

UNIVERSIDAD SAN FRANCISCO DE QUITO

Colegio de Ciencias e Ingeniería

**Experimento de Sondeo Vertical de la Atmósfera en el Valle de
Cumbayá, Ecuador: Protocolo de Lanzamiento de Sondas
Meteorológicas y Resultados Preliminares**

Ruth Salvador Mora Bowen

Ingeniería Ambiental, María del Carmen Cazorla, Ph.D.

Tesis de grado presentada como requisito para la obtención del
título de Ingeniera Ambiental

Quito, febrero de 2015

**Universidad San Francisco de Quito
Colegio de Ciencias e Ingeniería**

HOJA DE APROBACION DE TESIS

**Experimento de Sondeo Vertical de la Atmósfera en el Valle de
Cumbayá, Ecuador: Protocolo de Lanzamiento de Sondas
Meteorológicas y Resultados Preliminares
Ruth Salvador MoraBowen**

María del Carmen Cazorla, Ph.D. en Meteorología

Directora de Tesis

René Parra, Ph.D. en Ingeniería Ambiental

Miembro del Comité de Tesis

Nelson Herrera, Ingeniero de Sistemas

Miembro del Comité de Tesis

Ximena Córdova, Ph.D.

Decana de la Escuela de Ingeniería

Quito, febrero de 2015

©DERECHOS DE AUTOR

Por medio del presente documento certifico que he leído la Política de Propiedad Intelectual de la Universidad San Francisco de Quito y estoy de acuerdo con su contenido, (Siedel, Ao, & Li, 2010) quedan sujetos a lo dispuesto en la Política.

Asimismo, autorizo a la USFQ para que realice la digitalización y publicación de este trabajo de investigación en el repositorio virtual, de conformidad a lo dispuesto en el Art. 144 de la Ley Orgánica de Educación Superior.

Firma:

.....
Nombre: Ruth Salvador MoraBowen

C.I.: 171397044-8

Quito, febrero de 2015

Resumen

Frente a la escasa información existente sobre la atmósfera superior de la ciudad de Quito, se ejecuta un sondeo meteorológico realizando el lanzamiento de 5 globos meteorológicos con radiosondas y ozonosondas a bordo, alcanzando una altitud de aproximadamente 31 km. Asimismo, se realiza un estudio preliminar de los vuelos 1 y 4 como muestra de cálculo y de los perfiles verticales del ozono y de variables físicas. Se determina tentativamente que, la altura de la tropopausa está a 16.5 – 17 km de altitud. La tasa de enfriamiento adiabática de la tropósfera a la hora y fechas de los lanzamientos es de 6.8 y 7 K/km.

Abstract

There is no information available about the upper atmosphere in the city of Quito. Therefore, in order to collect information, 5 flights are launched from the EMA-USFQ meteorology station. Radiosondes and ozonesondes are used to collect information, which reach an altitude of approximately 31 km. A detailed description of the protocol that needs to be followed is given. It is based on the protocol of the NOAA organization, and adapted to local conditions. Additionally, a preliminary study of two of the flights is carried out (flight 1 and 4). These are selected for examples of calculations, and as a sample of the vertical profiles of ozone and physical variables measured. Tentatively, it was determined that the height of the tropopause in Quito is around the 16.5 – 17 km. The adiabatic lapse rate of the troposphere at the time and date of the launches is of 6.8 and 7 K/km.

Tabla de Contenido

I. Introducción.....	11
II. Marco Teórico	13
2.1. Estructura Vertical de la atmósfera.....	16
2.1.1. Presión	16
2.1.2. Temperatura.....	18
2.1.3. Humedad relativa	22
2.1.4. Velocidad / dirección del viento	24
2.2. El ozono en la atmósfera.....	25
2.2.1. Ozono Estratosférico.....	25
2.2.2. Ozono Troposférico.....	26
2.3. Sondeos atmosféricos	27
III. Protocolo de Lanzamiento	30
3.1. Materiales.....	31
3.1.1. Preparación de soluciones de ánodo y cátodo	32
3.1.2. Preparación de la ozono-sonda.....	33
3.2. Software de transmisión de datos.....	40
3.3. Estación meteorológica	41
3.4. Generación de archivos de datos	43
IV. Resultados preliminares	44
4.1. Perfiles de variables físicas	44
4.1.1. Perfil de temperatura y temperatura de rocío.....	44
4.1.2. Perfil de Humedad relativa	47
4.1.3. Perfil de Presión	48
4.1.4. Perfil de velocidad del viento.....	50
4.2. Perfil de ozono	51
V. Conclusiones.....	52
VI. Referencias	54
VII. Anexos.....	55
7.1. Planilla de protocolo de preparación de ozonosondas	55
7.2. Planilla de protocolo de lanzamiento.....	58
7.3. Planilla de inflado de globo con cilindro de helio	59
7.4. Trayectoria de recorrido de vuelos	60
7.4.1. Trayectoria de recorrido para el vuelo 1.....	60
7.4.2. Trayectoria de recorrido para el vuelo 4.....	61

