarse en Waters et al. (2006). En los análisis realizados en esta sección son utilizados las versiones 3.3, 3.4 (Livesey et al. 2013) y 4.2 (Livesey et al. 2015) de los datos de ozono del MLS (<http://mls.jpl.nasa.gov>).

3.2 Serie temporal de la relación de mezcla de ozono.

En la Figura 3.1 se presenta la serie de tiempo de la relación de mezcla de ozono observada por el MWR (azul) y el MLS (rojos) para altitudes de 25, 37, 51 y 65 km durante el periodo octubre 2014 – diciembre 2015. El MWR presenta una resolución temporal de una hora, mientras que el MLS se encuentra a bordo del satélite AURA y su órbita hace posible tener mediciones en cercanías a la ciudad de Río Gallegos ($Lat_{OAPA} \pm 0.2^\circ$; $Long_{OAPA} \pm 5^\circ$) con una frecuencia aproximada de una medición cada dos días cercanas a las 19 horas (UTC), y dos mediciones mensuales a alrededor de las 5 horas (UTC). Se observa que las variaciones estacionales son similares para ambos instrumentos en las diferentes alturas. A los 37 km ambos instrumentos presentan concentraciones mínimas anuales durante mayo y junio. Comparando ambos instrumentos, se observa que el MWR presenta una marcada subestimación sistemática de la relación de mezcla de ozono respecto de los valores observados por el MLS, luego del mes de mayo de 2015. En los 51 km de altura, se alcanza el máximo de ozono en invierno, contrario a lo descrito para 37 km. A los 65 km se observa una marcada diferencia en la relación de mezcla de ozono observada por el MWR entre la noche y el día debido a la fotoquímica del ozono. Durante el día, la aparición de la radiación solar produce disociación de las moléculas y un decrecimiento en la relación de mezcla de ozono, mientras que durante la noche se presenta una recuperación del ozono alcanzando valores aproximados de 1 ppm, dependiendo de la estación anual. Esto mismo se presenta en la relación de mezcla de ozono medida por el MLS a la misma

altura si comparamos las mediciones tomadas a las 19 horas UTC (día) y las observadas a las 5 horas UTC (noche).

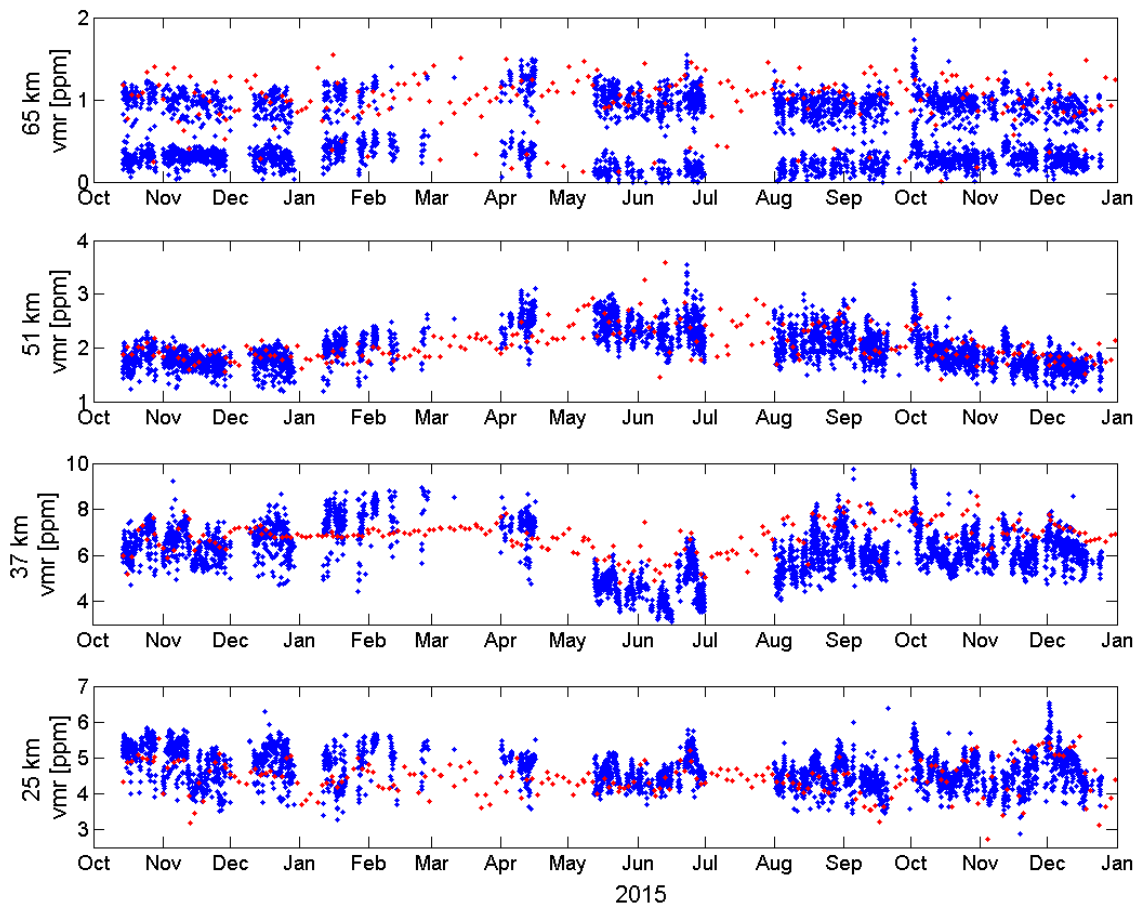


Figura 3.1 Variación temporal de la relación de mezcla de ozono obtenida con el MWR (azul) y desde el MLS (rojo) a diferentes alturas.

3.3 Comparación MWR – MLS

La Figura 3.2 a) presenta la diferencia porcentual relativa entre los valores medios de los perfiles observados por el radiómetro de ondas milimétricas y los perfiles del MLS (izquierda) para mediciones cercanas a la ciudad de Río Gallegos ($Lat_{OAPA} \pm 0.2^\circ$; $Long_{OAPA} \pm 5^\circ$) y coincidentes en tiempo (dentro de una ventana de una hora respecto del tiempo medio del perfil radiométrico), y la desviación estándar de la diferencia (b). El periodo analizado es octubre de 2014 hasta diciembre de 2015 donde se encontraron 90 perfiles coincidentes.

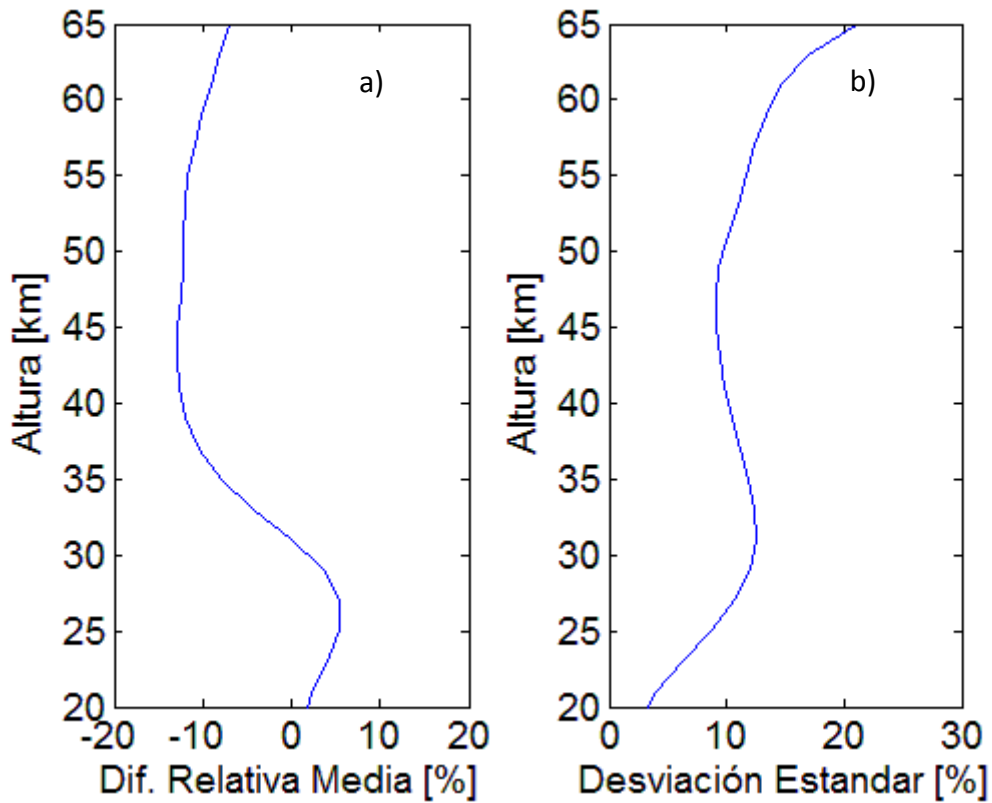


Figura 3.2 a) Diferencia relativa entre los valores medios de los perfiles medidos por el radiómetro de ondas milimétricas y los perfiles del MLS. b) Desviación estándar de la diferencia.

Para la comparación entre ambos instrumentos y obtención de la diferencia relativa entre los valores medios de sus perfiles, la resolución de los perfiles del MLS fue degradada a la resolución de MWR utilizando las *averaging kernel* de este instrumento, ya que el MLS presenta una mejor resolución debido a que las mediciones son obtenidas observando la atmósfera en dirección tangencial a la superficie terrestre. Para esto, la ecuación 3.1 es aplicada (Palm et al. 2010):

$$x_{LR} = x_a + AK(x_{HR} - x_a) \quad (3.1)$$

En ella, x_{HR} es la distribución en altura de la relación de mezcla del MLS con su resolución original, x_a es el perfil de ozono a priori utilizado en la inversión de perfiles de ozono radiométricos, AK son las *averaging kernel* del radiómetro de ondas

milimétricas y x_{LR} es el perfil de MLS con la resolución degradada a la del MWR para la intercomparación.

La comparación de los perfiles medios presenta diferencias relativas dentro del 5% por debajo de los 33 km con una desviación estándar que va desde 9 a 12% en el rango 25 km – 33 km. Por encima de esta altura la diferencia relativa crece hasta alcanzar un valor máximo de 12% en los 43 km, decreciendo hasta ~7% en los 65 km, mientras que la desviación estándar presenta valores cercanos a 10% en el rango de altura 43 – 50 km incrementándose drásticamente hasta alcanzar valores de 20% en los 65 km.

La Figura 3.3 a) muestra las series de tiempo de la relación de mezcla de ozono para 25, 37, 51 y 65 km para las mediciones del radiómetro de ondas milimétricas y MLS coincidentes en tiempo, utilizados en el cálculo de la diferencia relativa del promedio de la concentración de ozono entre el MLS y el MWR (Figura 3.2). Además, se presenta un gráfico de dispersión y un ajuste lineal entre estas mediciones para las alturas mencionadas. El ajuste lineal es realizado forzando la ordenada al origen a pasar por cero.

En los 25 km de altura se observa una sobreestimación de la relación de la mezcla de ozono respecto del MLS indicada por la pendiente mayor a la unidad (línea punteada gris), lo que justifica la diferencia relativa del promedio positiva a 25 km en la Figura 3.3. Además, el ajuste lineal presenta una pendiente razonable con un valor de 1.05 y con un coeficiente de correlación $R=0,53$, lo que muestra una alta dispersión de los datos intercomparados. Como es de esperar, la dispersión aumenta para valores mayores de relación de mezcla de ozono.

En 37 km el ajuste lineal presenta una pendiente de 0,90. La dispersión que se presenta entre las mediciones es similar a la que se observa en 25 km con un valor de 0,56.

Si observamos la serie temporal a 51 km vemos que el radiómetro de ondas milimétricas subestima sistemáticamente el valor de concentración de ozono en la mayoría de los casos, alcanzando la mayor diferencia entre estas mediciones en los meses de mayo y junio, donde la relación de mezcla de ozono presenta el máximo estacional. El ajuste lineal entre ambas mediciones presenta un valor de pendiente de 0.87. Se observa un coeficiente de correlación de 0.73 indicando una precisión aceptable.

En 65 km se presenta buen acuerdo entre ambos instrumentos. El ajuste lineal presenta una pendiente de 0,93, mientras que el coeficiente $R=0,87$ indica una buena correlación

entre ambas mediciones. Por lo tanto, a 65 km las mediciones radiométricas presentan buena exactitud y precisión respecto de las observaciones del MLS.

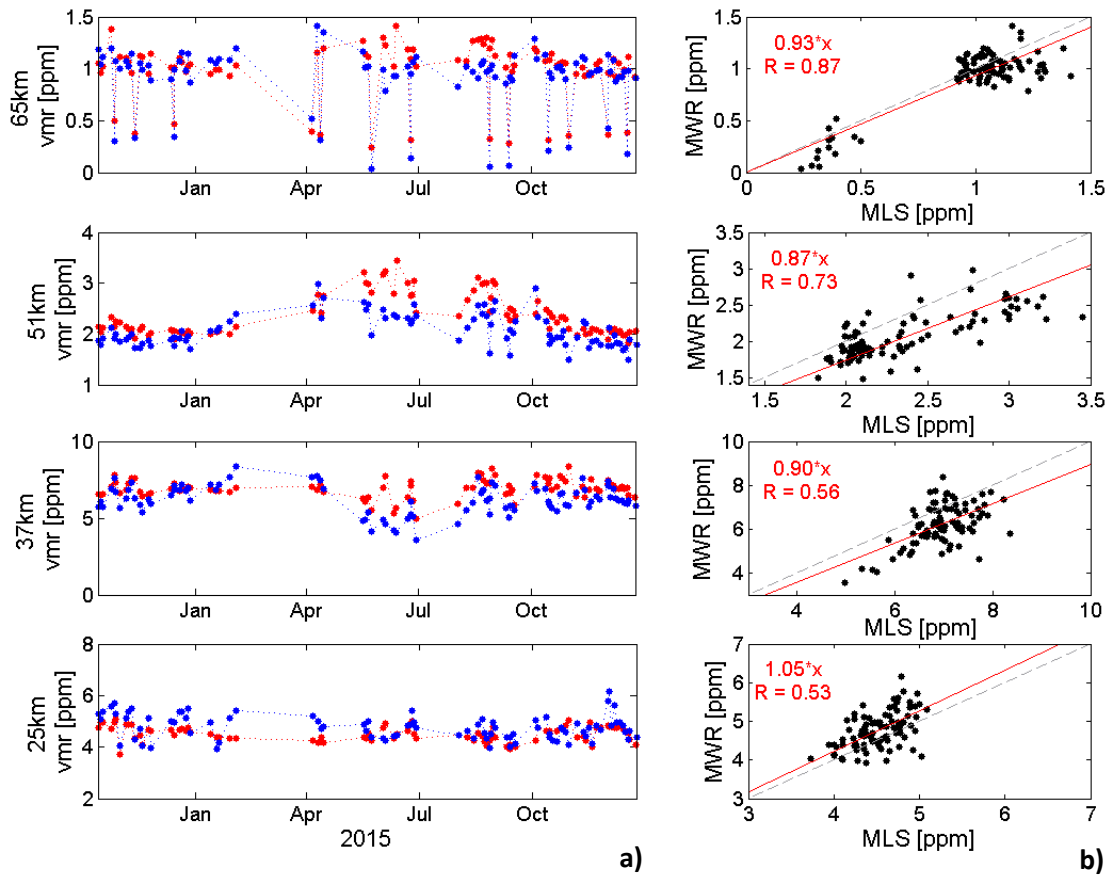


Figura 3.3 a) Serie de tiempo de la relación de mezcla de ozono a 25, 37 y 51 km para las mediciones del radiómetro de ondas milimétricas (azul) y MLS (rojo) coincidentes en tiempo; b) gráfico de dispersión entre ambos instrumentos a cada altura

3.4 Comparación MWR – DIAL

Un estudio similar al anterior se realizó entre las mediciones del MWR y el DIAL instalado el OAPA. En la Figura 3.4 a) se observa la diferencia relativa media entre estos instrumentos. Utilizando la ec. (3.1), la resolución de los perfiles del DIAL de ozono es degradada a la del radiómetro de ondas milimétricas. Para este caso, x_{HR} es la distribución en altura de la relación de mezcla del DIAL de ozono con su resolución original y x_{LR} es el perfil DIAL con la resolución degradada a la del MWR. La diferencia relativa media entre ambos instrumentos aumenta con la altura desde ~1% a los 25 km hasta superar un ~10% de diferencia en los 32 km de altura, alcanzando un diferencia relativa de 20% a los 38 km.

La desviación estándar crece casi constantemente desde ~5% a los 25 km hasta alcanzar valores de 14% en los 38 km. La mayor diferencias relativa en la parte más alta de análisis y el crecimiento con la altura de la desviación estándar pueden atribuirse a una degradación en la potencia del láser de excímero del instrumento DIAL, afectando le señal retrodispersada.

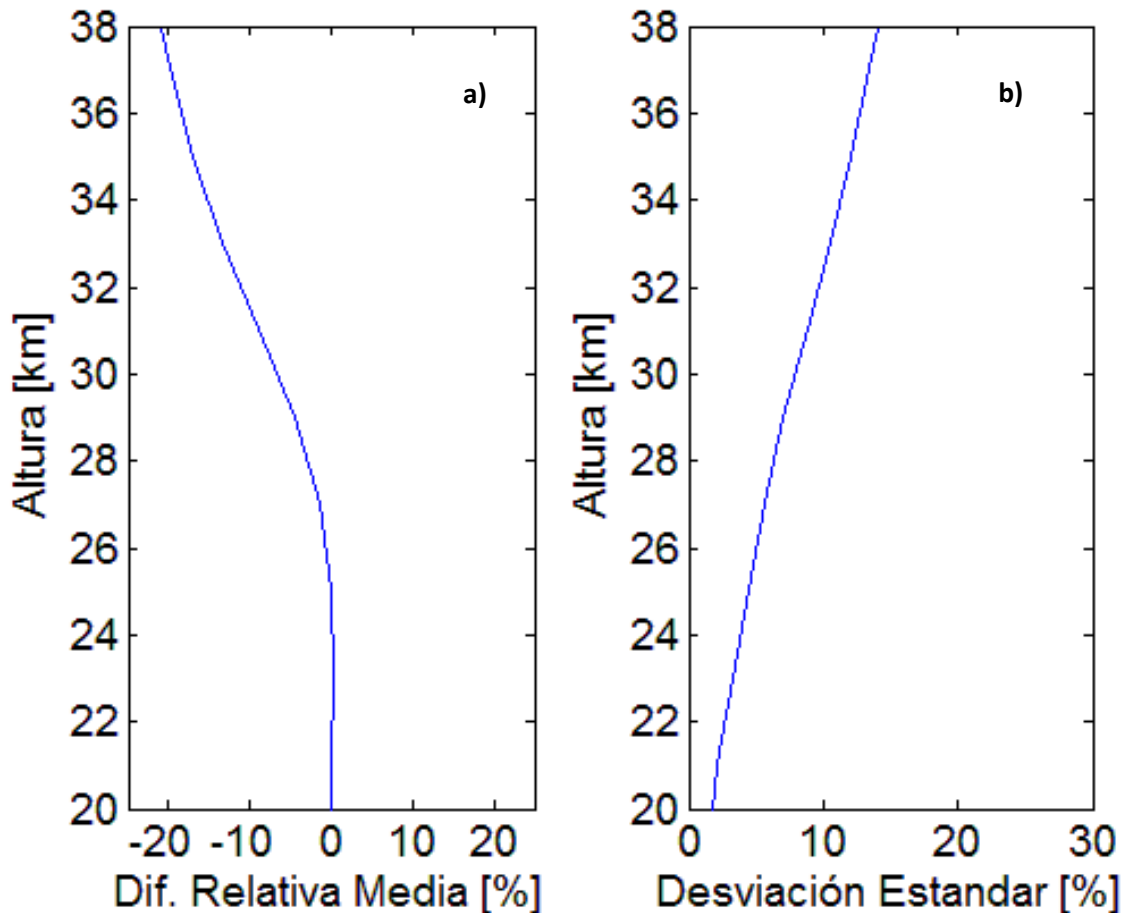


Figura 3.4 a) Diferencia relativa entre los valores medios de los perfiles medidos por el radiómetro de ondas milimétricas y los perfiles del DIAL de ozono; b) Desviación estándar de la diferencia.

Por otro lado, si comparamos las diferencias relativas entre MWR y MLS con respecto a la obtenida entre MWR y DIAL se observa que ambas comienzan a incrementarse hacia valores negativos desde los 26-27 km, lo que sugiere que el valor de relación de mezcla de ozono presenta un sesgo negativo entre los 25 y 38 km.

En la Figura 3.5 se observa la variación de la relación de mezcla de ozono medidas por el MWR y el DIAL para 25 y 31 km (a) en el mismo momento, y una comparación entre ambos instrumentos mediante un gráfico de dispersión. Además, se analiza dicha

comparación a través de un ajuste lineal, similarmente al estudio realizado con el instrumento MLS.

En los 25 km se observa una buena correlación entre ambos instrumentos con una pendiente de 1, mientras que el coeficiente de correlación alcanza un valor de 0,72 indicando una correlación aceptable entre ambas mediciones. Comparando estos resultados con los presentados en la misma altura en las comparaciones con el MLS (Figura 3.3 b)) se observa que el ajuste lineal entre el MWR y el DIAL presenta un valor de pendiente mejor (1 contra 1.05) que el ajuste lineal realizado entre las mediciones del MWR y el MLS, indicando una diferencia relativa menor con el instrumento DIAL. Se observa además que las observaciones radiométricas presentan mejor correlación con las realizadas por el instrumento DIAL que con el MLS (0,72 contra 0,53).

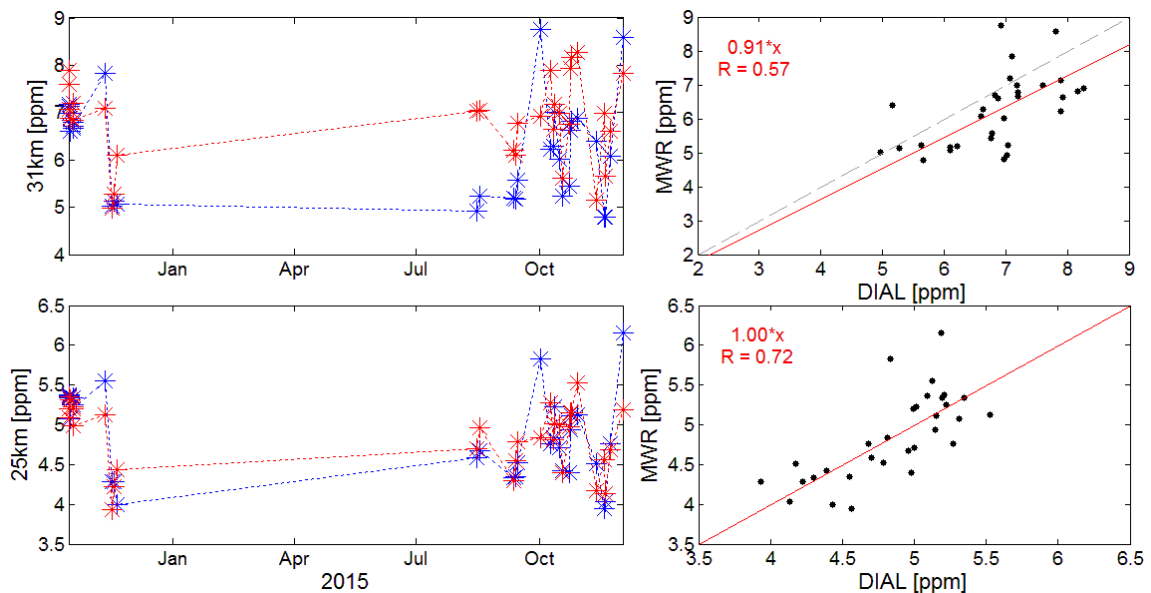


Figura 3.5 a) Serie de tiempo de la relación de mezcla de ozono a 25 y 30 km para las mediciones del radiómetro de ondas milimétricas (azul) y el DIAL de ozono (rojo) coincidentes en tiempo; b) Gráfico de dispersión entre ambos instrumentos a cada altura.

3.5 Intercomparación de perfiles de ozono. Campaña OZITOS Oct. 2014

En octubre de 2014 fue llevada a cabo una campaña de intercomparación de perfiles de ozono en las instalaciones del OAPA. Esta campaña fue realizada por el CEILAP (CITEDEF, Argentina), el Laboratorio de Ciencias de la Atmósfera (UMAG, Chile) y el

Institute for Space-Earth Environmental Research (ISEE, Universidad de Nagoya, Japón), dentro del marco del proyecto SAVER-Net.

En esta sección son intercomparados perfiles de ozono obtenidos desde instrumentos independientes (DIAL, Ozonosonda, MLS) con los perfiles radiométricos, con el objetivo de verificar perfiles individuales de ozono obtenidos con el Radiómetro de Ondas Milimétricas utilizando el algoritmo ARTS+QPACK, descrito en el capítulo anterior. Los perfiles intercomparados son los obtenidos desde el DIAL de ozono instalado en el OAPA (referencia), ozonosondas lanzadas durante la campaña, operadas por personal de la UMAG, y perfiles del instrumento MLS Versión 3.4 nivel 2, obtenidos de la base de datos del EOS MLS (<http://mls.jpl.nasa.gov/products/>).

En la Tabla 3.1 se presenta la información temporal de los perfiles utilizados en las comparaciones donde se observa la diferencia temporal de cada medición. Los ozonosondeos fueron lanzados priorizando la superposición temporal con las mediciones del DIAL de ozono. Por lo tanto, las ozonosondas fueron lanzadas al inicio de la medición DIAL. Luego, los perfiles radiométricos seleccionados para la intercomparación son los obtenidos entre el tiempo de lanzamiento y el tiempo de ruptura de la ozonosonda los cuales coinciden dentro del tiempo integración de los perfiles de ozono observados con el instrumento DIAL, salvo para el caso #4 donde se observa una diferencia de dos horas entre el tiempo medio de integración del perfil radiométrico y el tiempo inicial del perfil DIAL, dando prioridad a la superposición temporal con la ozonosonda correspondiente.

		Obs. MWR	Obs. DIAL			Ozonosonda ECC		MLS
#	Initial Date (2014)	Mean Time*	Initial Time	Final Time	Integration Time [min]	Launched Time	Burst Time	Obs. Time**
1	Oct. 15	04:30	03:14	05:44	148	03:14	05:16	-
2	Oct.15	07:30	05:45	08:16	150	06:36	08:34	-
3	Oct. 16	03:30	05:31	07:34	116	03:01	04:35	05:32
4	Oct. 17	02:30	-	-	-	02:15	03:59	-
5	Oct. 18	03:30	02:49	05:19	148	02:37	04:27	05:20
6	Oct. 18	06:30	05:20	07:49	148	06:08	07:59	05:20

Tabla 3.1 Tiempos de las mediciones intercomparadas (UTC).

* Middle time of the integration time (One hour).

**<http://mls.jpl.nasa.gov/index-eos-mls.php>

La diferencia temporal entre los perfiles radiométricos seleccionados y los perfiles MLS difieren entre 2 y 2,5 horas. Estos perfiles son escogidos desde una base de datos a través de un algoritmo de selección desarrollado, tomando un criterio de cercanía con el OAPA (-51,60°; -69,32°), donde sólo se tienen en cuenta perfiles de ozono que no se alejan más allá de 0.2° de latitud y dentro de 5° de longitud (criterio: $Lat_{OAPA} \pm 0.2^\circ$; $Long_{OAPA} \pm 5^\circ$). Solo para los casos ID #4 (-51,74°; 67,49°), ID #7 e ID #8 (-51,74°; -64,40°) se encontraron mediciones MLS que cumplen el criterio anterior. La Figura 3.6 muestra la ubicación geográfica de las observaciones MLS y la trayectoria de las ozonosondas lanzadas durante la campaña donde cada número está asociado a las observaciones MLS y ozonosonda se corresponde con el número asignado de caso a cada intercomparación en la Tabla 3.1. La ubicación del OAPA es indicada con un punto azul, donde se encuentra establecido el Radiómetro de Ondas Milimétricas y el DIAL de ozono.

Se observa que todas los ozonosondeos lanzados se dirigen en dirección hacia el NE, alcanzando el punto de ruptura a una distancia máxima de 1,5°.

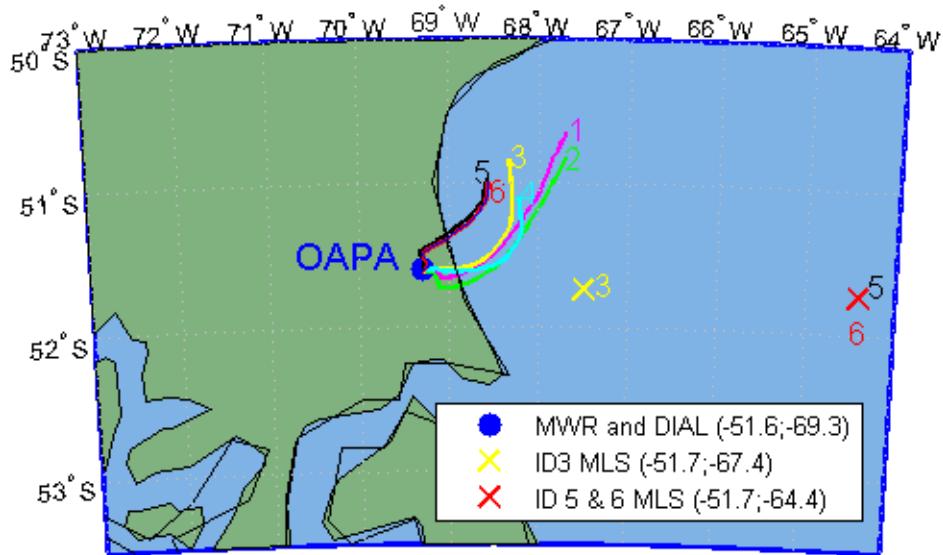


Figura 3.6 Ubicación geográfica del OAPA (DIAL y MWR), de las trayectorias de los ozonosondeos lanzados (líneas de colores), y perfiles MLS (cruces). Los números de cada medición se corresponden con el número de casos intercomparación de la Tabla 3.1.

3.5.1 Metodología de suavizado

La metodología utilizada para la comparación de los perfiles derivados de los diferentes instrumentos con los perfiles radiométricos consiste en degradar la resolución de los mismos al instrumento de menor resolución con el objetivo de realizar una comparación sin considerar las limitaciones propias instrumentales en la comparación de perfiles. La Tabla 3.2 presenta la resolución vertical aproximada de cada instrumento y el rango espacial donde cada uno es capaz de observar distribución de ozono.

Instrumento	Rango de altura [km]	Resolución Vertical [km]
MWR	25 – 65	10-15
DIAL	15 – 37	0.5 – 4
ECC Ozone-sonde	0 – 33	0.15
MLS	10 – 75	2.5 – 6

Tabla 3.2. Rango de altura de medición y resolución vertical de los instrumentos intercomparados

Dado que el radiómetro de ondas milimétricas es el instrumento que presenta una menor resolución vertical, los perfiles DIAL, Ozonosonda y MLS deben ser degradados a la resolución vertical del Radiómetro de Ondas Milimétricas, aplicando la siguiente ecuación (ec. 3.1):

$$x_{LR} = x_a + AK(x_{HR} - x_a) \quad (3.2)$$

Donde x_{LR} es el perfil de ozono degradado desde la resolución x_{HR} obtenida con los instrumentos DIAL, ozonosonda y MLS. x_a y AK son el perfil a priori y las funciones *Averaging Kernel* obtenidas durante el método de inversión de perfiles radiométricos (Figura 2.10), respectivamente.

3.5.2 Intercomparaciones.

En la Figura 3.7 se observan las intercomparaciones de los perfiles de ozono y la diferencias relativas que se presentan entre cada observación instrumental (O3-sonda, MLS y DIAL) con respecto a las observaciones obtenidas con el MWR.

La diferencia relativa en los perfiles de ozono obtenidos con el MWR y el DIAL está dentro del 15% en el rango de altitud de solapamiento (25 a 37 km) en todos los casos, excepto para la intercomparaciones #6, donde se observa un 19% de diferencia en la parte alta del perfil DIAL. La máxima diferencia entre estos dos instrumentos se encuentra alrededor de los 35 km de altura. Parte de esta diferencia podría estar asociada a baja potencia del láser excímero del instrumento DIAL debido al desgaste del mismo, derivando en una señal retrodispersada débil. Por ello, este láser fue reemplazado en enero de 2016 por uno nuevo, financiado por el proyecto SAVER-Net, para poder obtener la distribución de ozono con mayor precisión en alturas superiores.

Se observa que la intercomparación #4 no presenta medición DIAL debido a la condición de cielo nublado que se presentó en el momento de la medición, lo cual es una limitación para la técnica DIAL.

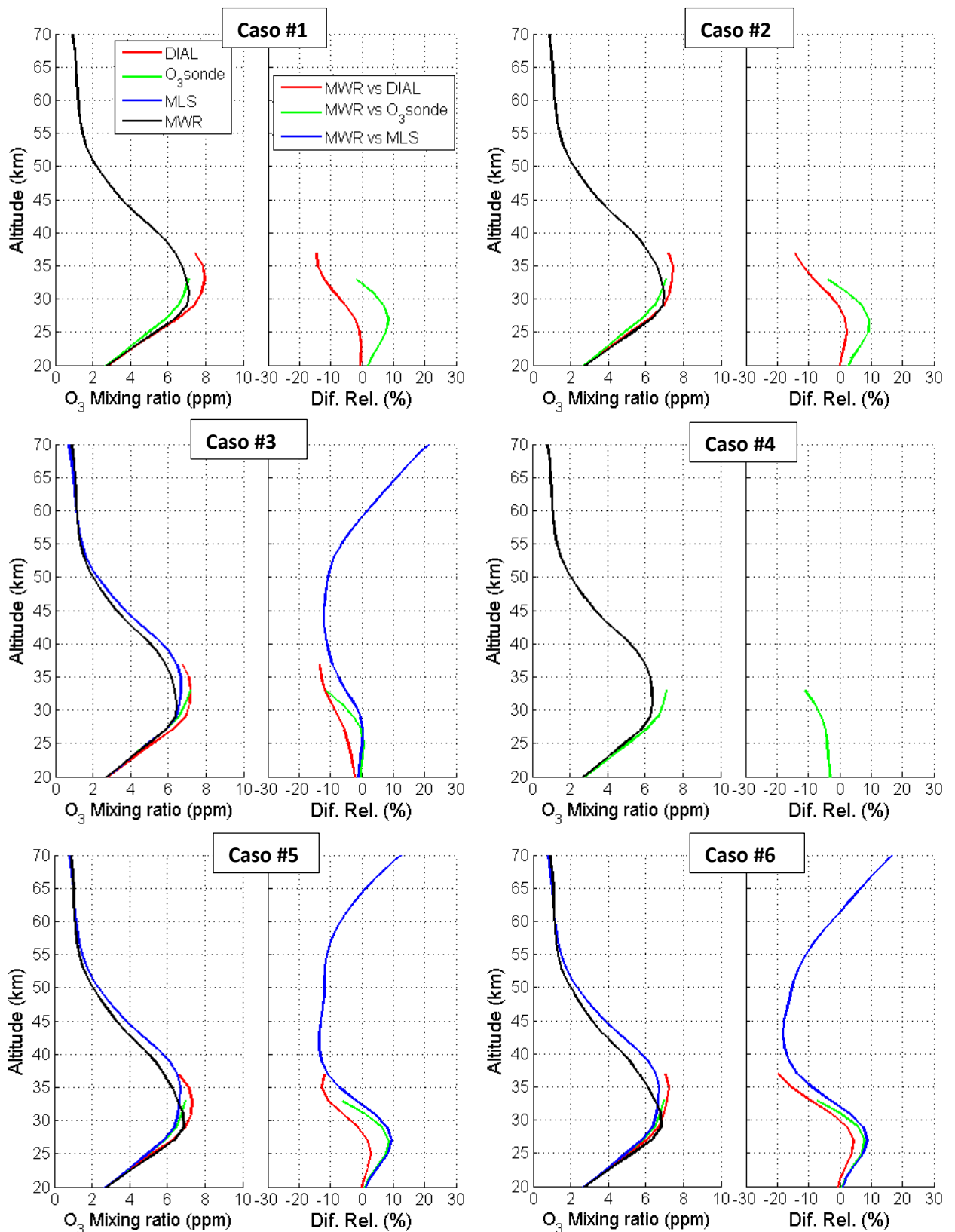


Figura 3.7 Intercomparaciones de perfiles de ozono e instrumentos independientes (DIAL, Ozonosonda, MLS), campaña de ozonosondeos OZITOS realizada entre el 14 y el 18 de octubre de 2014. La diferencia relativa es calculada haciendo la resta entre el MWR y el instrumento a intercomparar. La información de cada caso se encuentra detallada en la Tabla 3.1.

Si comparamos los perfiles radiométricos con los obtenidos por los ozonosondeos, se presenta una diferencia relativa máxima menor al 10% para los casos analizados, excepto para los casos #3 e #4 donde se obtuvieron diferencias de hasta un 12% por encima de los ~32 km de altura.

La diferencia relativa entre estos instrumentos por debajo de los 30 km es positiva en todos los casos, salvo para la intercomparación #4. Esta excepción puede estar asociada a la atenuación de la señal de ozono proveniente de la atmósfera media debido a la condición de cielo nublado mencionada anteriormente y la consecuente subestimación de ozono por el Radiómetro de Ondas Milimétricas respecto del valor verdadero.

Los perfiles MLS presentan una cobertura en altura desde los ~10 hasta los ~74 km. Por lo tanto, es posible intercomparar estas mediciones con los perfiles radiométricos en todo el rango de altura del radiómetro, donde la respuesta de la distribución de ozono respecto del valor verdadero (columnas AVK, Figura 2.10) es cercana a la unidad (25-65 km). La diferencia relativa máxima es encontrada alrededor de los 45 km para los tres casos analizados, alcanzando un 12% de diferencia para los casos #3 y #5, y 18% para el caso #6. Por encima de los ~65 km las diferencias entre ambos instrumentos alcanzan el 20%, pero la respuesta de la observación del radiómetro decrece considerablemente y la contribución de la señal a estas altura en la relación de mezcla de ozono observada es baja.

Se observa que los casos #5 y #6 presentan mayor diferencia relativa que el caso #3 en todo el rango de superposición. Esta mayor diferencia podría estar en parte atribuida a la mayor distancia que presentan los perfiles MLS en las intercomparaciones #5 y #6 (337.3 km) con a la ubicación del MWR, que la que presenta la #3 (125.6 km).

Además, la subestimación de ozono sistemática presentada en los tres perfiles de ozono radiométricos intercomparados con el MLS puede estar relacionada con la condición de contorno impuesta en el proceso de inversión a través de la matriz covarianza del perfil a priori establecida.

3.6 Respuesta de las mediciones radiométricas en un caso extremo de agujero de ozono sobre Río Gallegos.

En esta sección se analizan dos casos particulares de bajo ozono debido al pasaje del agujero sobre la ciudad de Río Gallegos en noviembre de 2014 y se analiza la respuesta

de las mediciones radiométricas utilizando los algoritmos de inversión descritos en el capítulo anterior. La Figura 3.8 y Figura 3.9 presentan mapas en falso color de la columna total de ozono, donde el agujero de ozono es representado por colores azul/celeste entre los días 30 de octubre y 1 de noviembre y entre 10 y el 21 de noviembre de 2014, respectivamente. Se observa el pasaje del agujero de ozono sobre la Patagonia Argentina en ambos casos, alcanzando la ciudad de Río Gallegos los días 31 de octubre y 1 de noviembre y entre los días 12 y 19 de noviembre (<http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/>). El día 12 de noviembre el agujero sobrepasó la ciudad de Río Gallegos, produciendo una disminución de ozono en la columna total de ozono, hasta el 19 de noviembre, donde puede observarse que el agujero de ozono ya no se encuentra más sobre territorio Argentino.