Índice de Figuras

Figura 1. Perfiles medios diurnos para a) junio y b) julio, promedios horarios.....	15
Figura 2. Balance de fuerzas verticales en una parcela de aire atmosférico	16
Figura 3. División de la atmósfera estándar	18
Figura 4. Perfil vertical de concentración de ozono en la atmósfera estándar.	26
Figura 5. Componentes de la ozonsonda	34
Figura 6. Unidad de prueba utilizada para el acondicionamiento de las sondas.	34
Figura 7. Medidor de flujo de burbuja.....	37
Figura 8. Preparación de radiosonda y ozonsonda para el lanzamiento.....	37
Figura 9. Lanzamiento del globo meteorológico.....	39
Figura 10. Colocación del tubo de entrada de la ozonsonda para sondeo de aire atmosférico.....	40
Figura 11. Recepción de datos en el SkySonde.....	40
Figura 12. Mapa de ubicación de la estación de mediciones atmosféricas EMA-USFQ ...	42
Figura 13. Perfil vertical de temperatura medida (T) para ambos vuelos. T ₁ , T ₂ , T ₃ muestran inversiones térmicas. Datos obtenidos del <i>lanzamiento 1</i> y 4 de sondas del día 02/06/2014 a las 13h15 y del 15/07/2014 a las 07h54 respectivamente, promediados cada 250 m de altitud. Eje horizontal de temperatura (T) en unidades Kelvin. Eje vertical de altitud en unidades de kilómetros. Escala aritmética. Altitud alcanzada: 31 km.....	46
Figura 14. Perfil vertical de temperatura medida (T) y temperatura de rocío (Td) calculada en la atmósfera para el vuelo 4. Datos obtenidos del <i>lanzamiento</i> de sondas del día 15/07/2014 a las 07h54, promediados cada 250 m de altitud. Eje horizontal de temperatura (T) y temperatura de rocío (Td) en unidades Kelvin. Eje vertical de altitud en unidades de kilómetros. Escala aritmética. Altitud alcanzada: 31 km.....	46
Figura 15. Perfil vertical de temperatura medida (T) para los vuelos 1 y 4. T ₁ , T ₂ muestran inversiones térmicas. Obtenido del lanzamiento de sondas de los días 02/06/2014 a las 13h05 y del 15/07/2014 a las 07h54 respectivamente. Eje horizontal de temperatura (T) en unidades Kelvin. Eje vertical de altitud en unidades de kilómetros. Escala aritmética. Datos promediados cada 250 m de altitud. Altitud alcanzada: 31 km.	47
Figura 16. Perfil vertical de humedad relativa (%) en la atmósfera para vuelos 1 y 4. Obtenido del lanzamiento de sondas de los días 02/06/2014 a las 13Hh05 y 15/07/2014 a las 07h54 respectivamente. Eje horizontal de humedad relativa en porcentaje. Eje vertical de altitud en unidades de kilómetros. Escala aritmética.	48
Figura 17. Perfil vertical de Presión medida (Patm) y calculada con la ecuación hidrostática (Pcalc) en la atmósfera. Obtenido del lanzamiento de sondas del día 15/07/2014 a las 07h54. Eje horizontal de presión atmosférica y presión calculada en unidades de atmósferas. Eje vertical de altitud en unidades de kilómetros. Escala aritmética. Se asume una atmósfera isoterma.....	49
Figura 18. Perfil vertical de presión en la atmósfera para el vuelo 1 y 4, las fechas de 02/06/2014 a las 13Hh05 y 15/07/2014 a las 07h54 respectivamente. Eje horizontal de presión en unidades de atmósferas. Eje vertical de altitud en unidades de kilómetros. Escala aritmética.	49

- Figura 19. Perfil vertical de la velocidad del viento en unidades de km/h. Obtenido del lanzamiento de sondas del día 15/07/2014 a las 07h54. Eje horizontal de escala aritmética. 50
- Figura 20. Perfil vertical de la dirección del viento en grados. Obtenido del lanzamiento de sondas del día 15/07/2014 a las 07h54 (vuelo 4). Eje horizontal de escala aritmética. 51
- Figura 21. Perfil vertical de ozono en la atmósfera obtenido del lanzamiento de sondas del día 15/07/2014 a las 07h54. Eje horizontal de ozono a escala de logaritmo en base 10, unidades de partes por millón en volumen. Eje vertical de altitud en unidades de kilómetros, a escala aritmética. Datos promediados cada 250 m de altitud. Altitud alcanzada: 31 km..... 52

Índice de Tablas

Tabla 1. Fracción de concentración de los constituyentes de la atmósfera	13
Tabla 2. Lista de materiales requeridos para experimento de sondeo en plataforma libre .	31
Tabla 3. Horario de lanzamientos de sondas	42

I. Introducción

En la ciudad de Quito no existe información sobre la estructura vertical de la atmósfera. Este es el primer experimento que investigará la atmósfera superior de Quito, desde el valle de Cumbayá, Ecuador, mediante sondeos en plataforma libre, donde se realiza lanzamientos de globos meteorológicos que llevan sensores de ozono y de variables físicas a bordo. Este experimento se llevó a cabo desde la Estación de Mediciones Atmosféricas de la Universidad San Francisco de Quito, EMA USFQ, con la colaboración directa de la NOAA (Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de los Estados Unidos, por sus siglas en inglés), y con fondos USFQ Collaboration Grant 2014 asignados a la directora del proyecto, María del Carmen Cazorla.

Éste estudio es de gran relevancia ya que contribuirá con información que permitirá determinar la altura de la capa límite, altura de la tropopausa y tasa de enfriamiento real para el sitio y hora del lanzamiento. Es una contribución científica ya que los datos recolectados podrán ser utilizados para: validación de modelos, asimilación de condiciones de borde para mejorar los resultados de modelos y disponibilidad de datos para que el parque satelital de la NASA y NOAA puedan validar datos de observaciones satelitales. En cuanto a la ciudad de Quito, el sondeo de las capas superiores de la atmósfera permitirá predecir e interpretar futuros eventos de contaminación a través de la determinación de la altura de la capa límite planetaria, altitud de inversiones térmicas elevadas y presencia de capa residual. Los datos físicos y de abundancia de ozono de los perfiles verticales obtenidos en el experimento podrán ser utilizados posteriormente para realizar modelado ambiental como un primer esfuerzo para mejorar y validar ejercicios existentes de predicción de las variables meteorológicas y de calidad del aire. En sitios como los Estados Unidos, donde la ciencia atmosférica está desarrollada, existe una red en todo el país donde

se realiza lanzamientos de globos meteorológicos 2 ó 3 veces por día con el fin de alimentar los modelos. Este es el primer experimento de este tipo realizado en el EMA-USFQ y en la ciudad de Quito. Se espera que será un primer paso hacia el establecimiento de experimentos más frecuentes.

El experimento consiste en lanzar verticalmente a la atmósfera una plataforma aérea que transporta sondas con sensores para medir ozono y variables físicas desde la superficie de la tierra hasta aproximadamente 30 km de altitud. La sonda tiene un geoposicionador que detecta en tiempo real las coordenadas de las mediciones. La transmisión de los datos ocurre en tiempo real mediante comunicaciones por radio en la banda de 403 MHz. Se realizan 5 lanzamientos de sondas, y se hace un análisis preliminar de 2 vuelos, uno en la mañana y uno en la tarde como muestra de cálculo y de los perfiles verticales de las variables medidas.

Los objetivos del experimento son:

1. Realizar el lanzamiento de 5 globos meteorológicos con sondas a bordo desde la EMA-USFQ.
2. Adaptar el protocolo de lanzamiento de sondas de ozono y variables físicas a bordo de globos meteorológicos utilizado por la NOAA, a las condiciones específicas de la estación de lanzamiento, documentarlo y detallarlo para futura referencia.
3. Realizar una inspección preliminar de los perfiles verticales del ozono y de las variables de temperatura, presión, velocidad del viento, y humedad relativa, con los datos obtenidos de dos vuelos. Determinar de manera observacional las inversiones térmicas, altura de la tropopausa y de la tasa de enfriamiento real para el sitio y hora de los lanzamientos.

II. Marco Teórico

La *atmósfera* de la tierra es indispensable para que exista vida en nuestro planeta ya que regula la temperatura, absorbe un porcentaje de los rayos ultravioleta y protege a la tierra de la caída de meteoritos. Está compuesta principalmente de nitrógeno, oxígeno, dióxido de carbono y trazas de vapor de agua y otros gases. Se compone de una mezcla de gases que se enlistan a continuación en la Tabla 1.

Tabla 1. Fracción de concentración de los constituyentes de la atmósfera

Constituyente	Fracción de concentración en volumen
Nitrógeno (N ₂)	78.08 %
Oxígeno (O ₂)	20.95 %
Argón (Ar)	0.93 %
Vapor de agua (H₂O)	0-5 %
Dióxido de carbono (CO₂)	380 ppm
Neón (Ne)	18 ppm
Helio (He)	5 ppm
Metano (CH₄)	1.75 ppm
Kriptón (Kr)	1 ppm
Hidrógeno (H ₂)	0.5 ppm
Óxido nitroso (N₂O)	0.3 ppm
Ozono (O₃)	0 – 0.1 ppm

*Los compuestos señalados en negrita son gases de efecto invernadero.

Tabla extraída de Atmospheric Science: an introductory survey. John M. Wallace y Peter V. Hobbs. 2da edición. pg.8

La atmósfera contiene gases de efecto invernadero, entre ellos vapor de agua ($\text{H}_2\text{O}_{(v)}$), dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4), óxido nitroso (N_2O), ozono (O_3) (Wagner, 1997). Estos permiten que la atmósfera cumpla su principal función: mantener la temperatura del planeta para que exista vida, y actuar como filtro para la radiación (Wagner, 1997).

En la atmósfera suceden fenómenos que dan lugar a las condiciones meteorológicas y al clima que nos afecta directamente a todos. El planeta tierra se encuentra inclinado con respecto al plano elíptico de traslación alrededor del sol. Esto, junto con la rotación de la tierra, causan un calentamiento desigual de la atmósfera de la tierra. Es por esto que los trópicos son más calientes que las latitudes medias y que los polos. Cuando existe esta diferencia de temperatura entre masas de aire, el aire frío por ser más denso desciende en dirección a la masa de aire cálido, mientras que la masa de aire cálido asciende por ser menos densa. Esto genera los patrones de circulación global de las masas de aire (Ahrens, 2007).

El clima en el Ecuador está determinado por la latitud, relieve y corrientes oceánicas. Dos corrientes de aire atraviesan el Ecuador por su latitud, una corriente fría y seca que proviene de los hemisferios, que se siente mayormente en la región Sierra y se presenta desde mayo a octubre; y una corriente caliente y húmeda que proviene de las zonas tropicales y va desde noviembre a abril. Esto provoca en la Sierra una estación lluviosa desde marzo a junio, y desde octubre a diciembre. Los meses de julio, agosto y septiembre, meses durante los cuales se realizó el experimento, son secos. Adicionalmente, el relieve de los Andes provoca cambios climáticos en la región Sierra (Wagner, 1997).

En el sitio del experimento, Cumbayá, el clima es templado y cálido. Los datos tomados en la estación meteorológica EMA-USFQ muestran que en el mes de junio hubo

mayor presencia de nubes, la humedad relativa es mayor y la temperatura diurna es menor que en el mes de julio. Como se observa en la Figura 1, por ejemplo, la temperatura media obtenida para la hora de los vuelos analizados es de 22⁰C para el vuelo 1 (13h15 en el mes de junio), y 15⁰C para el vuelo 4 (07h54 en el mes de julio), hora local (Cazorla & Tamayo, 2014).

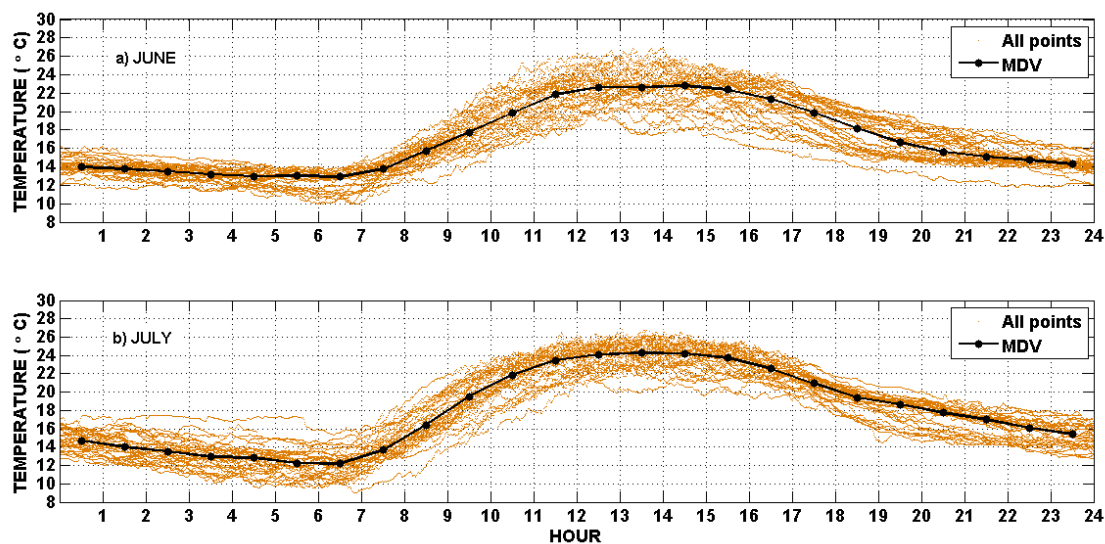


Figura 1. Perfiles medios diurnos para a) junio y b) julio, promedios horarios.