La Figura 3.10; **Error! No se encuentra el origen de la referencia.** a) presenta la variabilidad temporal de la relación de mezcla de ozono entre el 12 de octubre y el 25 de noviembre de 2014, medido con el MWR (azul) y con el instrumento MLS (rojo) a los 25 y 37 km, donde se resaltan los periodos en los cuales el agujero de ozono sobrepasó la ciudad de Río Gallegos. Durante estos periodos, ambos instrumentos presentan una marcada disminución durante el pasaje del agujero de ozono en las alturas analizadas. Esta disminución de ozono puede observarse también en la Figura 3.10 b), la cual representa la variabilidad temporal de la relación de mezcla de ozono, pero para todas las alturas, entre los 20 y los 65 durante el mismo periodo, con una resolución de una hora. En este caso, la relación de mezcla es representada por una escala de colores, donde se observa la disminución de ozono mencionada entre los ~25 y los ~40 km en ambos casos de bajo ozono analizados (área sombreada).

La Figura 3.10 c) presenta la latitud equivalente de la ciudad de Río Gallegos respecto del borde del vórtice a 650 K de temperatura potencial. Analizando estos parámetros se puede confirmar que la disminución observada en ambos casos durante los meses de octubre y noviembre es efectivamente debida al pasaje del agujero. Observando la latitud equivalente de Río Gallegos (azul) respecto del borde del vórtice a 650 K (~25 km para el periodo analizado) se concluye que el agujero alcanza la ciudad de Río Gallegos el día 31 de octubre. Luego, se retira nuevamente hasta el 12 de noviembre de 2014 y permanece allí hasta el 17 de noviembre (periodo sombreado en la Figura 3.10 c)) donde luego se puede ver que la latitud equivalente de Río Gallegos está por fuera del borde del agujero. Si observamos la Figura 3.10 a) podemos ver como la relación de mezcla de ozono medida por el radiómetro a 25 km, disminuye drásticamente en el

periodo mencionado y luego se observa un pico de concentración de ozono el 17/18 de noviembre, coherentemente con la salida del agujero de ozono mencionada anteriormente a la temperatura potencial de 650 K. En las imágenes en falso color del OMI (Figura 3.9) también se observa cómo el 17 de noviembre se desprende una masa de ozono bajo hacia latitudes medias y la ciudad de Río Gallegos queda fuera del agujero, confirmando nuevamente lo analizado anteriormente. Luego, el agujero de ozono vuelve a alcanzar la ciudad de Río Gallegos (Figura 3.8 y Figura 3.9), y las observaciones del radiómetro de ondas milimétricas reflejan nuevamente una disminución en la concentración de ozono por debajo de los valores normales.

Analizando la relación de mezcla de ozono observada por el MWR y el MLS a 37 km (Figura 3.10 a)), se observa un comportamiento similar al descrito anteriormente para 25 km en ambos instrumentos, pero menos intenso, indicando que el agujero de ozono afecta en menor intensidad la relación de mezcla de ozono en estas altitudes.

Se puede concluir que la variabilidad de ozono de las observaciones radiométricas a 25 km presenta una respuesta satisfactoria en situaciones anormales de ozono bajo debido al pasaje del agujero, incluso en tiempos cortos, gracias a la alta resolución temporal que se obtiene con este instrumento, a diferencia de los otros instrumentos de monitoreo analizados. Esto, además, permite contribuir con el análisis de la dinámica de la atmósfera en corto plazo (del orden de una hora para este caso) utilizando la relación de mezcla de ozono como trazador. Por ejemplo, esto permite determinar el momento en el cual el agujero de ozono está ingresando sobre la ciudad de Río Gallegos.

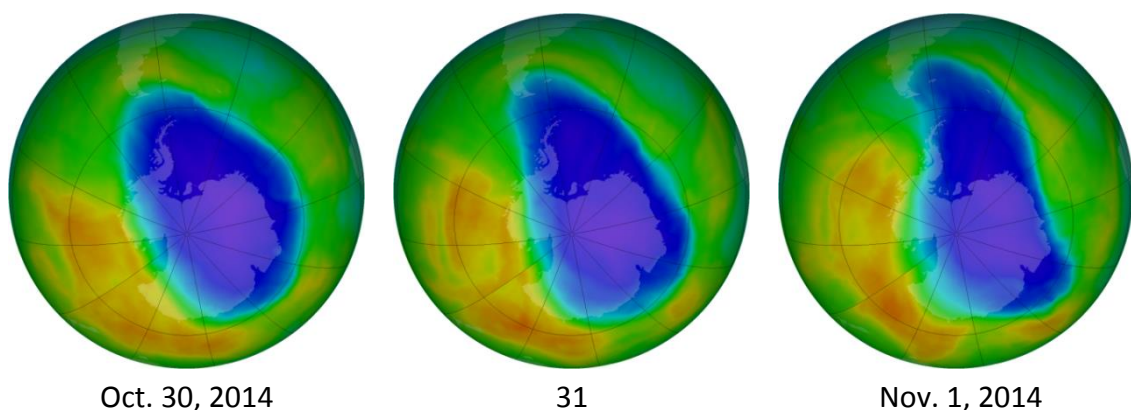


Figura 3.8 *Columna total de ozono representado en falso color para el Hemisferio Sur entre el 30 de octubre y el 1 de noviembre de 2014. El agujero de ozono es representado por los colores azul/celeste (<http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/>)*

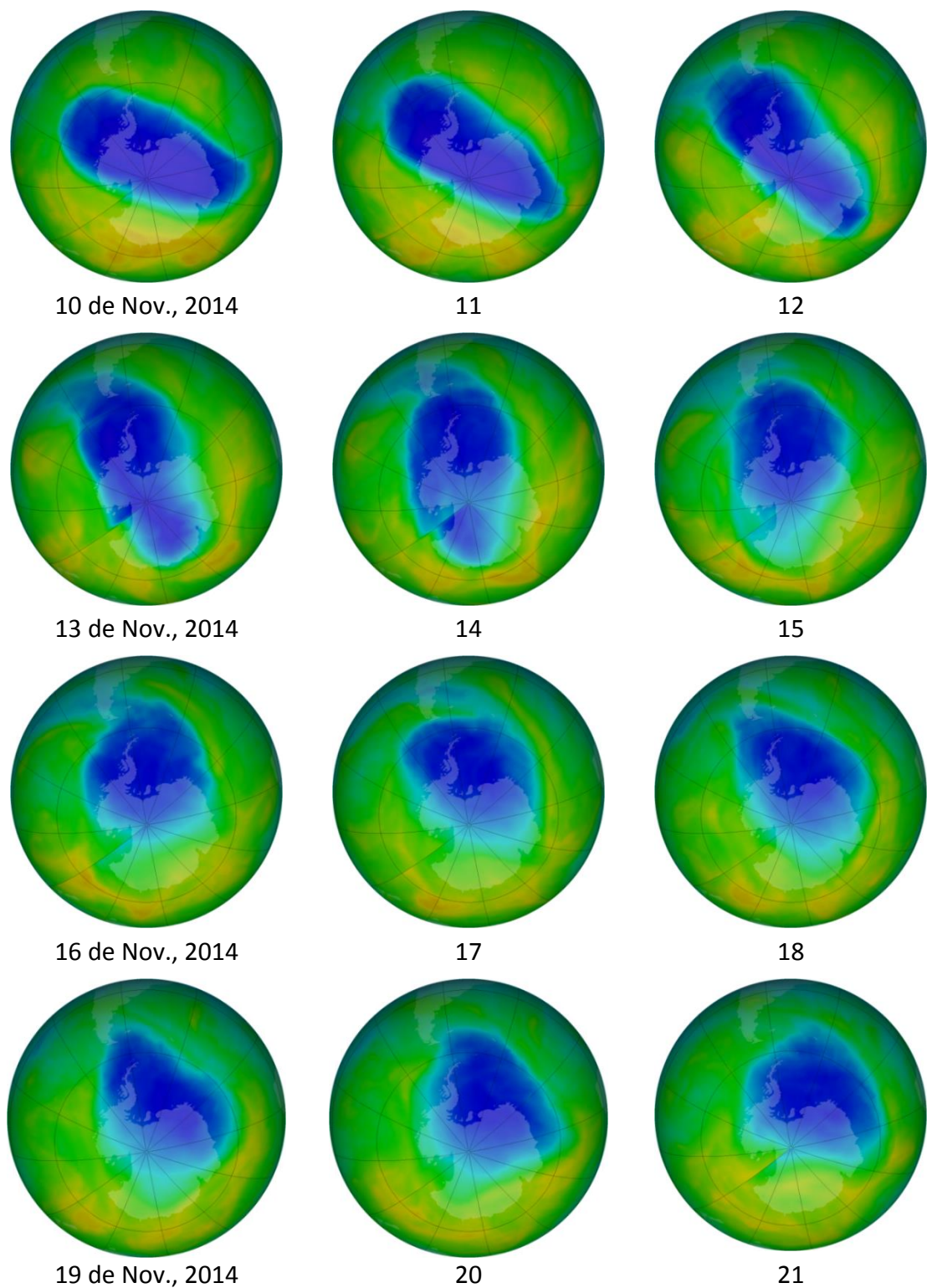


Figura 3.9 Columna total de ozono representado en falso color para el Hemisferio Sur entre el 10 de octubre y el 1 de noviembre de 2014. El agujero de ozono es representado por los colores azul/celeste (<http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/>)

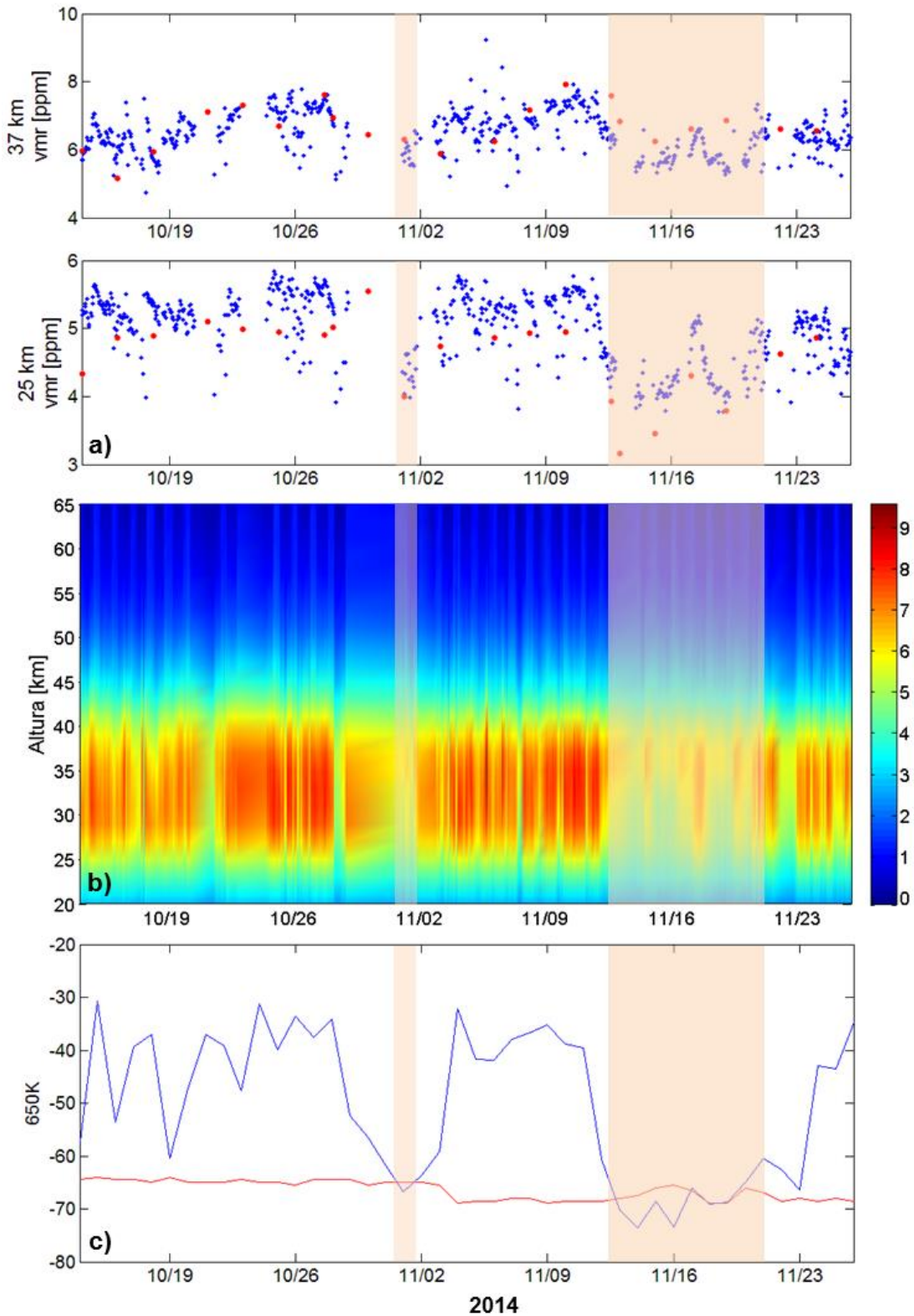


Figura 3.10 a) Variación temporal de la relación de mezcla de ozono a 25 y 37 km de altura para el periodo 14 de octubre – 25 de noviembre; b) Variación temporal de la relación de mezcla de ozono entre 20 y 65 km; c) Latitud equivalente de Río Gallegos (azul) y borde del agujero de ozono (rojo).

3.7 Conclusiones

En este capítulo se analizaron los resultados obtenidos a través de la implementación de los algoritmos descritos en el capítulo anterior. El periodo analizado abarca desde el mes de octubre de 2014 hasta diciembre de 2015.

Las mediciones de la relación de mezcla de ozono obtenidas con el radiómetro de Ondas milimétricas fueron comparadas con datos satelitales medidos con el instrumento MLS (Microwave Limb Sounder) cuando la ubicación de la medición fue cercana a la del sitio de medición y el momento de la medición coincide para ambos instrumentos. Además, se realizó una intercomparación entre las mediciones obtenidas con el Lidar de Absorción Diferencial instalado en el OAPA para el rango de altura en que los perfiles se superponen.

La metodología implementada para las comparaciones anteriores consistió en la degradación de las resoluciones en altura de los perfiles del MLS y del DIAL a las resoluciones del MWR con el objetivo de eliminar las variaciones debido a limitaciones instrumentales y lograr perfiles intercomparables.

Luego, se describió la campaña de intercomparación realizada entre los días 14 y 18 de octubre de 2014. En estas intercomparaciones son analizadas las diferencias relativas entre perfiles de ozono individuales obtenidas con ozonosondas, las obtenidas con el instrumento MLS y el DIAL de ozono respecto de mediciones radiométricas.

Finalmente, se realizó un análisis geofísico de dos situaciones particular de agujero de ozono sobrepasando la ciudad de Río Gallegos producidas en noviembre de 2014.

A través del análisis de la variabilidad temporal de la relación de mezcla de ozono entre el 12 de octubre y el 25 de noviembre de 2014 para 25 y 37 km, se concluye que las observaciones radiométricas presentan una respuesta satisfactoria en situaciones de agujero de ozono, donde se producen importantes variaciones en tiempos cortos, principalmente cuando el agujero de ozono esta “entrando” o “saliendo” de la Patagonia Argentina.

La resolución temporal relativamente corta que presenta este instrumento (una hora para nuestro caso) permite el estudio de la dinámica de la estratosfera y la mesósfera en el corto plazo utilizando la relación de mezcla de ozono como trazador.

3.8 Referencias

Godin, S., (1987), Etude expérimentale par télédétection laser et modélisation de la distribution verticale d'ozone dans la Haute Province, Thèse d'Etat, Paris.

Livesey N.J., Read W.G., Froidevaux L., Lambert A., Manney G.L., Pumphrey H.C., Santee M.L., Schwartz M.J., Wang S., Cofield R.E., Cuddy D.T., Fuller R., Jarnot R.F., Jiang J.H., Knosp B.W., Stek P.C., Wagner P.A., Wu D.L. (2011) EOS MLS Version 3.3 Level 2 data quality and description document. Technical report, Jet Propulsion Laboratory, D-33509.

Livesey N.J., Read W.G., Wagner P.A., Froidevaux L., Lambert A., Manney G.L., Millan Valle L.F., Pumphrey H.C., Santee M.L., Schwartz M.J., Wang S., Fuller R.A., Jarnot R.F., Knosp B. W, Martinez E. (2015) EOS MLS Version 4.2x Level 2 data quality and description document. Technical report, Jet Propulsion Laboratory, D-33509 Rev. A. <http://mls.jpl.nasa.gov>

Palm M, Hoffmann C.G., Golchert S.H.W., Notholt J., (2010) The ground-based MW radiometer OZORAM on Spitsbergen -- description and status of stratospheric and mesospheric O₃-measurements. *Atmos. Meas. Tech.*, 3, 1533-1545.

Pazmiño, A., S. Godin, E. Wolfram, M. Lavorato, J. Porteneuve, E. Quel, G. Megie, (2003), Intercomparison of ozone profiles measurements by a differential absorption lidar system and satellite instruments at Buenos Aires, Argentina, *Optics and Lasers in Engineering*, Vol. 40, ISSN 0143- 8166, Págs. 55-65.

Salvador, J. O., (2011), Estudio del comportamiento de la capa de ozono y la radiación UV en la Patagonia Austral y su proyección hacia la comunidad. Tesis de doctorado, UTN-FRBA.

Wolfram, E. A., (2006), Mediciones atmosféricas de ozono y vapor de agua con técnica LIDAR y radiometría solar ultravioleta, tesis de doctorado UNLP.

WMO, (2011), Quality Assurance and Quality Control for Ozonesonde Measurements in GAW, GAW Report No. 2010

Wolfram, A. E., J. Salvador, R. D'Elia, C. Casiccia, N. Paes Leme, A. Pazmiño, J. Porteneuve, S. Godin-Beekman, H. Nakane and E. J. Quel, (2008), New Differential absorption lidar for stratospheric ozone monitoring in Patagonia, south Argentina, *J. Opt. A: Pure Appl. Opt.* 10, 104021 (7pp). [oi:10.1088/14644258/10/10/104021](https://doi.org/10.1088/14644258/10/10/104021).

Capítulo 4 Estudios de radiación solar con un radiómetro de banda angosta GUV-541

Como se describió en los primeros capítulos, la radiación solar UV que alcanza la superficie es fuertemente afectada por los cambios que presenta el ozono en la atmósfera, estudiado en los capítulos anteriores, entre otros parámetros. En este capítulo se detallan los estudios de radiación solar UV realizados mediante el procesamiento de señales adquiridas con el radiómetro solar de banda angosta GUV-541 [Biospherical Inc.] instalado en el Observatorio Atmosférico de la Patagonia Austral durante el desarrollo de estas tesis de doctorado.

En la sección 4.1 y 4.2 se describe el principio de funcionamiento de este instrumento y las capacidades instrumentales desarrolladas a través de la implementación de metodologías que combinan los diferentes canales con modelos de transferencia radiativa para la obtención de parámetros atmosféricos como la columna total de ozono, índice UV y espesor óptico de nubes, implementadas anteriormente en el OAPA [Salvador, 2011].