Cortesía de E. Tamayo y M. Cazorla. Extraído de Estación de mediciones atmosféricas en la Universidad San Francisco de Quito (EMA): instrumentación de meteorología física de la estación terrena y evaluación de mediciones, María Cazorla y Esteban Tamayo, 2014, Revista Avances.

Al haber menos cobertura de nubes en el mes de julio se obtuvo mayores temperaturas durante el día. Ambos meses fueron meses secos en cuanto a precipitación. Durante el mes de junio se obtuvo 11.6 mm de precipitación acumulado, mientras que en el mes de julio no hubo precipitación (Cazorla & Tamayo, 2014).

2.1. Estructura Vertical de la atmósfera

A continuación se realiza una discusión sobre las variables físicas que mide una radiosonda y una ozonosonda en la vertical.

2.1.1. Presión

La presión del aire en la atmósfera es la fuerza que ejerce el peso del aire en una unidad de área. Por lo tanto, la presión decrece con la altitud, ya que la cantidad de aire que hay en la columna es menor. La densidad y presión del aire en la atmósfera descienden exponencialmente con la altitud, como lo describe la ecuación hidrostática.

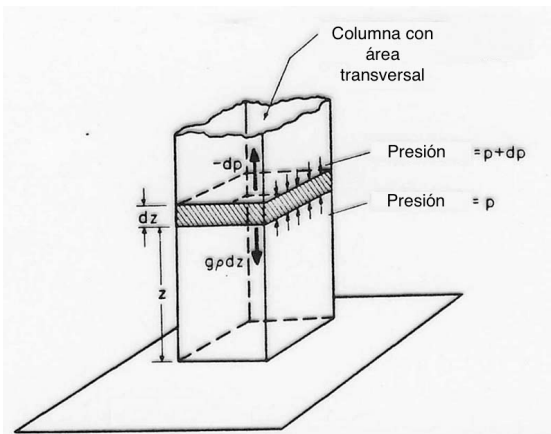


Figura 2. Balance de fuerzas verticales en una parcela de aire atmosférico

Extraído de Atmospheric Science, John M. Wallace y Peter V. Hobbs. 2nda edición.

Con el balance hidrostático y la ley de gases ideales se deriva la ecuación 10, como se muestra a continuación:

$$\Sigma F = 0, \text{ donde } F = P * A \quad (1)$$

$$-(P + \partial P)A - mg + PA = 0 \quad (2)$$

$$-\partial P * A - mg = 0 \quad (3)$$

$$P = \rho * RT \text{ (Ley de los Gases Ideales)} \quad (4)$$

$$\partial P = -\rho g dz \quad (5)$$

$$\int_{P_0}^P \partial P = - \int_{z=0}^z \rho g dz \quad (6)$$

$$\text{donde } \rho = \frac{P}{RT} \quad (7)$$

$$\ln \frac{P}{P_0} = -\frac{g}{RT} * z \quad (8)$$

$$P = P_0 e^{(-\frac{g}{RT} * z)} \quad (9)$$

$$P = P_0 e^{-z/H} \quad (10)$$

donde H es la altitud de escala, P_0 es la presión en un nivel de referencia, y P es la Presión en un punto determinado de altura de la atmósfera. La altitud de escala es la altitud a la que la presión se reduce en un factor de 1/e, donde $H = \frac{RT}{g}$ y tiene un valor de 8.3 km. R es la constante ideal de los gases, T es temperatura, z la altitud, ρ es densidad, A es el área, m la masa, y g la constante de gravedad (Wagner, 1997).

Esta relación sirve para estimar la altitud de varios niveles de presión en la atmósfera de la tierra. Se utiliza para obtener el modelo teórico de la presión atmosférica en la vertical. No se incluyen variables temporales ni de la atmósfera horizontal porque la variación en la vertical de la presión y densidad es mucho mayor que la variación de estas dos variables en el tiempo o en la horizontal. La ecuación hidrostática (5) se deriva del balance hidrostático de una parcela de aire (dz) en la atmósfera (Wagner, 1997).

Durante los experimentos de sondeo, se comprobó la validez de la ecuación 10, como se demostrará en la sección de resultados.

2.1.2. Temperatura

El perfil vertical de temperatura en la atmósfera permite identificar las principales capas atmosféricas. La atmósfera se considera que puede medir hasta 10,000 km sobre la superficie terrestre, uniéndose ya con el espacio interplanetario, como una idealización de la última molécula de aire que se encuentra sujeta al campo gravitacional de la Tierra. Sin embargo el 99.9% de la masa de la atmósfera está concentrada en los primeros 50 km (Earth's Atmosphere, 2015). Los primeros 100 km de una atmósfera estándar se dividen en 4 capas de acuerdo a la Figura 3.

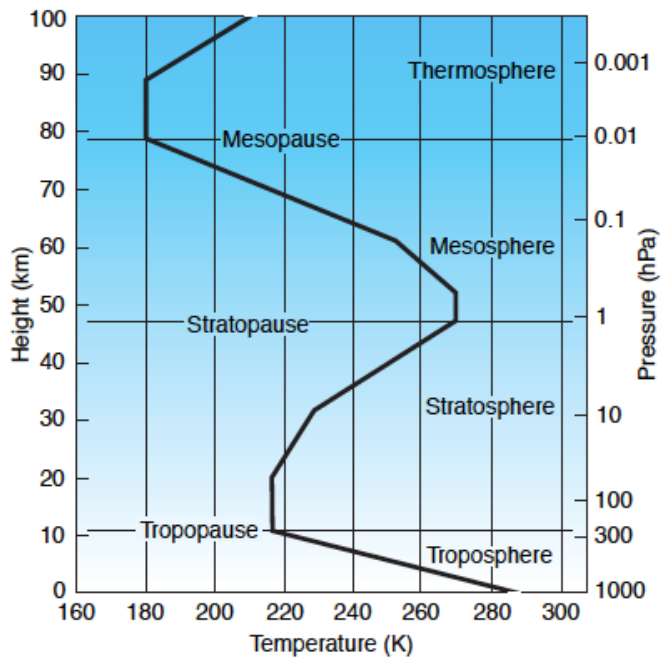


Figura 3. División de la atmósfera estándar

Extraído de Atmospheric Science, John M. Wallace y Peter V. Hobbs. 2da edición.

El 80% de la masa de la atmósfera se encuentra en el aire troposférico. La tropósfera se caracteriza porque la temperatura decrece con la altitud. En la tropósfera pueden suceder fenómenos como la inversión térmica donde la tasa adiabática se vuelve negativa, es decir, la temperatura aumenta con la altitud. En estos puntos la mezcla vertical

se inhibe fuertemente (Wallace & Hobbs, 2006). En condiciones adiabáticas secas el aire se enfría a una tasa de 10 K/km. Este cálculo termodinámico se detalla en la siguiente deducción.

Aplicando la 1era ley de termodinámica y la ley de gases ideales, se tiene:

$$dv = Q - P \frac{d\alpha}{dz}; Q = 0 \text{ para procesos adiabáticos} \quad (11)$$

$$Cv \frac{dT}{dz} = -P \frac{d\alpha}{dz} \quad (12)$$

$$PV = nRT \text{ (ecuación ideal de los gases)} \quad (13)$$

$$\alpha = \frac{RT}{P} \quad (14)$$

$$Cv \frac{dT}{dz} = -P \frac{d}{dz} \left(\frac{RT}{P} \right) \quad (15)$$

$$Cv \frac{dT}{dz} = -PR \frac{d}{dz} \left(T * \frac{1}{P} \right) \quad (16)$$

$$Cv \frac{dT}{dz} = -PR \left(\frac{1}{P} \frac{dT}{dz} - \frac{T}{P^2} \frac{dP}{dz} \right) \quad (17)$$

$$(R + Cv) \frac{dT}{dz} = RT \left(\frac{1}{P} \frac{dP}{dz} \right); \frac{dP}{dz} = -\rho g \text{ en el equilibrio hidrostático} \quad (18)$$

$$Cp \frac{dT}{dz} = RT \left(\frac{-\rho g}{P} \right) \quad (19)$$

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{Cp} = \frac{-9.8 \text{ m/s}^2}{10004 \frac{J}{K * kg}} \quad (20)$$

$$\frac{dT}{dz} = -10 \frac{K}{km} \quad (21)$$

$$\Gamma = -\frac{dT}{dz} = 10 \frac{K}{km} \quad (22)$$

Donde Γ es la tasa de enfriamiento adiabático, Q es calor, C_p y C_v son el coeficiente de calor específico a presión y volumen constante respectivamente, y ρ es la densidad (Wallace & Hobbs, 2006).

En el experimento se midió la tasa real de enfriamiento de la atmósfera de Quito a la hora y lugar de lanzamientos. La tasa de enfriamiento real se encuentra usualmente entre la tasa adiabática seca y la tasa adiabática húmeda y tiene un valor aproximado de 7 K/km. Es importante mencionar que el análisis termodinámico de la estructura vertical de la atmósfera es bastante complejo y excede al alcance de esta tesis.

La tropósfera es una región de mezcla y se caracteriza por tener fuertes corrientes de aire. En ella ocurren todos los fenómenos meteorológicos que afectan a los seres vivos, como vientos, nieves y lluvias, y es donde se concentra la mayor parte de oxígeno y vapor de agua. Esta capa es muy importante ya que actúa como regulador térmico del planeta, y previene que haya diferencias térmicas tan grandes que no permitan la supervivencia de los seres vivos (Wagner, 1997).

La tropopausa tropical tiene una altitud aproximada de 17 km, mientras la tropopausa extra-tropical tiene una de 10 km. Además, la tropopausa tropical se caracteriza por ser muy fría, con temperaturas tan bajas como -80°C (Wagner, 1997). En el experimento se pudo comprobar estas nociones, aún cuando es importante mencionar que la determinación metódica de la altitud de la tropopausa es un ejercicio de mayor complejidad. En contraste, en la inversión estratosférica no ocurre mezcla vertical, ya que la temperatura aumenta con la altitud. Este fenómeno se da principalmente porque las moléculas de la capa de ozono absorben radiación electromagnética en la región ultravioleta. La parte baja de la estratósfera tiene la temperatura relativamente estable

(Wagner, 1997). Esto también se pudo comprobar durante la realización de los experimentos.

La mesósfera se encuentra por encima de la estratósfera y la temperatura decrece con la altitud (Wagner, 1997). Es la zona más fría de la atmósfera y es donde se desintegran los meteoros, impidiendo que lleguen a la tierra (Wagner, 1997). En la termósfera nuevamente la temperatura aumenta con la altitud, y esto se debe a la foto-disociación (absorción de la radiación solar, con la disociación de nitrógeno y oxígeno molecular), y a la foto-ionización (remoción de electrones de los átomos). Las temperaturas fuera de la termósfera varían mucho de acuerdo a la emisión de radiación UV y de rayos X del sol (Wallace & Hobbs, 2006)

La tasa adiabática real en una columna de aire se puede medir con una radiosonda. En promedio la tasa de enfriamiento adiabática en la tropósfera es de 6-7 K/km, pero varía de acuerdo al lugar donde se mida. Para el experimento se obtuvieron valores de -7 K/km para vuelo 1 (13h15, hora local) y -6.5 K/km para el vuelo 4 (07h54, hora local). Esto se explica ya que el aire en altitudes altas es menos denso entonces contiene menos moléculas para calentar. (Wagner, 1997).

La tasa adiabática seca (Γ_d) es el cambio de la temperatura con la altitud, en una parcela de aire seco. Asumiendo que la parcela de aire solo sufre transformaciones adiabáticas y que la atmósfera está en equilibrio hidrostático, se obtiene que

$$-\left(\frac{dT}{dz}\right)_{\text{parcela seca}} = \frac{g}{c_p} = \Gamma_d \quad (23)$$

donde c_p es el calor específico (Wallace & Hobbs, 2006).

2.1.3. Humedad relativa

La humedad relativa es una manera de expresar la cantidad de vapor de agua presente en una cantidad de aire. Se expresa como porcentaje, y se define como la relación porcentual entre la presión parcial de vapor de agua en el aire y la presión de vapor de saturación a la misma temperatura. La humedad relativa, por lo tanto, es función de la temperatura.

$$\text{Humedad Relativa \% (RH)} = \frac{\overline{P_{H_2O}}}{P_{vap.sat.}} \times 100 \quad (24)$$

Donde $\overline{P_{H_2O}}$ es la presión parcial del agua, y $P_{vap.sat.}$ es la presión de vapor de saturación que proviene del equilibrio termodinámico y es función de la temperatura y presión.