Luego, en la sección 4.3 se describe la metodología implementada durante la realización de esta tesis de doctorado, para la obtención de la síntesis de vitamina D mediante la sinergia entre mediciones obtenidas con el radiómetro GUV-541 y cálculos de irradiancia espectral realizados con el modelo de transferencia radiativa SOS [Lenoble et al., 2007; Orte et al., 2013]. El producto obtenido es luego validado por el espectrofotómetro Brewer MKVI (s/n 124) instalado en el observatorio entre 2008 y 2010, perteneciente al Instituto Nacional de Pesquisas Espaciales (INPE, Brasil).

Cuando se presentan condiciones de columna total de ozono bajo en la ciudad de Río Gallegos, el riesgo potencial asociado a la radiación UV aumenta. Se habla de riesgo potencial debido a que muchas veces, por más que el ozono presente valores bajos, el impacto es atenuado por la presencia de nubes. En la sección 4.4.2 se describen los

estudios realizados y la metodología utilizada para cuantificar esta disminución de impacto de la radiación UV en superficie debido a la nubosidad en situaciones de ozono bajo para Río Gallegos.

Finalmente se estudia el incremento que se produce en el índice UV debido a la reflexión de radiación en el borde las nubes, derivando en valores mayores comparado con valores que se observarían en situación de cielo despejado. Estas situaciones, combinadas con valores de ozono atmosférico bajo, pueden derivar en aumentos del impacto de la radiación UV en superficie, dependiendo del tiempo de duración del fenómeno y el valor de IUV alcanzado.

4.1 Descripción GUV-541

El GUV-541 instalado en el Observatorio Atmosférico de la Patagonia Austral es un instrumento robusto diseñado para medir la radiación solar UV en superficie. La parte óptica de este tipo de instrumentos consiste típicamente de un difusor de teflón o de cuarzo, filtros interferenciales y detectores fotosensibles. El GUV-541 posee cinco canales de medición UV con longitudes de onda centradas en 305, 313, 320, 340 y 380 nm y un ancho filtro mitad (FWHM) de 10 nm, aproximadamente. El instrumento está estabilizado térmicamente a 50 °C con el objetivo de estabilizar el ruido de fondo del instrumento (ruido electrónico) y que no presente variaciones en la medición debido. La estabilización a una menor temperatura no asegura que debido a las condiciones climáticas pueda superar este valor en el interior del instrumento, generando igualmente las variaciones que se desean evitar.

La resolución temporal seteada para el GUV-541 es de un minuto. Esta resolución es el resultado del promedio de las mediciones que adquiere el instrumento en cada minuto.

En la Figura 4.1 puede observarse la modelización de las funciones respuestas gaussianas para cada filtro superpuestas a un espectro solar típico en el rango UV. Cabe destacar que las funciones respuestas reales de los filtros de este tipo de radiómetros multifiltro son únicas de cada instrumento y se han detectado discrepancias significativas entre los valores medidos por este tipo de instrumento y las registradas por un espectro-radiómetro, capaces de medir la irradiancia espectral con 1nm de resolución en longitud de onda, principalmente en el canal de 305 nm. Esto se debe a que este canal presenta un ancho mayor de 10 nm y es también asimétrico con respecto

a la longitud de onda central, ya que no existe una longitud de onda de corte efectiva hacia longitudes de onda menores.

Los radiómetros multifiltros de banda angosta tienen un rendimiento intermedio, que ofrece una resolución de banda angosta (1-10 nm) a longitudes de onda seleccionadas en el rango del UV y un costo relativamente bajo, si lo comparamos con los espectrofotómetros Brewer. A partir de sus mediciones en los diferentes canales es posible obtener parámetros como el IUV, el espesor óptico de nube, la columna total de ozono y la síntesis de vitamina D.

La frecuencia de muestreo de este instrumento es superior a la de los espectrofotómetros, dando así una resolución temporal mayor, lo cual es imprescindible cuando se desea estudiar características de la nubosidad debido a la alta variabilidad que puede presentar este parámetro en el corto plazo.

Por lo tanto, los radiómetros multifiltro de banda angosta ofrecen una excelente opción entre los costosos espectrofotómetros y los radiómetros de banda ancha, los cuales están limitados en cuanto a su versatilidad.

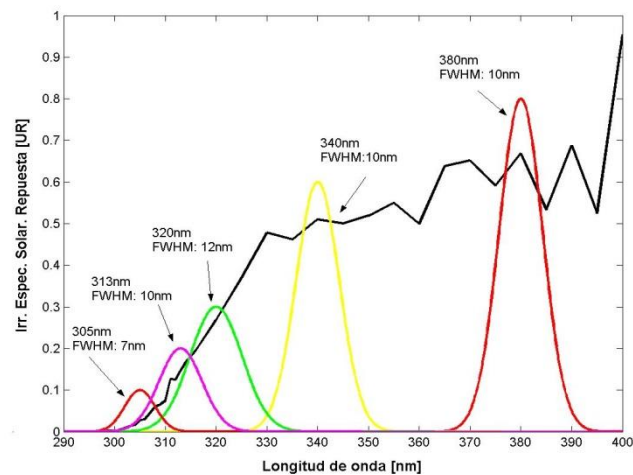


Figura 4.1 Esquema de la distribución espectral que presentan los 5 canales del instrumento GUV-541 (Biospherical Inc.) y espectro de radiación solar modelado (línea negra).

4.2 Parámetros derivados con el instrumento GUV-541 en el OAPA

Mediante el procesamiento de señales observadas con los diferentes canales de un radiómetro multifiltro de banda angosta, pueden ser obtenidos diferentes parámetros

atmosféricos aplicando diferentes metodologías [WMO, 2010]. En estudios realizados anteriormente se han implementado metodología para la obtención del IUV, columna total de ozono y espesor óptico de nube desde mediciones realizadas con GUV-541 desde el año 2005 en el OAPA [Stamnes, 1991; Dahlback 1996; Salvador, 2011]. A continuación se realiza una descripción resumida de la obtención de estos parámetros, los cuales son utilizados para llevar a cabo los análisis realizados en este capítulo.

Obtención del índice ultravioleta (IUV).

Para obtener el IUV desde el radiómetro de banda angosta GUV-541 en el OAPA se realiza una combinación lineal de coeficientes con valores constantes a_i que son aplicados a los valores de voltaje medidos por cada canal del instrumento GUV-541, V_i , corregidos por el valor de ruido de fondo, $V_{fondo-i}$ [Salvador et al. 2013; Salvador et al. 2011]:

$$IUV_{GUV} = \sum_i a_i (V_i - V_{fondo-i}) \tag{4.1}$$

El objetivo principal del método es obtener los coeficientes a_i mediante la solución del siguiente sistema de ecuaciones:

$$\sum_i (a_i k_i \int_0^\infty R_{Di}(\lambda) E_{Mi}(\lambda) d\lambda) = \int_0^\infty A(\lambda) E_{Mj}(\lambda) d\lambda \tag{4.2}$$

donde k_i son las constantes de calibración de cada canal, R_{Di} es la respuesta del filtro normalizado para cada canal, provisto por la compañía Biospherical Inc. para el radiómetro GUV-541 (SN 29242) y E_{Mj} son los espectros modelados calculados por el modelo UVSpec/LibRadtran [Mayer et al., 1997] para diferentes ángulos cenitales y valores de columna total de ozono. Otros parámetros típicos del lugar en donde está instalado el radiómetro como albedo, altura del sobre el nivel del mar y contenido de

aerosoles son incluidos en el cálculo. Luego los valores de los coeficientes son obtenidos haciendo la inversa de la matriz de 5x5 definida por el sistema de ecuaciones (4.2). Finalmente, el IUV es obtenido aplicando la ec. (4.1).

Columna total de ozono (CTO)

El método para la obtención de la columna total de ozono desde el instrumento GUV-541 se basa en la diferencias de absorción que presenta el ozono en dos canales del radiómetro, 340 nm (prácticamente insensible a variaciones de ozono) y 305 nm (sensible a las variaciones de ozono), calculando el cociente entre las irradiancia de ambos canales. Luego, el cociente observado es insertado en una tabla sintética previamente construida con los cocientes de las irradiancias espectrales modelizadas también en 340 y 305 nm para una amplia variedad de valores de columna total de ozono desde 10 DU hasta 700 DU y para diferentes ángulos cenitales. La construcción de la tabla sintética es enteramente obtenida utilizando el modelo de transferencia radiativa UVSPEC/LibRadtran1.3 (<http://www.LibRadtran.org>).

A partir de la interpolación lineal entre los cocientes obtenidos con los datos de irradiancia del radiómetro GUV-541 en 340 y 305nm, que es siempre posible si se considera que ambas longitudes de onda son atenuadas de la misma manera por las nubes y otros parámetros, se infiere el valor de la columna total de ozono [Stamnes et al., 1991; Salvador et al., 2006; Salvador, 2011]. Las mediciones para la obtención de la columna total de ozono diario son tomadas cerca del mediodía solar, dado que el error instrumental disminuye con el ángulo cenital solar [Bernard et al., 2005].

Espesor óptico de nube (EON).

Para la obtención del espesor óptico de nube se construyó una tabla sintética de doble entrada de la de irradiancia modelada afectado por la constante de calibración y la respuesta espectral del canal de 380 nm del GUV, en función de los espesores ópticos de nube y para diferentes valores de ángulo solar cenital, entre 10 y 80° (Figura 4.2). En el cálculo se considera una nube homogénea plano-paralela infinita. Para la generación de la tabla sintética se ha utilizado el modelo UVSpecLibRadtran-1.3 [Mayer et al., 1997]. Por lo tanto, para cada ángulo solar cenital arbitrario se obtiene una curva de irradiancia modelada para el canal de 380 nm (eje x), que decrece a medida que los valores de espesor óptico introducidos aumentan.

Luego, una vez obtenida la medición de irradiancia en este canal y conociendo el ángulo solar cenital en el cual se está midiendo, se introduce el valor en la tabla de doble entrada por el eje x hasta la curva correspondiente según el ángulo cenital de la medición y se obtiene en el eje y el valor de espesor óptico de nube. Para mediciones en ángulos solares cenitales intermedios se realiza una interpolación lineal entre las curvas [Salvador et al., 2008; Salvador et al., 2011].

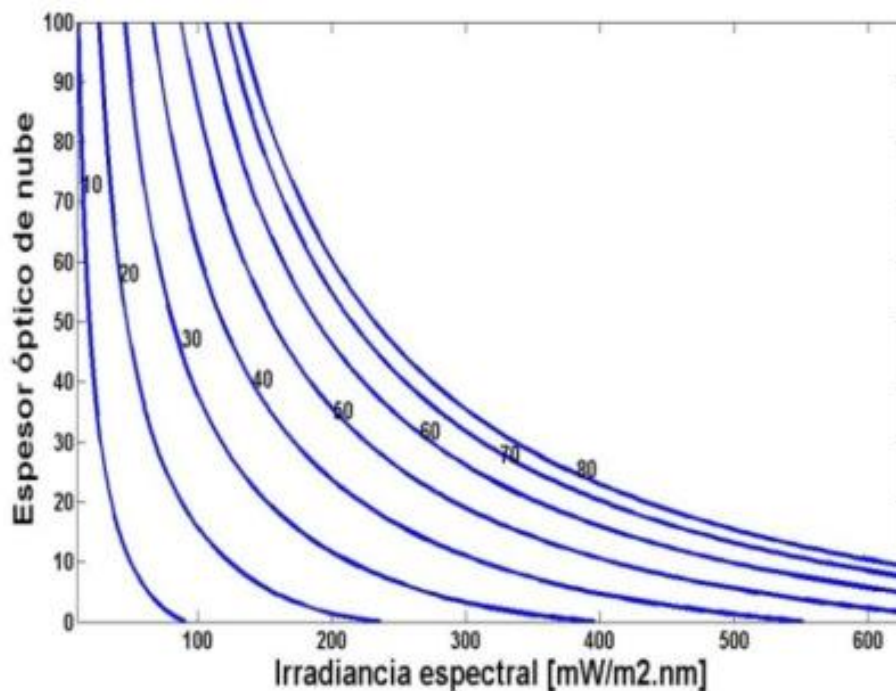


Figura 4.2 Tabla sintética de los espesores ópticos derivados con el modelo de transferencia radiativa UVSpec/LibRadtran-1.3 en función de la irradiancia espectral del canal 380 nm y para diferentes ángulos cenitales entre 0° y 80°. Los valores en negro dentro del gráfico permiten conocer las curvas que poseen ángulos constantes [Salvador et al., 2008; Salvador et al., 2011].

4.3 Obtención de la producción de vitamina D.

Uno de los beneficios más importantes que se obtienen de la radiación UV es la síntesis de vitamina D en personas. Deficiencias de esta vitamina puede causar raquitismo en niños mediante la falta de absorción de calcio. Además, existe fuerte evidencia que la radiación UVB a través de la producción de vitamina D reduce el riesgo de contraer diferentes tipos de cánceres [WHO, 2008]. En general, nuestra dieta de esta vitamina está por debajo de los valores requeridos para mantener niveles apropiados de vitamina

D en sangre, por lo tanto se requiere de alguna exposición a la radiación UV para alcanzar los niveles adecuados. En altas latitudes, donde la radiación solar es débil, condición que se presenta en el sur de nuestro país, es de primordial importancia el estudio de la factibilidad de sintetizar suficiente vitamina D desde la radiación solar, ya que estudios realizados han demostrado que durante el invierno no se alcanza la producción adecuada [Orte et al. 2011, Orte et al. 2013, Díaz et al., 2011]. Además, dado que se asume que la producción de vitamina D es directamente proporcional al área expuesta [McKenzie, 2008], las condiciones de temperaturas bajas durante el invierno conducen a pequeñas áreas del cuerpo expuestas, afectando la producción de esta vitamina desde el Sol.

La determinación de la irradiancia de vitamina D puede ser obtenida conociendo el espectro de radiación en superficie mediante la convolución de la irradiancia espectral con el espectro de acción biológica de la vitamina D en la piel, y luego integrando en longitud de onda. El espectro de radiación puede ser observado con espectrofotómetros que miden la irradiancia solar en el rango efectivo de síntesis de vitamina D, los cuales presentan resoluciones en longitud de onda que van desde 0,5 o 1 nm, como es el caso de los espectrofotómetro Brewer.

En nuestro caso, se desea obtener la irradiancia de vitamina D mediante la utilización del radiómetro GUV-541, el cual posee canales discretos de observación para derivar la producción de esta vitamina a través de una combinación lineal de coeficientes que son aplicados a los valores de voltajes medido.

El objetivo principal es determinar un único conjunto de coeficientes que combinen la irradiancia medida por los canales del radiómetro GUV-541 para obtener la irradiancia biológicamente efectiva de vitamina D, en cualquier escenario atmosférico dado, resolviendo el siguiente sistema de ecuaciones:

$$UV_{vitD} [W/m^2] = \sum_{i=1}^M a_i V_i = \sum_{\lambda=0}^{\infty} A_{\lambda} F_{\lambda} \Delta\lambda \quad (4.3)$$

donde V_i es el voltaje medido por el radiómetro de banda angosta corregido por el ruido de fondo, en situaciones seleccionadas de condición de cielo despejado, a_i es el

conjunto de coeficientes que se desean determinar, A_λ es el espectro de acción biológica de la vitamina D y F_λ es el espectro de radiación solar modelado en condición de cielo despejado para el mismo momento de la medición.

La irradiancia espectral solar F_λ es calculada por el modelo de transferencia radiativa SOS [Lenoble et al., 2007] para las mismas condiciones de columna total de ozono y ángulo solar cenital en la que la medición fue tomada por el GUV-541, con una resolución en longitud de onda $\Delta\lambda = 0,5 \text{ nm}$. El valor de columna total de ozono es obtenido de la base de datos del OMI (Ozone Monitoring Instrument) a bordo del satélite AURA de NASA para los mismos días de estudio. Otros parámetros atmosféricos de entrada al modelo SOS necesarios para el cálculo como el albedo, altura del sitio o contenido de aerosoles, fueron tomados como valores típicos del sitio.

Este modelo calcula la irradiancia espectral solar al igual que los modelos mencionados anteriormente (TUV, UVSPEC/LibRadtran1.3) pero presenta tiempos de ejecución menores.

Dado que la longitud de onda de corte del espectro de acción para la síntesis vitamina D se encuentra en 330 nm [Bouillon et al., 2006], solo los canales del radiómetro de banda ancha de 305, 313 y 320 nm estarán involucrados en el sistema ecs. (4.3) ($M = 3$). Por lo tanto, un conjunto de coeficientes puede ser obtenido desde tres mediciones del radiómetro y tres espectros modelados F_λ para condición de cielo despejado.

La metodología utilizada en este estudio consistió en seleccionar mediciones en situación de cielo despejado (110 mediciones de voltaje V_i para cada canal) y modelar el espectro solar F_λ para estos escenarios (por lo tanto 110 espectros modelados). Tomando grupos de tres ecuaciones, se resuelve el sistema para todas las combinaciones posibles obteniendo el grupo de coeficientes a_i en cada combinación para los canales involucrados en el cálculo (110 conjuntos de 3 coeficientes a_i , en nuestro caso). Luego, es seleccionado el conjunto de coeficientes que mejor ajusta el cálculo de irradiancia de vitamina D al cálculo del modelo para cielo despejado. Para la selección se realiza el ajuste lineal entre medición y modelo de los gráficos dispersión para todos los coeficientes y se seleccionan los que mejor ajustan.

Finalmente, se realizó la validación del método utilizando mediciones del espectrómetro Brewer MKVI (#124), perteneciente al Instituto Nacional de Pesquisas Espaciales (INPE, Brasil), el cual estuvo operativo en el OAPA entre los años 2008 y 2010. Este instrumento posee un monocromador que opera con una red de difracción permitiendo

obtener espectros entre 290 y 325nm con una resolución en longitud de onda de 0,5nm. Estos espectros se convolucionan con el espectro de acción de vitamina D y se integra en el rango de longitud de onda efectivo, para obtener la irradiancia de vitamina en W/m^2 desde este instrumento. Luego se compara con el mismo parámetro obtenido con el GUV-541. Dado que el barrido de un espectro completo invierte entre 3 y 4 minutos para la adquisición de un espectro y el radiómetro GUV-541 toma una medición por minuto, las mediciones de este último consideradas en la comparación se seleccionan aproximadamente en el minuto medio del tiempo de adquisición del Brewer.

En la Figura 4.3 se presenta el mejor ajuste lineal del gráfico de dispersión entre el irradiancia de vitamina D modelado y obtenido por el radiómetro GUV-541 con el conjunto de coeficientes seleccionados en situación de cielo despejado. Se observa una buena correlación entre ambos valores con una pendiente de 1, prácticamente sin sesgo ($0.003 W/m^2$) y un coeficiente de correlación $R=0,9949$.

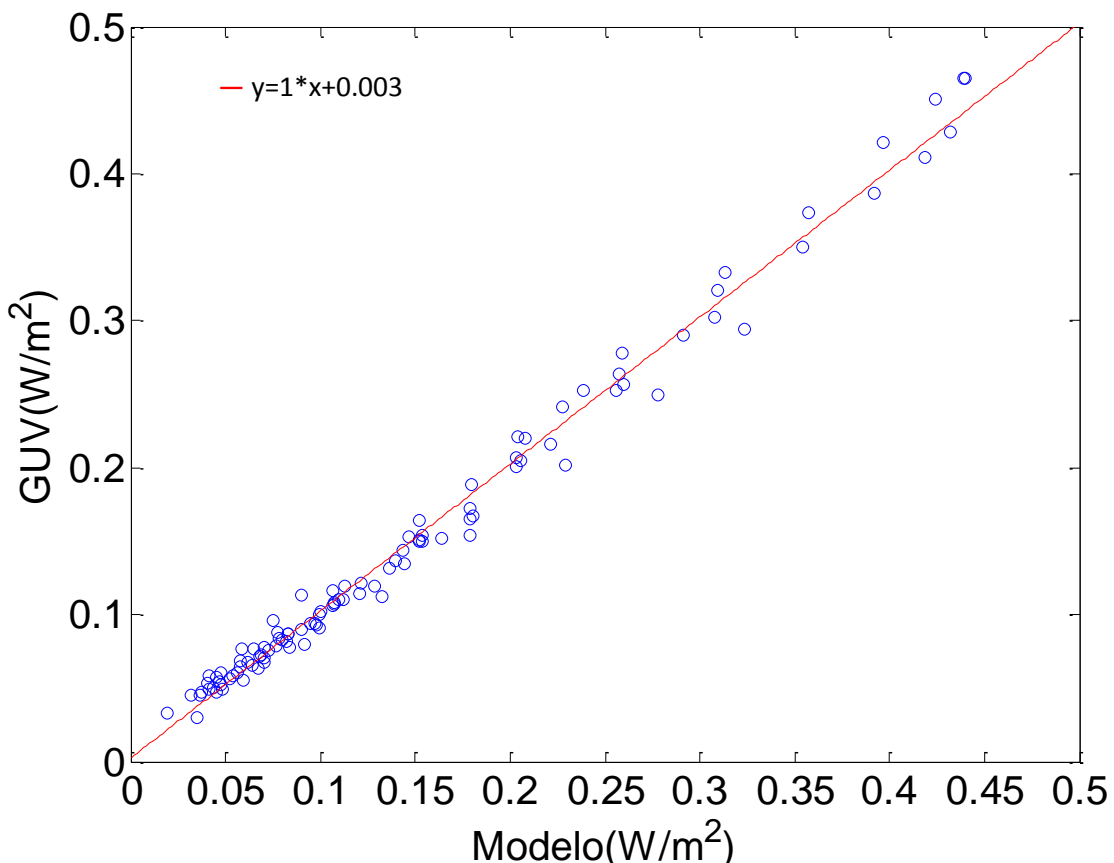


Figura 4.3 Mejor ajuste lineal entre la medición de irradiancia de vitamina D obtenida con los coeficientes seleccionados y la calculada desde el modelo SOS [Lenoble, 2007].

En la Figura 4.4 se muestra un gráfico de dispersión entre la irradiancia de vitamina D obtenida desde el radiómetro GUV-541 versus la obtenida por el espectrómetro Brewer para condiciones de cielo tanto despejado como con nubosidad. El periodo comparado fue octubre 2008 – diciembre 2009. El ajuste lineal presenta una pendiente de 1,09 y buena correlación entre ambas cantidades presentando un coeficiente $R = 0,96$.

Es importante notar que el rango de longitud de onda del espectrómetro Brewer MKIV s/n 124 (290 – 325 nm) utilizado para la validación de la irradiancia de vitamina D no abarca todo el rango espectral del espectro de acción de esta vitamina, el cual alcanza los 330 nm. La diferencia entre tomar el rango espectral 290 – 325 nm respecto de 290 – 330 nm en el valor de irradiancia de vitamina D fue calculada utilizando el modelo para la estación de verano, siendo esta menor al 3%.

Por otro lado, aunque el espectro de acción para la síntesis de vitamina D se extiende por debajo de 290 nm, la radiación que alcanza la superficie para longitudes de onda menores a este valor es relativamente baja y la contribución irradiancia de vitamina D es despreciable por debajo de 290 nm.

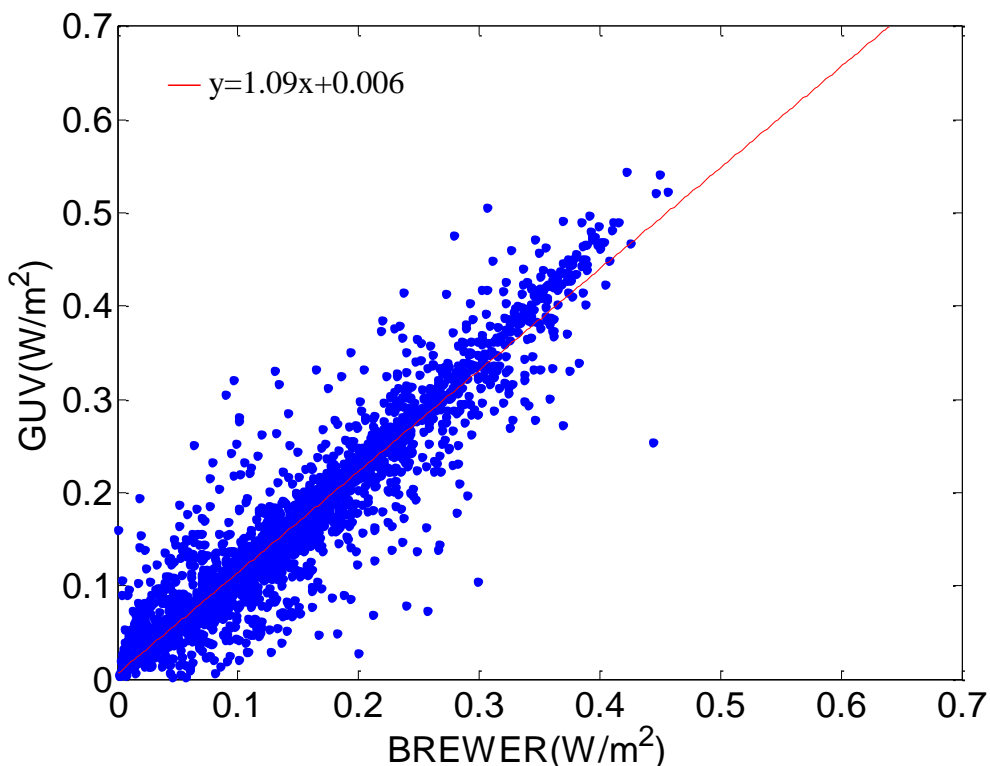


Figura 4.4 Gráfico de dispersión entre las mediciones de Irradiancia de vitamina D obtenidas con el instrumento GUV-541 y el espectrofotómetro Brewer para toda condición de cielo (despejado y nublado) entre octubre de 2008 y diciembre de 2009.

Finalmente, la Figura 4.5 presenta la variación anual del promedio de la dosis de vitamina D en KJ/m^2 (integración en el tiempo de la irradiancia de vitamina D) obtenida con el radiómetro GUV-541 entre 2005 y 2011 para la ciudad de Río Gallegos, integrando durante dos horas cercanas al medio día, para una persona de piel tipo II cuando solo expone la cabeza (línea negra) [Fitzpatrick, 1988]. La línea azul indica el nivel adecuado de síntesis de vitamina D (0.321 KJ/día) [Diaz et al., 2011; McKenzie et al., 2008]). Tomando estos criterios como hipótesis, se observa que la población de Río Gallegos no alcanza síntesis adecuada de vitamina D desde el Sol durante casi 4 meses del año, entre mediados de abril y finales de agosto. Este periodo se extenderá para tipos de piel mayores (más oscuros) y la síntesis de vitamina D será menor si se considera periodos de tiempo menores a dos horas, ya que debido al clima frío en estas latitudes, el tiempo de exposición durante invierno usualmente es mucho menor al hipotético de dos horas e incluso el área expuesta suele ser también menor.

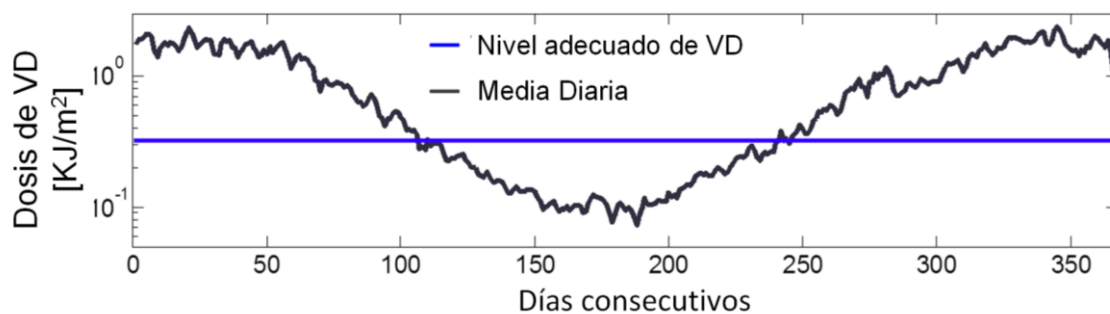


Figura 4.5. Variación anual del promedio diario de la dosis de vitamina D [Orte et al., 2013].

4.4 Atenuación e incremento de la radiación UV debido a la nubosidad

Las nubes son identificadas como las principales moduladoras de la radiación solar UV en superficie en escalas de tiempo corto y producen la mayor fuente de incerteza en la proyección de los niveles de UV en superficie [Calbó, 2002]. La nubosidad en la atmósfera juega un papel fundamental en la atenuación de la radiación UV, la cual puede alcanzar valores entre 20 y 70% comparando con situaciones de cielo despejado, dependiendo de la cobertura nubosa, el espesor óptico y el ángulo de elevación solar [Alados-Arboledas]. De este modo, suele enmascarar los efectos producidos por cambios en el ozono atmosférico, atenuando el esperado incremento del UV en

superficie relacionado con reducción en la cantidad de ozono estratosférico [Crawford, 2003; Orte et al., 2016].

Por otro lado, las nubes pueden tener un efecto de incremento en la radiación solar UV respecto de valores esperados en condición de cielo despejado, debido a la dispersión de esta radiación en las mismas [Estupiñan et al., 1996; Sabburg y Calbó, 2009, Feister et al. 2015, Wolfram et al. 2016].

En la sección 4.4.2 de este capítulo se presentan una metodología para estudiar y cuantificar la atenuación que produce la nubosidad en el Índice UV esperado para condiciones de cielo despejado cuando se presentan situaciones de ozono bajo sobre la ciudad de Río Gallegos. Para este estudio se han desarrollado algoritmos que combinan mediciones del IUV desde tierra con un modelo paramétrico desarrollado por Madronich [2007].

Luego, en la sección 4.4.3 se estudia el incremento que producen ciertas nubes características debido al efecto de borde nube. Para esto, se han desarrollado algoritmos en Matlab para determinar estos casos y cuantificar estas situaciones de incremento de la radiación debido a este efecto para la ciudad de Río Gallegos.

Para este estudio se combinan las mediciones obtenidas con el radiómetro solar GUV-541 y el IUV modelado y se analiza el factor de modificación por nubes, definido como la relación entre el IUV medido y el modelado.

Para ambos estudios (atenuación e incremento) se calcularon los coeficientes del modelo paramétrico de Madronich [2007] a través de un ajuste no lineal utilizando datos calibrados del instrumento GUV-541. En la sección siguiente se presenta la metodología utilizada en este cálculo y el análisis de del modelo propuesto para el cálculo del IUV en situación de cielo despejado.

4.4.1 Obtención de los coeficientes y validación del modelo.

Para modelar el IUV en condiciones de cielo despejado se utilizó el siguiente modelo paramétrico descripto por Madronich (2007):

$$UVI_{mod} \sim a \mu^b (CTO/300)^c \quad (4.4)$$

donde μ es el coseno del ángulo cenital solar (SZA) y CTO es la columna total de ozono. El modelo es válido para condiciones de cielo despejado, sin contaminación y para condiciones de albedo bajo. Los coeficientes a , b y c son constantes a determinar para nuestro caso.

Para la obtención de estos coeficientes se realizó un ajuste no lineal tomando valores de IUV medidos con el radiómetro GUV-541 en condición de cielo despejado durante el periodo 2005-2006, suponiendo que la calibración de fábrica se mantuvo durante este periodo, ya que el instrumento fue instalado en 2005.

La obtención de los coeficientes utilizando mediciones reales en el lugar, asegura que los coeficientes obtenidos se ajusten mejor a las condiciones medias atmosféricas del sitio e instrumentales.

Para filtrar mediciones de IUV en condición de cielo despejado desde el instrumento GUV-541 se toma el dato del medio de un rango de tiempo de 20 minutos donde el espesor óptico de nube fue menor a 0,1 durante todo el periodo. Este criterio asegura que la radiación solar directa no haya sido atenuada por nubosidad en un periodo anterior y posterior a 10 minutos desde el momento en que se obtiene el dato de IUV y que el IUV seleccionado para el ajuste no haya sido afectado por el efecto de borde de nube.

Debido a que la variabilidad de ozono normal no difiere significativamente durante un mismo día en situaciones normales, para el cálculo se toma el valor diario satelital de columna total ozono del instrumento OMI (<http://avdc.gsfc.nasa.gov/>), para el mismo día en que se seleccionó el IUV.

Finalmente, para la obtención de los coeficientes, sólo se toman mediciones para las cuales el ángulo solar cenital fue menor a 60° . El error del modelo paramétrico reportado respecto de un modelo de transferencia radiativa para este ángulo es menor a 10% cuando la columna total de ozono es de 250 UD (Figura 4.6) [Madronich et al., 2007] y decrece para valores mayores de ozono atmosférico. A su vez, el error instrumental también aumenta con el ángulo solar cenital.

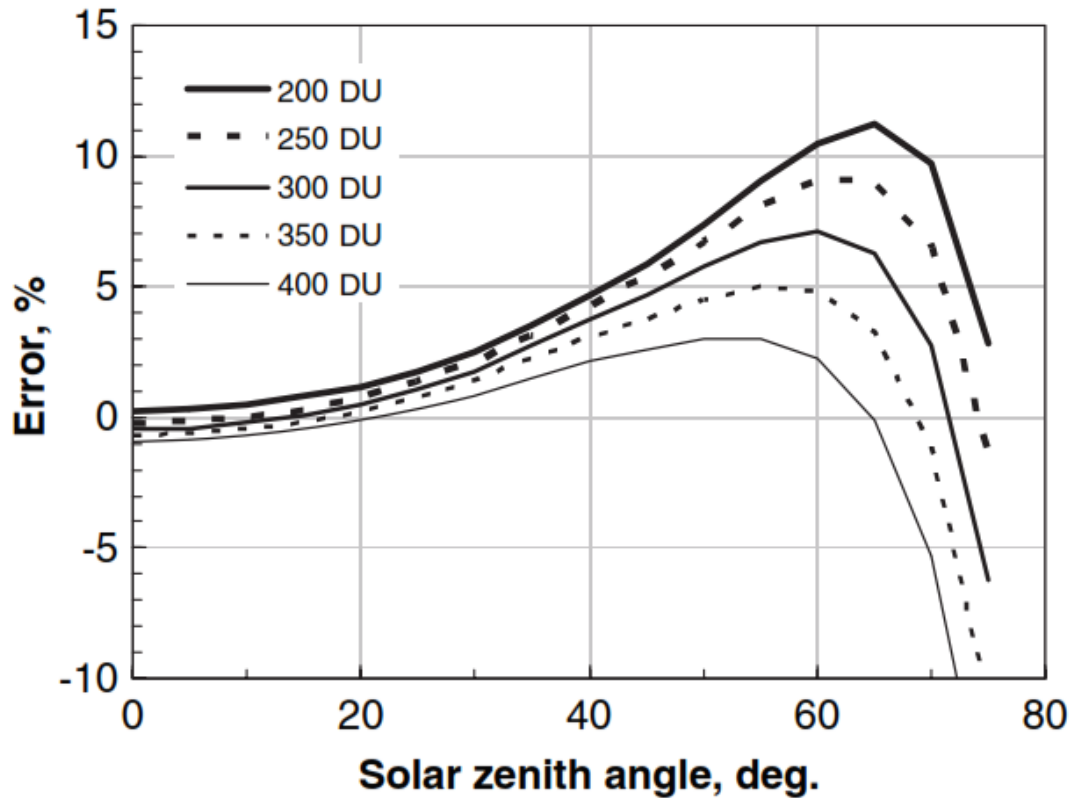


Figura 4.6 Errores en el UVI del modelo paramétrico de Madronich respecto del calculado con un modelo de transferencia radiativa [Madronich et al., 2007].

Con los coeficientes obtenidos a través del ajuste podemos reescribir el modelo de la ec. (4.4) como:

$$UVI_{mod} \sim 13,13 \mu^{2,69} (CTO/300)^{-1,23} \quad (4.5)$$

La Figura 4.7 presenta un gráfico de dispersión entre los valores de IUV medidos con el radiómetro GUV-541 en condición de cielo despejado (EON = 0) para el periodo 2005-2012 y los correspondientes IUV modelados con el modelo paramétrico anterior. La base de datos utilizada abarca este periodo debido a la degradación que presenta el sensor del radiómetro GUV-541 lo que hace que los datos medidos luego del año 2012 no sean confiables sin una calibración previa y recuperación de los datos hacia atrás.

Dado que el modelo paramétrico no es capaz de reproducir casos de incrementos en el IUV debido al efecto del borde de nube, en el ajuste lineal son filtrados estos datos

utilizando el método que propuesto en la sección siguiente, teniendo en cuenta el error que tiene el modelo utilizado para CTO=250 UD y SZA=10 (10%). Menos del ~2% del total de los datos ajustados fueron descartados teniendo en cuenta el criterio anterior.

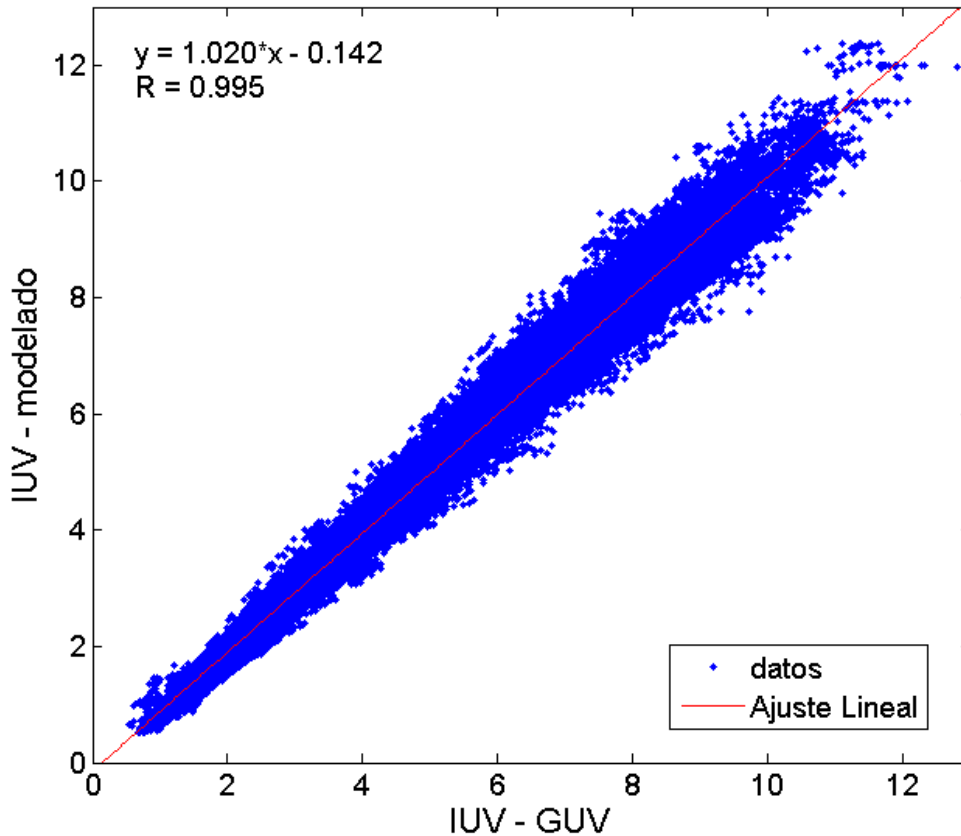


Figura 4.7 Gráfico de dispersión entre el IUV modelado y el IUV medido por el GU-541 para situación de cielo despejado y ajuste lineal.

El ajuste lineal del gráfico de dispersión presenta muy buen acuerdo entre el modelo y la medición, con una pendiente cercana a la unidad (1.020) y un sesgo de 0.142. El coeficiente $R=0.995$ refleja una fuerte correlación entre el IUV medido y modelado para situaciones de cielo despejado.

La Figura 4.8 presenta la diferencia entre medición y modelo respecto del valor de IUV medido. Esto da cuenta de cuanto se aleja el modelo de la medición para los diferentes valores de IUV medidos.