El perfil vertical de humedad relativa puede ser errático en la vertical porque aunque la humedad específica efectivamente disminuye con la altitud, la temperatura en la tropósfera también disminuye con la altitud. Esto hace que el equilibrio termodinámico se desplace hacia valores de P_{vapor} menores (denominador). Es por esto que a grandes altitudes se puede tener porcentajes de humedad relativa altos (Simpson, Raman, & Lundquist, 2006).

A partir de la humedad relativa se calcula la humedad específica (q), que es una medida de la cantidad de agua que hay presente en la atmósfera, y no es función de la temperatura sino de la presión parcial del vapor de agua y, por lo tanto, no es una medida errática pues decrece monotónica y exponencialmente en la vertical. La humedad específica mide la masa de agua que se encuentra en estado gaseoso en un kilogramo de aire húmedo, y se expresa en gramos por kilogramo de aire ($g_{agua}/kg_{aire\ seco}$) (Siedel, Ao, & Li, 2010).

La radiosonda no transmite el dato de humedad específica. Este se lo calcula a partir de los datos transmitidos de temperatura y humedad relativa, que luego de aplicar las ecuaciones termodinámicas correspondientes, resulta en la ecuación 25.

$$q(\text{humedad específica}) = 0.622 \frac{P_{vap}}{P_{total}} * 1000 \quad (25)$$

(Wallace & Hobbs, 2006)

2.1.3.1. Punto de Rocío

El Punto de Rocío (T_d) es una medida de la cantidad de humedad que hay en una masa de aire. Es la temperatura a la que el aire debe estar, para llegar a su estado de saturación. La saturación es el punto en el que el aire a una temperatura y presión dada, retiene la máxima cantidad posible de humedad. Si el aire sobre un cuerpo de agua está en su punto de saturación, la evaporación cesará hasta que un cambio en la temperatura o presión cambien el punto de saturación, o empezará el proceso de condensación. El aire con una humedad relativa del 100% está en su punto de saturación (Ahrens, 2007).

La temperatura de rocío se calcula utilizando las siguientes fórmulas que provienen de la resolución de la ecuación de Clausius Clapeyron, cuya deducción se puede encontrar en el texto Atmospheric Science de John Wallace y Peter Hobbs:

$$\frac{1}{T_d} = \frac{1}{273} - \frac{\left[\frac{\ln(P_{H_2O})}{6.11} \right]}{5400} \quad (26)$$

$$P_{H_2O(mbar)} = \frac{RH(\%)*P_{vap.sat}}{100} \quad (27)$$

$$P_{vap.sat.} = 6.11e^{\left[\frac{5400*(T(K)-273)}{T(K)*273} \right]} \quad (28)$$

2.1.4. Velocidad / dirección del viento

La radiación solar desigual sobre el planeta genera diferencias de temperatura en la atmósfera, que provocan diferencias de presión y por ende movimiento del aire. El movimiento de masas de aire se da por convección y advección. La advección es el transporte horizontal de las masas de aire, mientras que convección se refiere a movimientos predominantemente verticales. En eventos de convección profunda incluso el aire estratosférico se llega a mezclar con el aire troposférico (Wallace & Hobbs, 2006).

El viento es un vector que se compone de magnitud y de dirección. La magnitud depende de la fuerza con la que corra el viento, y la dirección indica el sentido en el que se mueve. La circulación atmosférica en la tierra se da por dos factores: el calentamiento diferencial de la superficie terrestre según la latitud, y la inercia y fuerza centrífuga producidas por la rotación del planeta (Ahrens, 2007).

El perfil vertical del viento tiene velocidad baja en la capa superficial por el rozamiento que existe con el suelo, mientras que a altitudes mayores, en la tropósfera libre, la velocidad del viento aumenta. Las superficies más irregulares tienen mayor rozamiento (Wallace & Hobbs, 2006).

Por encima de las capas de inversión térmica los vientos recuperan su velocidad rápidamente porque no hay turbulencia. Por lo tanto, el esfuerzo cortante tiende a estar en la capa superficial cercana a la tierra y en la zona por encima de la inversión térmica. La velocidad del viento generalmente aumenta con la altitud en la vertical. El aumento no es lineal debido a la fricción que existe entre capas, y por la mezcla que se da entre las masas de aire (Wallace & Hobbs, 2006).

2.2. El ozono en la atmósfera

2.2.1. Ozono Estratosférico

Cuando se grafica el perfil vertical de la abundancia de O_3 en la atmósfera, se distingue fácilmente el cambio entre la tropósfera y la estratósfera porque hay un aumento abrupto en su concentración. Efectivamente, en los primeros kilómetros por encima de la tropopausa el vapor de agua decrece y las concentraciones de ozono se incrementan en un orden de magnitud. Este cambio tan abrupto de concentración del ozono a la altura de la tropopausa indica el apareamiento de la capa de ozono estratosférico. En la estratósfera hay muy poca mezcla vertical entre el aire húmedo y pobre de ozono de la tropósfera, y el aire seco y rico en ozono de la estratósfera. Esto se entiende ya que en la estratósfera el aire es estable y no hay convección ni precipitación. Es por esto que los compuestos que llegan a esta capa permanecen por períodos largos de tiempo.

El ozono estratosférico es de gran importancia ya que actúa como un filtro para la radiación UV de longitud de onda corta ($0.23 - 0.32 \mu m$); la absorción de radiación UV por el ozono determina el perfil vertical creciente de la temperatura en la estratósfera. Las concentraciones máximas de O_3 ocurren en la parte baja de la estratósfera (Ahrens, 2007).

La capa de ozono es muy variable. Su altura e intensidad cambian con la latitud, estación, y condiciones meteorológicas. La Figura 4 indica resultados de mediciones de ozono en la vertical, y se observa que la capa de ozono está entre los 15 y 30 km de altitud.

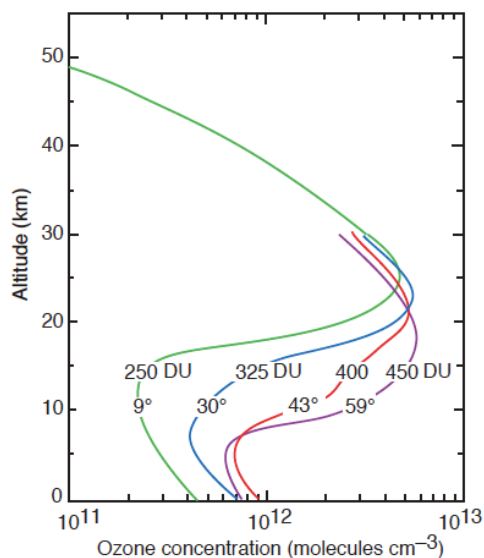


Figura 4. Perfil vertical de concentración de ozono en la atmósfera estándar.

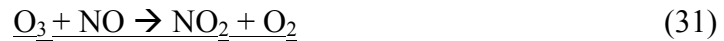
Mediciones realizadas a diferentes latitudes, indicadas en grados. Figura extraída del texto Atmospheric Science: An Introductory Survey. 2nda ed. John M. Wallace y Peter V. Hobbs, pg. 185.

En la estratósfera de los trópicos se encuentran las producciones máxima de ozono ya que se forma con reacciones fotoquímicas (Wagner, 1997). En este experimento se pudo medir los niveles de ozono estratosférico, como se demuestra en la sección de resultados, ya que las sondas alcanzaron aproximadamente los 30 km de altitud.

2.2.2. Ozono Troposférico

El ozono troposférico es un contaminante secundario que se crea por reacciones fotoquímicas con óxidos de nitrógeno (NOx) y compuestos orgánicos volátiles (COVs), que provienen de emisiones naturales y antropogénicas principalmente. La química de la formación del ozono troposférico es muy compleja. A continuación se describe la ecuación general del proceso que ocurre a longitudes de onda menores a 430 nm.

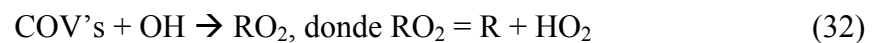
- Formación de ozono sin presencia de compuestos orgánicos volátiles (COV's):



No hay producción neta de ozono

En ausencia de VOCs, las especies NO – NO₂ – O₃ alcanzan un estado fotoestacionario.

- Formación de ozono con presencia de COV's:



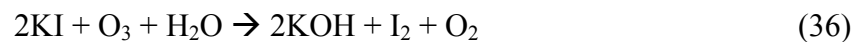
Donde OH es el radical hidroxilo, R son radicales orgánicos, HO₂ es el radical hidroperoxilo y RO₂ colectivamente, es R + HO₂.

2.3. Sondeos atmosféricos

El sondeo atmosférico consiste en enviar una radio sonda y ozono sonda en una plataforma libre, en este caso un globo meteorológico que alcanza gran altitud, para obtener perfiles en la vertical de ozono, temperatura, humedad relativa, presión, dirección y velocidad del viento. En países como los Estados Unidos se envían estos instrumentos desde 1930 a cargo de la NOAA, de manera regular para obtener datos que son asimilados en modelos certero. El experimento realizado en junio y julio desde la EMA-USFQ es el primero realizado en la ciudad de Quito con fines científicos que serán documentados en diferentes publicaciones.

Los instrumentos que se utilizan a bordo del globo meteorológico son una ozonosonda y radiosonda que, por señales de radio, envían los datos y se los capta en la estación en tiempo real.

La ozono sonda del experimento midió el O₃ troposférico con el instrumento de ozono que utiliza celdas de concentración electroquímica. Éste combina el principio de que el ozono reacciona con el yodo en una celda redox, la cual se conecta a una bomba de teflón que muestrea el aire y no es reactiva. La medición de ozono se basa en la reacción rápida entre el ozono y el yodo, como se observa en la reacción 36 (Johnson & Vomel, 2002).



De acuerdo a la reacción, 1 molécula de O₃ en el aire entra en el cátodo, reacciona con el yodo (I) en la solución y forma una molécula de yodo molecular (I₂). La molécula de yodo se convierte nuevamente en ión, y simultáneamente 2 electrones de corriente fluyen en el circuito exterior de la celda. Un sensor de electrodo de platino de la celda electroquímica capta la corriente. Entonces, la corriente que sale del sensor es proporcional a la cantidad de moléculas de ozono que entran a la celda. En observaciones experimentales se ha visto que el ratio de ozono – yodo es de 1:1.25 en vez de 1:1 como se piensa. Esto se puede deber al búfer de fosfato. Sin embargo es una aproximación muy buena de lo que está ocurriendo en la atmósfera (Johnson & Vomel, 2002).

La radio sonda tiene sensores de temperatura, humedad y presión, y un receptor GPS incorporado. No requiere de calibración previo al uso. El sensor de temperatura es un bead termistor, cuya resistencia varía significativamente con la temperatura. Tiene un rango de temperaturas de -90 a 50⁰C, su precisión es de 0.3⁰C, y una resolución de 0.01⁰C. En

sensor de humedad es un polímero capacitor, que mide humedad relativa. El sensor convierte valores de humedad en capacitancia, que se puede medir electrónicamente. Tiene baja dependencia con la temperatura y alta resistencia a contaminantes. El sensor tiene un electrodo en el un extremo, seguido por una capa de polímero, y seguido por otro electrodo en el otro extremo. Lee en un rango de 0 – 100 RH%, tiene precisión de 5%, y resolución de 1%. El sensor de presión es de tipo piezo-resistivo, donde la resistividad eléctrica de un semi conductor cuando hay un esfuerzo mecánico. El sensor mide en un rango de 5 – 1110 hPa, su precisión es de 0.7 hPa, y resolución de 0.1 hPa. La velocidad y dirección del viento se mide por posición del GPS, que tiene resolución de 1^o y 0.1 m/s, precisión de 5^o y 0.2 m/s. Las frecuencias disponibles de la radio sonda son las de 402, 403, 404, 405 MHz (International Met Systems, 2015).

A través de señal de radio de 403 MHz se transmiten los datos hacia una antena receptora. Las señales de radio captadas por la antena se traducen en valores meteorológicos, por medio de un software llamado SkySonde, propiedad de la NOAA y compartido a la EMA-USFQ gracias a las colaboraciones del proyecto.