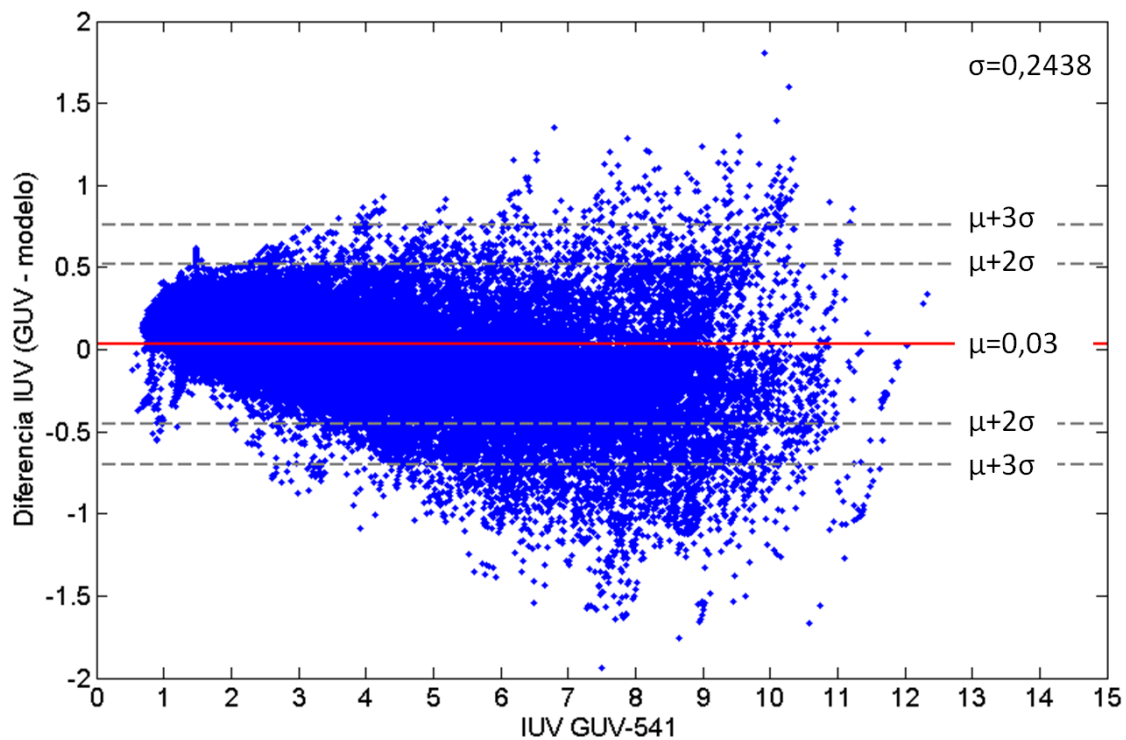


Figura 4.8 Diferencia entre el IUV medido y modelado para cielo despejado respecto del IUV medido. El resultado refleja cuanto se aleja el IUV modelado y medido para cada IUV medido.

Se observa que la diferencia entre el IUV modelado y medido aumenta para valores de IUV medidos mayores. La línea roja representa la media de la diferencia indicando el sesgo que presenta el modelo y la medición (0.03). Por lo tanto, el sesgo que presentan es menor a ~1% cuando la medición presenta valores de IUV mayores a 3.

La desviación estándar indica la dispersión de la diferencia entre modelo y medición para situaciones de cielo despejado. Asumiendo que la diferencia esta diferencia presenta una distribución normal desde μ , se observa que el 99,73% de los datos modelados presentan diferencias menores a ~0.73 ($\mu \pm 3\sigma$) desde el valor medio.

4.4.2 Atenuación del riesgo potencial de la radiación UV en situaciones de CTO bajo.

El impacto más directo de la disminución en el ozono atmosférico es el incremento en la radiación solar en el rango del ultravioleta que alcanza la superficie. Como se mencionó anteriormente, el OAPA se encuentra ubicado en latitudes subpolares, cercano al borde del agujero de ozono, y durante los meses de septiembre a diciembre se producen

situaciones de ozono bajo debido a este fenómeno, pudiendo alcanzar valores de ~40% menos de columna total de ozono sobre la región, comparado con valores climatológicos.

Cuando analizamos sólo la cantidad de ozono atmosférico, se puede estimar el incremento potencial en el índice UV que alcanza la superficie. Este impacto en el UV como consecuencia de la disminución de ozono se produce en condiciones de cielo despejado o cuando la radiación solar directa no es atenuada por las nubes en su recorrido por la atmósfera.

En este estudio se propone una metodología para estimar y cuantificar cual es la atenuación que presentan las nubes sobre la radiación UV cuando se producen “condiciones anormales” de ozono bajo sobre la ciudad de Río Gallegos entre septiembre y diciembre. Para determinar que es una condición anormal de ozono bajo se calculó una climatología de la columna total de ozono para la ciudad de Río Gallegos utilizando datos de reanálisis de múltiples sensores (Multisensor Reanalysis Data) [Van der A et al. 2010] desde 1979 hasta 2009 (Figura 4.9) y se escogió el valor de CTO=270 UD (línea azul) como umbral, teniendo en cuenta la desviación estándar mensual de la climatología. Por lo tanto, situaciones con valores de CTO menores a 270 UD son considerados condiciones anormales de ozono bajo en los meses de estudio (septiembre, octubre, noviembre y diciembre), posiblemente relacionados al fenómeno del agujero de ozono (pasaje del agujero o dilución del mismo) debido al momento en que se presentan.

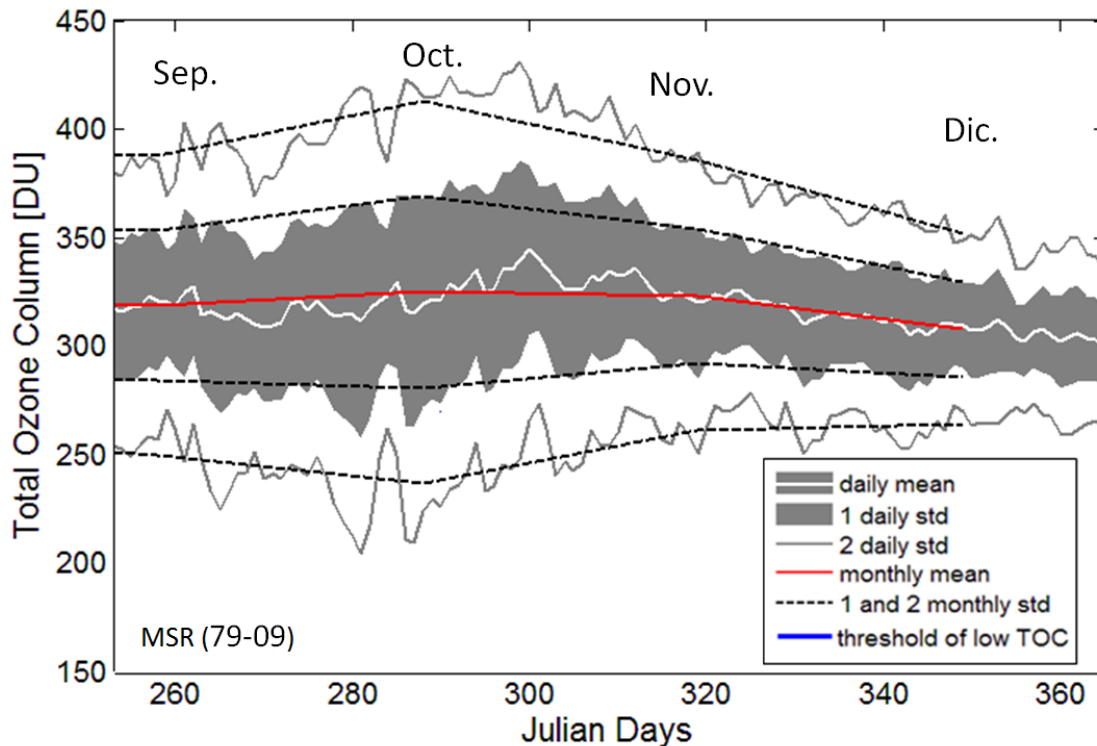


Figura 4.9 Climatología de la columna total de ozono (1979 – 2009) [Orte et al. 2016].

De la base de datos del OMI (<http://avdc.gsfc.nasa.gov/>) se seleccionaron los días donde el valor de CTO fue menor a este umbral entre 2005 y 2012. Se encontraron 56 días con ozono bajo para los meses de septiembre a diciembre. Luego, para estos días se modeló el IUV con el modelo paramétrico propuesto (ec. (4.5)) con una resolución temporal de 1 minuto. Esta resolución es escogida para establecer una coincidencia con la frecuencia temporal de los datos medidos por el instrumento GUV-541. El objetivo es cuantificar el tiempo total en minutos (o cantidad de casos/mediciones) en que el IUV alcanzaría las categorías “Alto”, “Muy Alto” y “Extremadamente Alto” (basados en la categorización recomendada por la Organización Mundial de la Salud [WHO, 2002]) en situación de cielo despejado. Luego, se realizó la misma clasificación con datos medidos por el radiómetro de banda angosta GUV-541. Como el IUV medido tiene en cuenta situaciones tanto de cielo despejado como nublado (además de polución por otros gases o partículas), y el modelo utilizado sólo es capaz de calcular el IUV en condición de cielo despejado, el número de casos que son atenuados puede ser directamente calculado comparando las cantidades de casos que los IUV se encuentran en las diferentes categorías para los datos modelados (cielo despejado) versus los datos medidos (situación real). Esta atenuación puede ser directamente atribuida a la

nubosidad, suponiendo que la atenuación producida por la contaminación de gases o partículas es despreciable, como es usualmente el caso de Río Gallegos.

La Figura 4.10 muestra la cantidad de casos que caen en cada categoría. Las barras rojas representa la cantidad de casos (o cantidad de tiempo en minutos) en los que el IUV alcanzaría una potencial categoría de Índice UV sin presencia de nubes, mientras que las barras azules representan la cantidad de casos reales en los que el IUV alcanzó cada categoría, durante los meses de septiembre y diciembre entre 2005 y 2012.

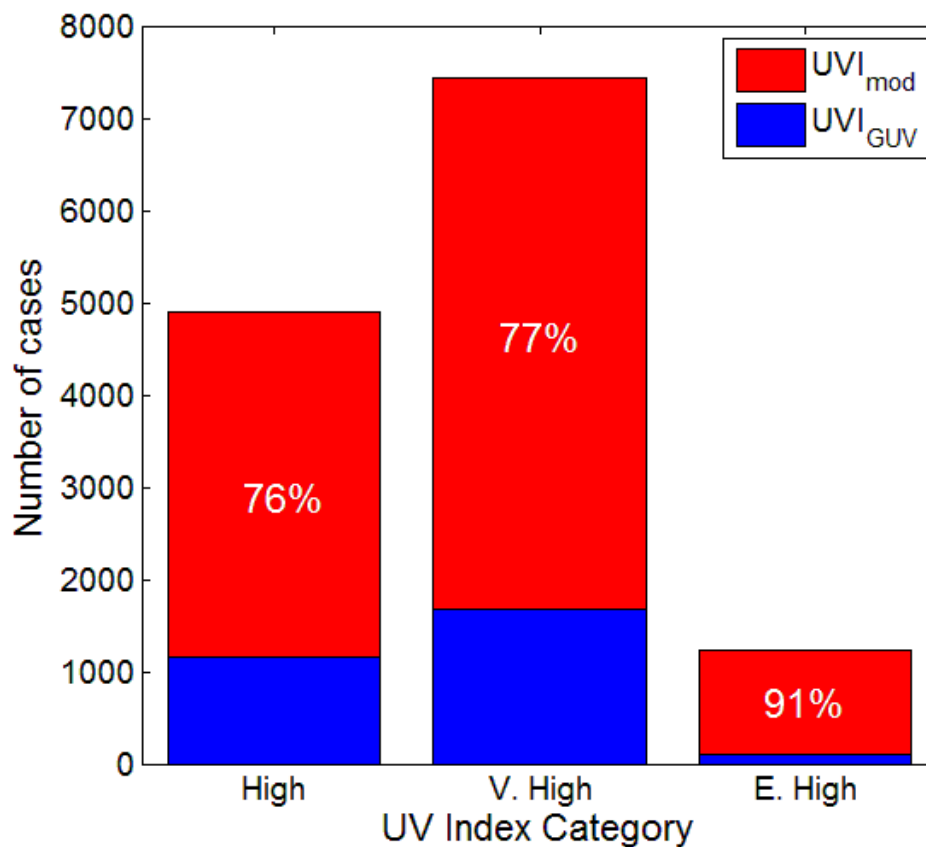


Figura 4.10 Número de casos o minutos en el que el IUV modelado (rojo) y medido (azul) alcanza cada categoría de IUV.

Comparando ambas cantidades para cada categoría se puede estimar en tiempo o número de casos, cual fue la atenuación producida por la nubosidad para situaciones de ozono bajo, las cuales pueden atribuirse al pasaje del agujero de ozono por la región de estudio o dilución del mismo.

Se observa que el 76% (77%) de los casos esperados de IUV en la categoría “Alto” (IUV en la categoría “Muy Alto”) para condición de cielo despejado y cantidad de ozono bajo (barras rojas) son atenuados por las nubes. Para la categoría de IUV

extremadamente alto, se observa que el 91% del total de casos fue atenuado durante el periodo estudiado.

4.4.3 Incremento de la radiación UV debido al borde de nube.

Como se describió anteriormente, el principal efecto de las nubes en la radiación solar UV es una atenuación de esta radiación debido a la disminución de la radiación directa, aunque en ciertas situaciones pueden producir incrementos en la componente difusa, y como consecuencia la radiación UV en superficie puede alcanzar valores más altos que en un escenario equivalente en situación de cielo despejado, durante varios minutos. Este efecto es conocido como “efecto de borde de nubes” ya que es más significativo cuando nubes de gran espesor refleja radiación solar en los costados de la misma, incrementando los valores que alcanzan a la tierra. En particular, estas situaciones pueden ser importantes cuando se combinan con escenarios de ozono bajo debido al fenómeno del agujero de ozono, como suele pasar en el sur de la Patagonia donde se encuentra el OAPA.

La magnitud del incremento del IUV es altamente variable pudiendo alcanzar valores de hasta un 30% sobre el valor para cielo despejado, con una persistencia de hasta diez minutos [Estupiñan et al., 1996; Sabburg y Calbó, 2009; Feister, 2015]. Existe evidencia de que estos incrementos en tiempos cortos pueden afectar la tasa de fotosíntesis de la vegetación, como algas marinas o el fitoplancton [Gwynn-Jones, 2001].

En esta sección se describe la metodología propuesta para el estudio y cuantificación del incremento de radiación UV que se presentan en la ciudad de Río Gallegos debido al efecto de borde de nube y la determinación de la duración de estos casos. Además, se describen los algoritmos desarrollados para el procesamiento y la identificación de estas situaciones.

El efecto de incremento en el UV puede ser expresado por el factor de modificación por nubes (Cloud Modification Factor (CMF), en inglés), definido como la relación entre el Índice UV medido (IUVmed) y el índice UV modelado para situación de cielo despejado (IUVmod):

$$CMF = \frac{IUV_{med}}{IUV_{mod}} \quad (4.6)$$

El IUV medido es obtenido del procesamiento de señales medidas por el radiómetro de banda angosta GUV-541 (4.2), mientras que el IUV modelado es calculado con el modelo paramétrico propuesto (ec. (4.5)) descrito en la sección 4.4.1, en el mismo escenario que el dato medido pero para condición de cielo despejado.

Como se comentó anteriormente, la base de datos analizada comprende el periodo 2005-2012 ya que la degradación del sensor del radiómetro GUV-541 hace que los datos medidos luego del año 2012 no sean confiables sin una calibración previa. Además, los datos analizados abarcan el periodo de primavera y verano austral, donde el efecto del agujero de ozono impacta sobre latitudes subpolares y se observan los mayores valores de IUV.

Teóricamente, cuando el CMF es mayor a 1 estaríamos en una situación de incremento del IUV medido respecto del calculado para condición de cielo despejado, y podrían atribuirse directamente al efecto del borde de nube si el modelo calculase el IUV para cielo despejado de manera perfecta. En la práctica, debemos considerar los errores de la medición y del modelo para asegurarnos que los casos de incremento de radiación UV por efecto del borde de nube que estamos filtrando con los algoritmos desarrollados no estén dentro de los errores mencionados.

Para esto, se tienen en cuenta los criterios que se describen a continuación para la selección de datos de incremento.

En primer lugar, solo se tienen en cuenta los datos de IUV para los cuales el SZA es menor a 60°. La primera justificación de seleccionar este criterio recae en que ángulos mayores a este valor se corresponden con valores muy bajos de IUV por lo que pierden interés de análisis. A su vez, el error que presenta el instrumento de medición aumenta con el ángulo solar cenital, siendo este menor al 10% [Booth et al., 1994; Dahlbach, 1996]. Comparaciones realizadas con espectroradiómetros indican diferencias para el IUV menores al 3% para SZA < 80° [Bernard et al., 2005]. Finalmente, el error del modelo paramétrico aumenta con el SZA alcanzando un valor máximo de ~9% cuando la CTO es igual a 250UD (Figura 4.6) [Madronich, 2007].

Teniendo en cuenta lo anterior, se establece el criterio de que sólo los casos con CMF > 1.1 son tomados, en principio, como casos de incremento debido al borde de

nube. Esto significa que solo son considerados los casos que superan al modelo en un 10% . En la Figura 4.8 puede verse que este criterio es conservador ya que solo algunos valores (menos del 4%) superan este 10% para $IUV > 4$, asegurando que los casos seleccionados son realmente de incremento por borde nube.

Por otro lado, Se observa que cuando se presenta una situación de incremento, antes y/o después del periodo de incremento, la nubosidad atenúa fuertemente la componente directa de la radiación solar, produciendo valores altos de espesor óptico de nube. Esto se produce debido a la dinámica de la nubosidad y a que cuanto mayor sean los espesores ópticos de las nubes, mayor es la reflexión que se produce en sus bordes y mayor es la componente difusa incrementando el IUV en superficie. Por lo tanto, cuando nubes gruesas atraviesan la dirección directa entre el sol y el instrumento, la atenuación será considerable.

Para tener en cuenta esta condición, el algoritmo desarrollado no solo selecciona periodos donde el CMF es mayor a 1.1 sino que inmediatamente antes o después (5 minutos) de esos periodos seleccionados el espesor óptico de nube tiene que ser mayor a 5. Si no cumple esta condición, se descarta.

Resumiendo, se toman tres criterios para definir un caso incremento:

1. $SZA > 60$
2. $CMF > 1.1$ (equivalente a tomar mediciones que superan el IUV modelado + 10%)
3. Antes o después del periodo de incremento, debe darse un $EON > 5$.

La Figura 4.11 presenta dos casos típicos de incremento debido al borde nube para el día 26/12/2005 (círculos amarillos). La línea roja grafica el cálculo del IUV con el modelo paramétrico más el 10%, equivalente a un $CMF = 1.1$. Cuando la medición (línea azul) supera este valor (criterio 2.), el caso se cuantifica como caso de incremento debido a la reflexión por borde de nube, siempre y cuando antes y/o después del periodo de incremento, el espesor óptico de nube sea mayor a 5 (criterio 3). Luego, el porcentaje de incremento es obtenido comparando la medición con el valor modelado (línea verde). Se observa que uno de los casos alcanzó un valor máximo de ~27% de incremento mientras que para el segundo caso se alcanzó un valor de 11% sobre una situación hipotética de cielo despejado.

Incrementos en el valor medido que están por debajo del IUV modelado más 10%, no son cuantificados por el método.

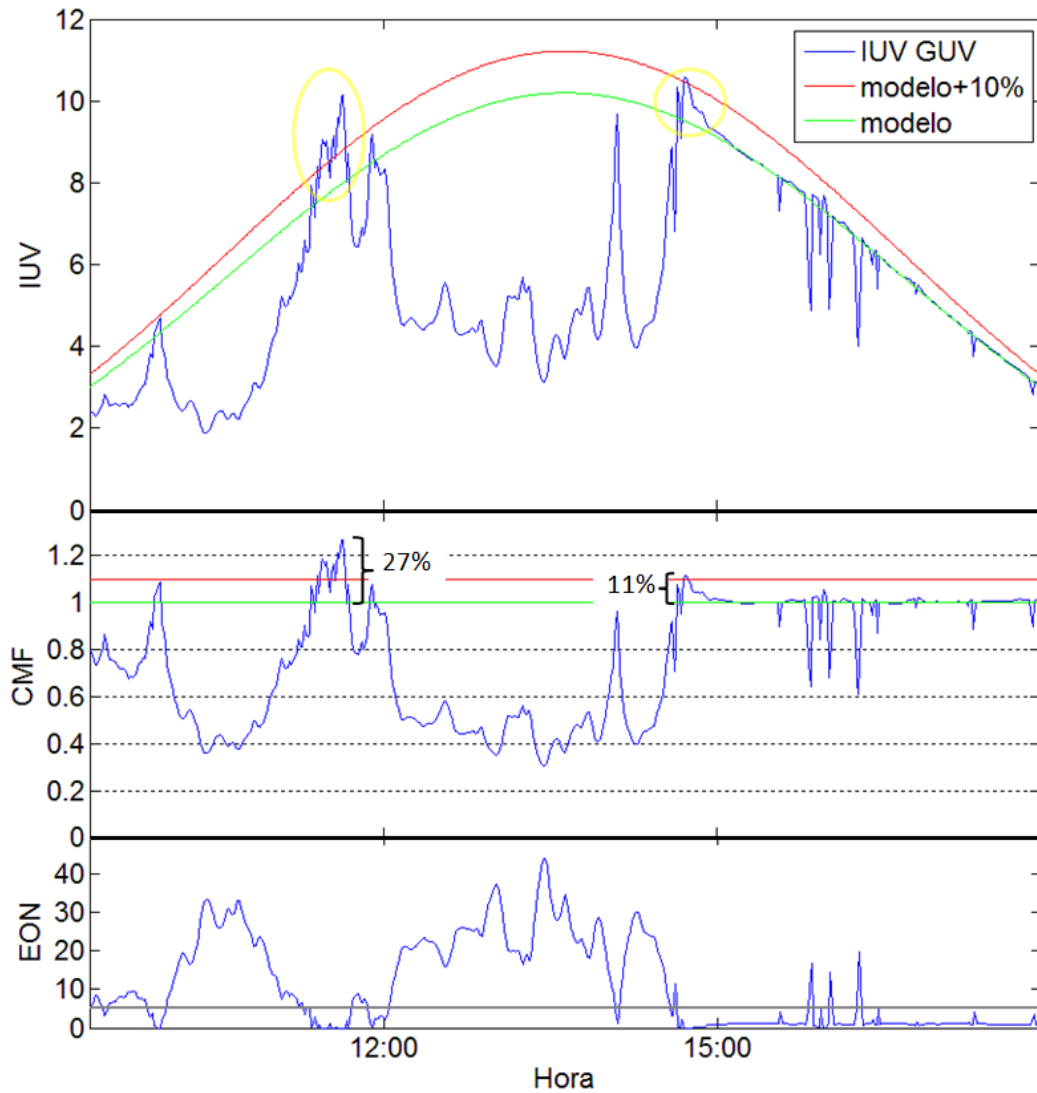


Figura 4.11 Ejemplo del incremento debido al borde nube respecto de una situación de cielo despejado 26/12/2005 (círculos amarillos). Se observa como el valor de IUUV observado (línea azul) supera el valor calculado más el 10% (línea roja) en la a) y b). La línea verde representa el valor modelado y el equivalente $CMF=1$, respectivamente. c) presenta el espesor óptico de nube y la línea gris marca el valor de $EON=5$.

Para determinar el impacto que produce esta situación es importante asociar el incremento que se produjo con los tiempos de duración que presentan los casos y los valores de IUUV. En la Figura 4.12 a) se presenta el incremento promedio de casos según las diferentes categorías de intervalos de tiempo establecidas, mientras que en la Figura 4.12 b) se observa el valor promedio, la desviación estándar y el valor máximo y mínimo que se presentó en los casos de incluidos en cada rango de tiempo. Se observa que para todas las categorías de tiempo de duración de incremento, el valor promedio

esta entre ~11 y ~17%. El valor promedio de IUV (puntos negros en (b)) disminuye con el aumento de los tiempos. Esto puede deberse a que la duración de los casos de incremento es mayor cuando el ángulo solar cenital es mayor, debido a la inclinación del Sol y por consiguiente, los valores de IUV son menores. Lo mismo se presenta con los valores máximos de IUV, aunque más marcado. La desviación estándar (barras) indica el rango de valores de IUV que se obtuvieron para el 68% de los casos. Se observa que el valor de desviación estándar es similar para las primeras 3 categorías tiempo, y disminuye para las de mayor duración.

La categoría 35-40 minutos presenta un valor promedio de incremento de ~14,7%. El análisis detallado indica que es un caso aislado atípico de 39 minutos de duración presentado el día 28/01/2006.

Las categorías de rango de tiempo mayores (15-20, 20-25, 35-40 minutos) no presentaron valores de IUV por encima de 6 en ningún caso, Por lo tanto, si bien se alcanzan incrementos promedios máximos de 17% y la duración es relativamente alta, los IUV alcanzan valores medio/bajos de IUV.

Para las categorías de rango de tiempo menores (1-5, 5-10, 10-15 minutos), el IUV promedio está entre 6 y 7, alcanzando valores máximos cercanos 12 para tiempos de duración menor a 5 minutos, disminuyendo a ~9,5 para la categoría 10-15 minutos. Por lo tanto, si bien el tiempo de duración no supera los 15 minutos, el IUV máximo alcanzado es significativamente mayor que para las categorías de rango de tiempo mayores.

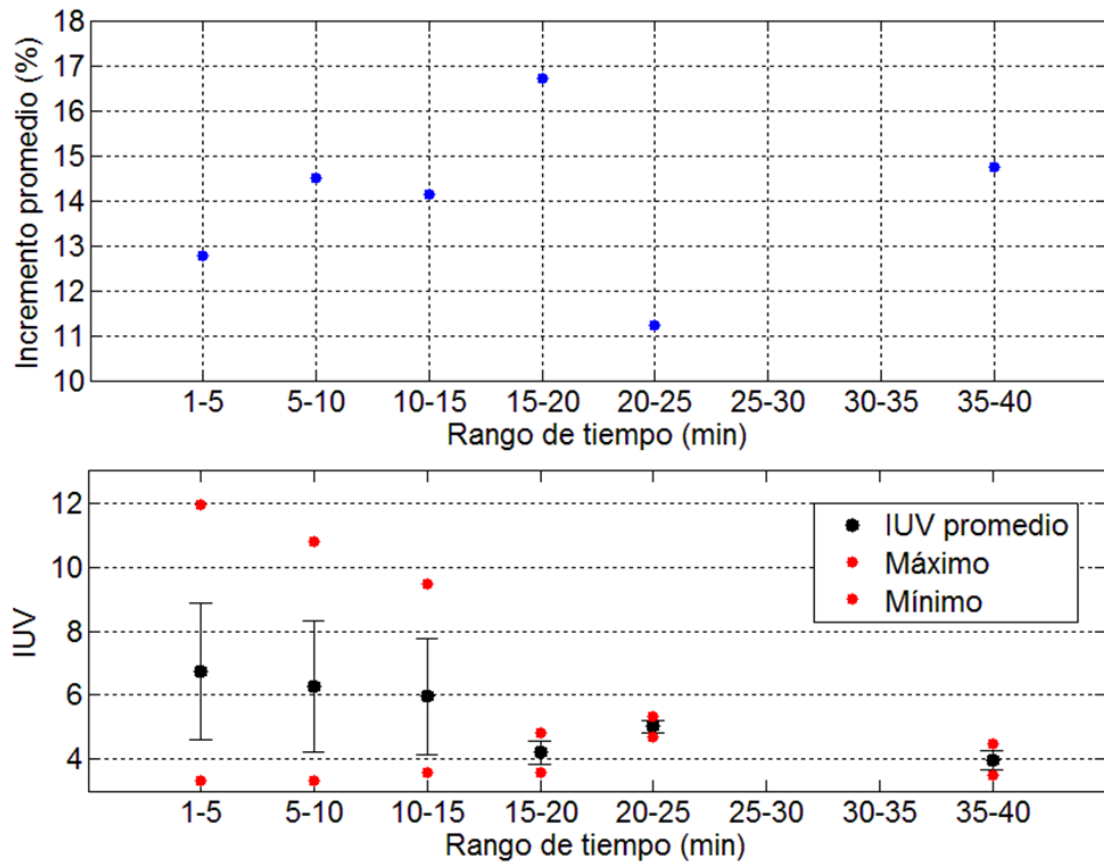


Figura 4.12 a) Incremento promedio de cada categoría de tiempo establecida. b) IUV promedio (puntos negros), desviación estándar (barras) y valores máximo y mínimo (puntos rojos) para cada categoría de tiempo.

4.5 Conclusión.

En este capítulo se presentó la implementación del algoritmo de procesamiento de señales obtenidas con el radiómetro de banda angosta GUV-541, instalada en el OAPA, para la estimación de la producción de vitamina D en la ciudad de Río Gallegos. Esto se logró mediante la implementación de un método simple para obtener el conjunto de coeficientes que mejor ajusta la medición y el modelo en condiciones de cielo despejado. Luego se extendió para todas las condiciones atmosféricas.

Estos resultados fueron validados utilizando mediciones de un instrumento independiente y de mayor exactitud (Brewer) que el GUV-541 para la estimación de este tipo de dato. La mayor exactitud que presenta es debido a que el espectrofotómetro Brewer es capaz de monitorear radiación con una resolución en longitud de onda mucho mayor (0,5 nm) que el radiómetro GUV-541 y en casi todo el rango de acción de la síntesis de vitamina D, para nuestro caso. El periodo de validación abarcó desde octubre de 2008 hasta diciembre de 2009. El ajuste lineal entre ambos instrumentos presenta buen acuerdo con una pendiente de 1,09 y un coeficiente de correlación $R = 0,96$.

Luego, fue obtenida la síntesis de vitamina D para el periodo 2005 – 2011 utilizando el GUV-541 con el objetivo de calcular la variabilidad anual de síntesis de vitamina D desde el Sol teniendo en cuenta ciertas hipótesis (tipo de II, cabeza expuesta, exposición durante dos horas cercanas al mediodía solar) y determinar si la vitamina D sintetizada por un habitante de Río Gallegos es capaz de alcanzar valores adecuados a lo largo del año. Desde valores diarios promediados de dosis de vitamina D obtenidos con el radiómetro de banda angosta GUV-541, se determinó que durante gran parte del año (Abril - Agosto), la síntesis de vitamina D obtenidas desde la radiación solar UV es insuficiente para estas latitudes.

Por otro lado, a través de la sinergia entre valores obtenidos de IUV desde mediciones del instrumento GUV-541 y el IUV modelados para cielo despejado con el modelo propuesto por Madronich (2007), se evaluó la atenuación que producen las nubes el impacto que generaría el IUV potencial para situaciones de bajo ozono. Esto es, la reducción del impacto que se produciría en superficie comparado con una situación de cielo despejado cuando la columna total de ozono es menor a 270 UD. Dado que el análisis fue realizado durante los meses de septiembre y diciembre, estos casos de bajo ozono podrían atribuirse a la influencia del agujero de ozono sobre el sitio de medición,

ya que el valor climatológico de columna total de ozono para esta época del año supera las 300 UD.

Por último, se describieron los algoritmos desarrollados para la identificación de casos de incremento del IUV en superficie debido al efecto de borde de nube. A través de una categorización debido al rango de tiempo que presentan los casos de incremento, se cuantificó la duración de estos y se analizó estadísticamente los valores de IUV que se presentan en cada categoría. Se observa que los tiempos de mayor duración se corresponden con los valores promedios de IUV menores. Esto se debe a que las reflexiones en los bordes de nubes permanecen más tiempo cuando la inclinación solar es mayor, y por consiguiente los valores de IUV observados son menores. Cuando el sol presenta valores de ángulo cenital menores, los incrementos tienden a ser más cortos en tiempo, pero los IUV que se alcanzan son mayores.

4.6 Referencias

Alados-Arboledas, L., Alados, I., Foyo-Moreno, I., Olmo, F.J., Alcántara, A., (2003) The influence of clouds on surface UV erythemal irradiance. *Atmos. Res.* 66, 273–290.

Bernhard G., Booth C.R., and Ehramjian J.C., (2005), Real-time UV and column ozone from multi-channel UV radiometers deployed in the National Science Foundation's UV monitoring network, *Optical Engineering*, 44(4), 041011-1 - 041011-12.

Booth C.R., Mestechkina T., and Morrow J.H., (1994), Errors in the reporting of solar spectral irradiance using moderate bandwidth radiometers: an experimental investigation", in: *Ocean Optics XII*, SPIE, Vol 2258, 654-663, 1994.

Bouillon R., Eisman J., Garabedian M., Holick M., Kleinschmidt J., Suda T., Terenetskaya I. and Webb A., (2006) Action Spectrum for the Production 140 of Previtamin D3 in Human Skin. UDC: 612.014.481-06, CIE, Vienna.

Calbó, J., Pagés, D., González, J., (2005) Empirical studies of cloud effects on UV radiation: a review. *Rev. Geophys.* 43, RG2002. <http://dx.doi.org/10.1029/2004RG000155>.

Crawford, J., Shetter, R.E., Lefer, B., Cantrell, C., Junkermann, W., Madronich, S., Calvert, J., (2003) Cloud impacts on UV spectral actinic flux observed during the International Photolysis Frequency Measurement and Model Intercomparison (IPMMI). *J. Geophys. Res.* 108, 8545.

Dahlback A 1996 Measurements of biologically effective UV doses, total ozone abundances, and cloud effects with multichannel, moderate bandwidth filter instruments *App. Opt.* 35 6514-21

Diaz S, Vernet M, Paladini A, Fuenzalida H, Deferrari G, Booth CR, Cabrera S, Casiccia C, Dieguez M, Lovengreen C, Pedroni J, Rosales A, Vrsalovic J., (2011) Availability of vitamin D photoconversion weighted UV radiation in southern South America. *Photochem Photobiol Sci.*, 10(12):1854-67.

Estupiñan, J.G., Raman, S., Grescenti, G.H., Streicher, J.J., Barnard, W.F., (1996) Effects of clouds and haze on UV-B radiation. *J. Geophys. Res.* 101, 16807–16816.6.

Feister U., Cabrol N., Häder D., (2015) Enhanced absorption of UV radiation due to multiple scattering in clouds: Experimental evidence and theoretical explanation

Fitzpatrick T. B., (1988) The validity and practicality of Sunreactive skin types I through VI, *Arch. Dermatol.*, 124, 869–871

Gwynn-Jones D., (2001) Short-term impacts of enhanced UV-B radiation on photo-assimilate allocation and metabolism: a possible interpretation for time-dependent inhibition of growth. *Plant Ecol.* 154, 67–73.

Lenoble J., Herman M., Deuzé J. L., Lafrance B., Santer R., and Tanré D. (2007) *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer* 107, 3, pp. 479-507.

McKenzie R. L., Liley J. B. and L. O. Bjorn, (2009) UV Radiation: Balancing Risks and Benefits, *Photochem Photobiol Sci.*, 85, 88–98.

McKinlay A. F., and Diffey B. L., (1987), A reference action spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin, *CIE J.*, 6, 17-22.

Mayer B., Seckmeyer G., Kylling A., (1997), Systematic longterm comparison of spectral UV measurements and UVSPEC modeling results, *J. Geophys. Res.*, 102(D7), 8755-8768, 1997. Modelo de transferencia radiativa UVSPEC/libRadtran disponible en: <http://libradtran.org>.

Orte F., Wolfram E., Salvador J., D'Elia R., Quiroga J., Quel E., Mizuno A., (2016), Attenuation by Clouds of UV Radiation for Low Stratospheric Ozone Conditions. *AIP Conf. Proc.* (en impresión).

Orte F., Wolfram E., Salvador J., D'Elia R., Bulnes D., Paes Leme N., Quel E., (2013), Vitamin D synthesis measured with a multiband filter radiometer in Río Gallegos, Argentina. *AIP Conf. Proc.* 1531, 891; doi: 10.1063/1.4804914.

Orte F., Wolfram E., Salvador J., D'Elia R., Paes Leme N., Quel E, (2011), Synthesis of vitamin D and erythematous irradiance obtained with a multiband filter radiometer and annual variation analysis in Río Gallegos, Argentina. *J. Phys.: Conf. Ser.* 274 012099, doi:10.1088/1742-6596/274/1/012099

Sabburg, J., Calbó, J., (2009) Five years of cloud enhanced surface UV radiation measurements at two sites (in the Northern and Southern Hemispheres). *Atmos. Res.* 93, 902–912.

Salvador, J. O., (2011), Estudio del comportamiento de la capa de ozono y la radiación UV en la Patagonia Austral y su proyección hacia la comunidad. Tesis de doctorado, UTN-FRBA.

Salvador J., Wolfram E., Orte F., D'Elia R., Bulnes D., Quel E., (2013) Observations of UV radiation and total ozone column using ground based instruments in Río Gallegos, Argentina (51° 36' S, 69° 19' W) . *AIP Conf. Proc.* 1531, 364; doi: 10.1063/1.4804782

Salvador J., E. Wolfram, F. Orte, R. D'Elia, E. Quel, (2008), Medición del espesor óptico de nubes en Río Gallegos, *Anales AFA*, Vol. 20, p.251-254, Buenos Aires.

Salvador J., E. Wolfram, J. Pallota, R. D'Elia, E. Quel, (2006), Determinación de la concentración de ozono total sobre Río Gallegos utilizando un radiómetro y un modelo de transferencia radiativa. *Anales AFA*, Vol. 18, p.327, Merlo, San Luis.

Stamnes K., Slusser J., Bowen M., (1991), Derivation of total ozone abundance and cloud effects from spectral irradiance measurements. *Appl. Optics/ Vol 30, No 30/ 20 octubre.*

WMO (World Meteorological Organization), (2010), Instruments to Measure Solar Ultraviolet Radiation Part 3: Multi-channel filter instruments. GAW Report No. 190, Geneva, Switzerland, 498 pp.

WHO (World Health Organization), (2008), International Agency for Research on Cancer. Vitamin D and cancer. IARC Working Group Reports, WHO Press, 5, 148.

<http://avdc.gsfc.nasa.gov/>

Capítulo 5 Conclusiones Generales. Perspectivas a Futuro

Durante el desarrollo de esta tesis se logró la inversión de perfiles de ozono mediante el procesamiento de señales observadas con el Radiómetro de Ondas Milimétricas instalado en el Observatorio Atmosférico de la Patagonia Austral (OAPA) provenientes de la estratosfera producto de las transiciones rotacionales de la molécula de ozono. Este instrumento pertenece a la Universidad de Nagoya y fue instalado en el año 2011 con la colaboración de investigadores japoneses pertenecientes al ISEE, NU, en el marco del Proyecto UVO3 Patagonia.

Para realizar dicha inversión, se implementó el modelo de transferencia radiativa Atmospheric Radiative Transfer Simulator (ARTS) y el paquete de rutinas escritas en Matlab, QPACK, el cual contiene el método de inversión óptima. Sus rutinas fueron modificadas y fueron desarrolladas nuevas para nuestro caso particular. Durante el desarrollo se empleó el análisis de diferentes bases de datos para poder realizar una caracterización instrumental, geométrica, espectroscópica y atmosférica del problema lo que proporcione una familiarización del manejo de datos necesario para alimentar los modelos.

Luego se caracterizaron los errores introducidos en los perfiles debido a los parámetros necesarios para la caracterización atmosférica y el ruido instrumental. El error obtenido supera el 10% por encima de los 50 km. Se espera que en un futuro cercano los errores sean mejorados a través de la optimización del método, mejorando la caracterización atmosférica en principio, y a través de una optimización de las matrices covarianza.

Por otro lado, se logró la intercomparación de las mediciones con instrumentos independientes. Los instrumentos con los cuales se intercompararon las mediciones fueron el Microwave Limb Sounder (MLS), el DIAL de ozono instalado en Río Gallegos durante el periodo analizado (Octubre 2014 – Diciembre 2015), y ozonondas lanzadas en el marco de la campaña OZITOS, realizada en octubre de 2014.

Para las intercomparaciones se empleó un método de degradación de la resolución de estos instrumentos mencionados con el objetivo de filtrar las limitaciones instrumentales del Radiómetro de Ondas Milimétricas y poder caracterizar las diferencias relativas de los valores medios durante el periodo Octubre 2014-Diciembre 2015 más allá de estas.

Dado al rango de altura que abarcan los perfiles medidos por el MLS, se lograron comparar los perfiles obtenidos con el MWR con este instrumento en todo el rango de altura (25-65 km).

Para esta intercomparación se seleccionaron perfiles que no difieran más allá de 0.2° en latitud y 0.5° en longitud respecto del sitio de medición. Tomando este criterio y la coincidencia en tiempo, fueron seleccionados 90 perfiles para la intercomparación en el periodo analizado. Los resultados presentaron diferencias relativas del valor medio menores al 10% hasta los 50 km, aumentando con la altura hasta alcanzar valores de 20% (corroborar esto). Parte de estas diferencias se atribuyen a que los perfiles no son observados exactamente para la misma ubicación, dependiendo de la órbita del satélite AURA. Por otro lado, una optimización de la matriz covarianza del perfil a priori utilizada en la inversión podría mejorar estos resultados.

Esta matriz covarianza actúa imponiendo una condición de contorno a los valores que pueden tomar la medición y el vector de estado durante el proceso de inversión desde el perfil a priori. Cuando estas matrices toman valores bajos, los errores disminuyen pero la medición pierde peso en el análisis y el perfil obtenido tiende a comportarse como el perfil a priori. Si los valores que toma la matriz covarianza son altos, el perfil se vuelve ruidoso ya que aumenta la resolución en altura y la contribución de la señal para cada rango de altura es menor, y por consiguiente, aumenta el error de la medición. Por lo tanto, la obtención de una matriz covarianza es uno de los objetivos más importantes en el proceso de caracterización del problema de inversión.

Además, se realizaron intercomparaciones respecto del DIAL de ozono instalado en el OAPA en el año 2005, en el marco del proyecto SOLAR. El rango de solapamiento

entre los perfiles de ozono radiométrico y DIAL abarca desde los 25 km hasta los 37 km de altura para los casos analizados. El rango de altura que puede alcanzar el DIAL en condiciones óptimas se incrementa hasta ~45 km, pero limitaciones instrumentales (baja potencia en el láser de exímero) no permitieron obtener mediciones confiables por encima de los 37 km. Al igual que para el MLS, se intercompararon los valores medios de la relación de mezcla de ozono medio entre ambos instrumentos para todos los perfiles DIAL observados a lo largo del periodo de análisis. En total fueron incluidos 22 perfiles en la comparación, concentrados entre septiembre y diciembre de 2014 y 2015 donde el monitoreo cobra particular interés debido al paso del agujero de ozono sobre latitudes subpolares. Los resultados reflejaron diferencias relativas menores al 10% por debajo de los ~32 km aumentando hasta 20% para mayores alturas. Una de los motivos a los que se le atribuye estas diferencias es a la falta de potencia del láser de excímero del DIAL mencionado, lo que produce menor señal retrodispersada desde los niveles más altos. Este láser fue reemplazado a mediados del año 2016 lo que permitirá incrementar el rango de altura de solapamiento entre perfiles de ambos instrumentos y alcanzar una mayor altura de intercomparación.

Por último, se logró intercomparar perfiles individuales de ozono respecto del MLS, DIAL de ozono y ozonosondas lanzadas en el marco de la campaña OZITOS. Las ozonosondas fueron operadas por personal del laboratorio de ciencias ambientales de la universidad de Magallanes junto con personal de nuestro laboratorio.

Al igual que para las intercomparaciones antes descriptas, la resolución en altura de los tres instrumentos a intercomparar fue degradada a la resolución del Radiómetro de Ondas Milimétricas. Respecto de las ozonosondas, se obtuvieron diferencias relativas con el radiómetro de ondas milimétricas que no superan el 10%, salvo para algún caso donde se alcanzó un 12% de diferencia entre ambos perfiles en el rango de altura de solapamiento.

Finalmente, se realizó un estudio geofísico de dos situaciones particular de agujero de ozono sobrepasando el sitio de medición durante octubre y noviembre de 2014. Se observó que las mediciones radiométricas responden satisfactoriamente a cambios bruscos de ozono estratosférico cuando el borde del agujero de ozono está entrando a la Patagonia Argentina. Estudios de este tipo puede llevarse a cabo con este instrumento debido a la resolución temporal que se obtiene con esta técnica de medición (~1 Hora), a diferencia de otras técnicas mencionadas.

Dada la relación que presenta la radiación solar ultravioleta que alcanza la superficie terrestre con la cantidad de ozono presente en la atmósfera, durante el desarrollo de esta tesis se han realizado estudios de radiación UV utilizando mediciones adquiridas por radiómetros solares instalados en el Observatorio Atmosférico de la Patagonia Austral. Se ha observado que cuando el agujero de ozono se presenta en estas latitudes subpolares el índice ultravioleta crece más allá de los valores normales.

Utilizando las señales de radiación solar adquiridas por el radiómetro GUV-541, se logró obtener la síntesis de vitamina D a través de la sinergia con el modelo de transferencia radiativa SOS, ampliando la capacidad y versatilidad de este instrumento. La irradiancia de vitamina D obtenida con el GUV-541 fue luego validada a través de la comparación con espectrofotómetro Brewer para el periodo octubre 2008-2009. Este instrumento pertenece al Instituto Nacional de Pesquisas Espaciales (INPE, Brasil) y estuvo instalado en el Observatorio Atmosférico de la Patagonia Austral entre los años 2008 y 2010.

Integrando la irradiancia de vitamina D del GUV-541 en el tiempo, se obtuvo la síntesis de vitamina D que puede adquirir una persona en estas latitudes subpolares bajo ciertas hipótesis para el periodo 2008-2011. Analizando los valores promedios anuales, se concluyó que una persona no alcanza el nivel adecuado de síntesis de vitamina D durante 4 meses entre mayo y agosto.

Se espera que en un futuro cercano, estas capacidades instrumentales y las adquiridas en trabajos anteriores realizados en nuestro laboratorio sean expandidas a todas las estaciones de la red SAVER-Net permitiendo estudios latitudinales de radiación solar a lo largo de nuestro país.

Continuando con los estudios de radiación UV, se desarrolló una metodología para cuantificar la atenuación que producen las nubes en la radiación solar en situaciones de agujero de ozono donde potencialmente se esperaría un índice UV mayor al observado. Durante el desarrollo de este estudio fue utilizado un modelo paramétrico para el cálculo del IUV. A través de un ajuste no lineal, el modelo fue adecuado a las condiciones atmosféricas e instrumentales medias del lugar de observación. Junto con las mediciones de IUV derivadas del radiómetro multifiltro de banda angosta GUV-541 se determinó que el 76% de los casos con ozono bajo donde se esperaría un IUV en la categoría “Alto” en una situación hipotética de cielo despejado, fueron atenuados por las nubes. Para la categoría “Muy alto” la atenuación fue del 77%, mientras que para la

categoría de IUV extremadamente alto, se observa que el 91% del total de casos fue atenuado durante el periodo estudiado (2005-2012).

Finalmente se realizó un estudio del incremento en el IUV que alcanza la superficie terrestre debido al efecto del borde de nube, a través del análisis del CMF el cual relaciona los IUV modelados con los medidos. Los datos modelados fueron obtenidos utilizando el modelo paramétrico antes mencionado, mientras que las mediciones son observadas con el GUV-541. El periodo de análisis abarca desde el año 2005 hasta el 2012, similarmente que para los estudios de atenuación de radiación solar UV. Los últimos años de medición (2013-2017) fueron descartados del análisis debido a la degradación que presenta el instrumento GUV-541 luego del 2012, imposibilitando la utilización de estos datos sin una previa calibración.

Para llevar a cabo este estudio se desarrollaron rutinas en Matlab para la selección de casos de incremento debido al borde de nube tomando ciertos criterios para asegurar que los casos de selección no estén dentro de los errores del modelo e instrumentales.

Índice de figuras

- Figura 1.1 Perfil de Temperatura zonal climatológico (2005-2015) para la latitud de Río Gallegos, calculado para el mes de enero desde la base de datos del instrumento MLS (http://mls.jpl.nasa.gov/products/temp_product.php). Se observa la división de la atmósfera según el signo del gradiente de temperatura..... 18*
- Figura 1.2 Perfil de vapor de agua atmosférico [Mohanakumar K., 2008]..... 20*
- Figura 1.3 Perfil de concentración de ozono medio zonal en moléculas/cm³ (izquierda) y relación de mezcla en volumen en partes por millón (derecha). 21*
- Figura 1.4 Medición de perfiles de ozono en el OAPA. Se observa la disminución de ozono debido al paso del agujero durante el 9 de octubre de 2005 [Wolfram, 2006]. 23*
- Figura 1.5 Comparación entre perfiles de ozono observados de día y de noche en el National Institute for Environmental Studies (NIES) in Tsukuba, Japón (36°N, 140°E). Se observa la variación que se presenta por encima de los ~50 km debido a la fotoquímica del gas [Nagahama et al., 1999]..... 25*
- Figura 1.6 Señales de ozono modeladas a diferentes alturas con ARTS [Buehler, 2005; Eriksson, 2005] sin considera la contribución de otros gases atmosféricos. Se observa el ensanchamiento de línea a medida que decrece la altitud y aumenta la presión..... 31*
- Figura 1.7 Cálculo del ancho de línea debido al ensanchamiento Doppler (línea roja) y por presión (línea azul) obtenidos desde las ecuaciones 1.7 y 1.9, respectivamente. La línea negra representa la suma de los dos ensanchamientos. 32*

<i>Figura 1.8 Comparación entre la irradiancia espectral en el tope de la atmósfera y a nivel del mar, junto con la irradiancia espectral de un cuerpo negro a $T = 6000K$ (Brausseau and Solomon, 1986).....</i>	<i>33</i>
<i>Figura 1.9 Comparación de la irradiancia espectral UV solar calculada con el modelo SOS code [Lenoble et al., 2007] para dos valores diferentes de Columna total de ozono: 0 UD (rojo) y 300 UD (azul).</i>	<i>35</i>
<i>Figura 1.10 a) Espectro de acción para producción de vitamina D (azul) (Apéndice 1.) y espectro de acción eritémica (roja). Las líneas negras describen irradiancia espectrales en verano (día juliano 357) e invierno (día juliano 171). b) Irradiancia ponderadas para eritémica y producción de vitamina D [McKenzie et. al., 2008].</i>	<i>37</i>
<i>Figura 1.11 Distribución de la red de biómetros solares del Servicio Meteorológico Nacional</i>	<i>41</i>
<i>Figura 1.12 Red SAVER-Net. Estaciones donde están operativos los instrumentos de la Tabla 1.3 (estrellas amarillas) y estaciones donde se van a instalar en un futuro cercano (estrellas rojas).....</i>	<i>44</i>
<i>Figura 2.1 Esquema del Radiómetro de Ondas Milimétricas [modificado de Curso dictado por Prof. Akira Mizuno].....</i>	<i>51</i>
<i>Figura 2.2 Fotografía del Radiómetro de Ondas Milimétricas. La línea roja punteada describe la trayectoria desde el espejo rotante hasta alcanzar la cavidad del receptor.</i>	<i>52</i>
<i>Figura 2.3 Comparación de la señal Thot con el PLM encendido (rojo) y apagado (azul) (tiempo de integración: ~30 minutos). Se observa una marcada estructura ondulatoria debido a las ondas estacionarias cuando el PLM se encuentra apagado.....</i>	<i>54</i>
<i>Figura 2.4 Esquema del Oscilador Local (Oscilador Gunn + Subsistema necesario para estabilización de frecuencia) [adaptado de Curso dictado por Prof. Akira Mizuno].</i>	<i>55</i>

<i>Figura 2.5 Geometría asumida para el sensado remoto de la atmósfera (Janssen, 1993)</i>	60
<i>Figura 2.6 Obtención de la opacidad desde mediciones radiométricas.</i>	64
<i>Figura 2.7 Diagrama de flujo del algoritmo desarrollado para el tratamiento de la señal.</i>	72
<i>Figura 2.8 Comparación de climatologías mensuales calculadas con perfiles MLS entre día y noche, y las publicadas en McPeters et al. (2012) para el mes de enero (izquierda) y octubre (derecha).</i>	73
<i>Figura 2.9 Espectro Observado Tobs (azul), modelo a seguir (rojo) y valor residual de la medición.</i>	82
<i>Figura 2.10 Matriz AVK, suma de las AVK/10 (línea negra).</i>	83
<i>Figura 2.11. Gráficos de errores en unidades de relación de mezcla de ozono [ppm] y en porcentaje.</i>	87
<i>Figura 3.1 Variación temporal de la relación de mezcla de ozono obtenida con el MWR (azul) y desde el MLS (rojo) a diferentes alturas.</i>	96
<i>Figura 3.2 a) Diferencia relativa entre los valores medios de los perfiles medidos por el radiómetro de ondas milimétricas y los perfiles del MLS. b) Desviación estándar de la diferencia.</i>	97
<i>Figura 3.3 a) Serie de tiempo de la relación de mezcla de ozono a 25, 37 y 51 km para las mediciones del radiómetro de ondas milimétricas (azul) y MLS (rojo) coincidentes en tiempo; b) gráfico de dispersión entre ambos instrumentos a cada altura</i>	99
<i>Figura 3.4 a) Diferencia relativa entre los valores medios de los perfiles medidos por el radiómetro de ondas milimétricas y los perfiles del DIAL de ozono; b) Desviación estándar de la diferencia.</i>	100
<i>Figura 3.5 a) Serie de tiempo de la relación de mezcla de ozono a 25 y 30 km para las mediciones del radiómetro de ondas milimétricas (azul) y el DIAL de ozono (rojo)</i>	

<i>coincidentes en tiempo; b) Gráfico de dispersión entre ambos instrumentos a cada altura.</i>	<i>101</i>
<i>Figura 3.6 Ubicación geográfica del OAPA (DIAL y MWR), de las trayectorias de los ozonosondeos lanzados (líneas de colores), y perfiles MLS (cruces). Los números de cada medición se corresponden con el número de casos intercomparación de la Tabla 3.1.....</i>	<i>104</i>
<i>Figura 3.7 Intercomparaciones de perfiles de ozono e instrumentos independientes (DIAL, Ozonosonda, MLS) en la campaña de ozonosondeos OZITOS realizada entre el 14 y el 18 de octubre de 2014. La diferencia relativa es calculada haciendo la resta entre el MWR y el instrumento a intercomparar. La información de cada caso se encuentra detallada en la Tabla 3.1.....</i>	<i>106</i>
<i>Figura 3.8 Columna total de ozono representado en falso color para el Hemisferio Sur entre el 30 de octubre y el 1 de noviembre de 2014. El agujero de ozono es representado por los colores azul/celente (http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/)</i>	<i>109</i>
<i>Figura 3.9 Columna total de ozono representado en falso color para el Hemisferio Sur entre el 10 de octubre y el 1 de noviembre de 2014. El agujero de ozono es representado por los colores azul/celente (http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/)</i>	<i>110</i>
<i>Figura 3.10 a) Variación temporal de la relación de mezcla de ozono a 25 y 37 km de altura para el periodo 14 de octubre – 25 de noviembre; b) Variación temporal de la relación de mezcla de ozono entre 20 y 65 km; c) Latitud equivalente de Río Gallegos (azul) y borde del agujero de ozono (rojo).....</i>	<i>111</i>
<i>Figura 4.1 Esquema de la distribución espectral que presentan los 5 canales del instrumento GUV-541 (Biospherical Inc.) y espectro de radiación solar modelado (línea negra).....</i>	<i>117</i>
<i>Figura 4.2 Tabla sintética de los espesores ópticos derivados con el modelo de transferencia radiativa UVSpec/LibRadtran-1.3 en función de la irradiancia espectral del canal 380 nm y para diferentes ángulos cenitales entre 0° y 80°. Los valores en negro dentro del grafico permiten conocer las curvas que poseen ángulos constantes [Salvador et al., 2008; Salvador et al., 2011].....</i>	<i>120</i>

<i>Figura 4.3 Mejor ajuste lineal entre la medición de irradiancia de vitamina D obtenida con los coeficientes seleccionados y la calculada desde el modelo SOS [Lenoble, 2007].</i>	123
<i>Figura 4.4 Gráfico de dispersión entre las mediciones de Irradiancia de vitamina D obtenidas con el instrumento GUV-541 y el espectrofotómetro Brewer para toda condición de cielo (despejado y nublado) entre octubre de 2008 y diciembre de 2009.</i>	124
<i>Figura 4.5. Variación anual del promedio diario de la dosis de vitamina D [Orte et al., 2013].</i>	125
<i>Figura 4.6 Errores en el UVI del modelo paramétrico de Madronich respecto del calculado con un modelo de transferencia radiativa [Madronich et al., 2007]...</i>	128
<i>Figura 4.7 Gráfico de dispersión entre el IUV modelado y el IUV medido por el GUV-541 para situación de cielo despejado y ajuste lineal.</i>	129
<i>Figura 4.8 Diferencia entre el IUV medido y modelado para cielo despejado respecto del IUV medido. El resultado refleja cuanto se aleja el IUV modelado y medido para cada IUV medido.</i>	130
<i>Figura 4.9 Climatología de la columna total de ozono (1979 – 2009) [Orte et al. 2016].</i>	132
<i>Figura 4.10 Número de casos o minutos en el que el IUV modelado (rojo) y medido (azul) alcanza cada categoría de IUV.</i>	133
<i>Figura 4.11 Ejemplo del incremento debido al borde nube respecto de una situación de cielo despejado 26/12/2005 (círculos amarillos). Se observa como el valor de IUV observado (línea azul) supera el valor calculado más el 10% (línea roja) en la a) y b). La línea verde representa el valor modelado y el equivalente CMF=1, respectivamente. c) presenta el espesor óptico de nube y la línea gris marca el valor de EON=5.</i>	137

Figura 4.12 a) Incremento promedio de cada categoría de tiempo establecida. b) IUUV promedio (puntos negros), desviación estándar (barras) y valores máximo y mínimo (puntos rojos) para cada categoría de tiempo. 139

Índice de Tablas

<i>Tabla 1.1 Concentraciones constantes y variables de los constituyentes atmosféricos. [Salvador J. O., 2011, Mohanakumar K., 2008]</i>	19
<i>Tabla 1.2 Categorías del índice UV [WHO, 2002].</i>	39
<i>Tabla 1.3 Radiómetros solares y cámara de nubes de los sitios SAVER-NET</i>	42
<i>Tabla 1.4 Instrumentos de monitoreo de radiación solar y cámara de nubes instalados en el OAPA.</i>	45
<i>Tabla 2.1 Especificaciones del sistema de medición.</i>	57
<i>Tabla 3.1 Tiempos de las mediciones intercomparadas (UTC).</i>	103
<i>Tabla 3.2. Rango de altura de medición y resolución vertical de los instrumentos intercomparados.</i>	104