Un globo meteorológico para sondeo profundo puede llegar hasta los 35 km de altitud y puede desviarse horizontalmente hasta 300 km o más desde el punto de partida. Durante el vuelo la radiosonda puede estar expuesta a temperaturas menores a -90^oC. Al lanzar el globo el diámetro es de aproximadamente 1.5 metros. Cuando el diámetro llega a ser de 6-8 metros por la expansión del aire debido a la caída de presión, el globo explota. La sonda tiene un paracaídas simple cuya función es amortiguar la caída. La radiosonda toma datos tanto en el ascenso como en el descenso, y los transmite a la estación terrena hasta que la pérdida de comunicación es completa.

Todas las radiosondas llevan una etiqueta para su devolución en caso de ser encontradas. Menos del 5% de las radiosondas se recuperan en los Estados Unidos. La

recuperación de las sondas permite bajar el costo del experimento, reacondicionando la radiosonda que se haya recuperado. En los vuelos realizados en el desde la EMA-USFQ se ha recuperado 1 de las 5 sondas lanzadas.

Los datos obtenidos en el experimento nos ayudan a entender la atmósfera superior, lo que es de vital importancia en el Ecuador para empezar a ajustar los modelos meteorológicos a nuestras condiciones reales. Adicionalmente se contribuye a retroalimentar modelos globales y a validar datos satelitales, los cuales escasean con este tipo de información en los trópicos.

Previo al lanzamiento, para verificar la veracidad de los datos recolectados con el instrumento de sondeo se utilizaron los equipos de la estación terrena EMA-USFQ que miden los mismos parámetros que las sondas, pero en la superficie. Antes de enviar las sondas se debe observar que los valores sean consistentes con los datos terrenos. En caso de que haya mucha discrepancia se debe preparar nuevas sondas con el fin de obtener datos validados, procedimiento validado en la EMA-USFQ (NOAA National Weather Service: Radiosonde Observations, 2014).


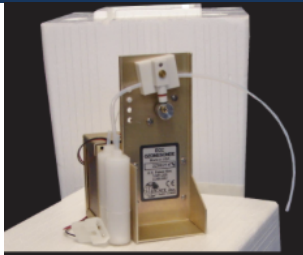



III. Protocolo de Lanzamiento



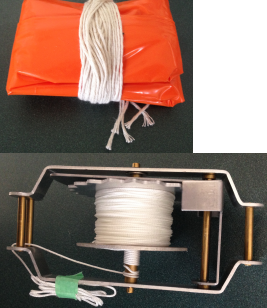

El protocolo de lanzamiento se realizó de acuerdo a los métodos utilizados por la NOAA (Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de los Estados Unidos). Se ajustó el protocolo a las condiciones y materiales disponibles localmente. El protocolo consiste en detallar los materiales que se necesitan para realizar el experimento, los métodos de preparación de las sondas, y las acciones que se ejecutan el día del vuelo.

3.1. Materiales

A continuación se detalla, en la Tabla 2 la lista de materiales que se necesitan para realizar la preparación y lanzamiento de las sondas.

Tabla 2. Lista de materiales requeridos para experimento de sondeo en plataforma libre

Materiales	Especificaciones	Foto	Función
Radiosonda Meteorológica con baterías CR-123 de litio	iMET-1-RS-DMT (No necesita acondicionamiento previo al lanzamiento. Cuidar que no se estropeen los sensores).		Medición de temperatura, presión, humedad relativa, coordenadas GPS.
Ozono-sonda con baterías de 9V	DMT		Medición de O ₃
Soluciones de ánodo y cátodo	0.5% KI solución saturada de KI (cátodo)		Detección electrolítica de ozono
Equipo de radioenlace	ICOM IC-R8500		Recepción de señales en tiempo real
Antena de difusión y preamplificador	Yagui 50-12-12 Ganancia: 12.83 dB		Amplificación del radioenlace

Unidad de prueba	Contiene un generador de ozono, generador de aire cero, y bomba de aire, medidor de corriente de la sonda, fuente de alimentación de corriente de 12-15 V.		Pre acondicionamiento de ozono sonda
Globos látex	Marca Totex 800 g		Plataforma aérea
Paracaídas, cuerda y riel			Amortiguar la caída de las sondas. Riel busca evitar estropear la radiosonda en el despegue del lanzamiento.
Tanque helio			Gas liviano para elevar el globo

3.1.1. Preparación de soluciones de ánodo y cátodo

Para el cátodo se prepara una solución búfer 0.5% KI mezclando 5.0 g de KI, 12.5 g de KBr, 1.0 g de Na_2HPO_4 , 0.55 g de NaH_2PO_4 a 1 L de agua destilada y desionizada. Después de 24 horas el pH debe estar entre 6.8 y 7.0. En el caso de no disponer del

fosfato di básico (Na_2HPO_4) se puede reemplazar por 1.50 g de $\text{Na}_2\text{HPO}_4 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$. Asimismo, en el caso de no disponer de fosfato mono básico (NaH_2PO_4) se puede reemplazar por $\text{NaH}_2\text{PO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Para la preparación del ánodo se debe limpiar una botella oscura con la solución del cátodo.

En ésta se preparará la solución. Se añaden 120 g de KI en la botella, seguido por 80 g de la solución de cátodo. Se la deja reposar 1 día para asegurarse que la solución está saturada con KI. Deben haber cristales visibles de KI en el fondo de la botella, esto es un indicador de que efectivamente la solución está saturada.

Es recomendable refrigerar las soluciones o guardarlas en un sitio oscuro y seco. Se las puede guardar hasta 1 año, pero es recomendable utilizar lo antes posible.

3.1.2. Preparación de la ozono-sonda

La preparación de la ozono sonda se realiza junto a la lista de comprobación del Anexo 1 en donde se indica el proceso a seguir paso a paso. A continuación se hará una descripción detallada.

3.1.2.1. Preparación inicial – 7 días antes del lanzamiento:

La preparación inicial se realiza 7 días antes del lanzamiento. En primer lugar se debe correr la bomba de la ozonosonda en aire cero de la unidad de prueba por 10 minutos. Esto se hace para calentar la bomba y disminuir el ruido del instrumento. Se observan los componentes de la ozonosonda a continuación en la Figura 5.

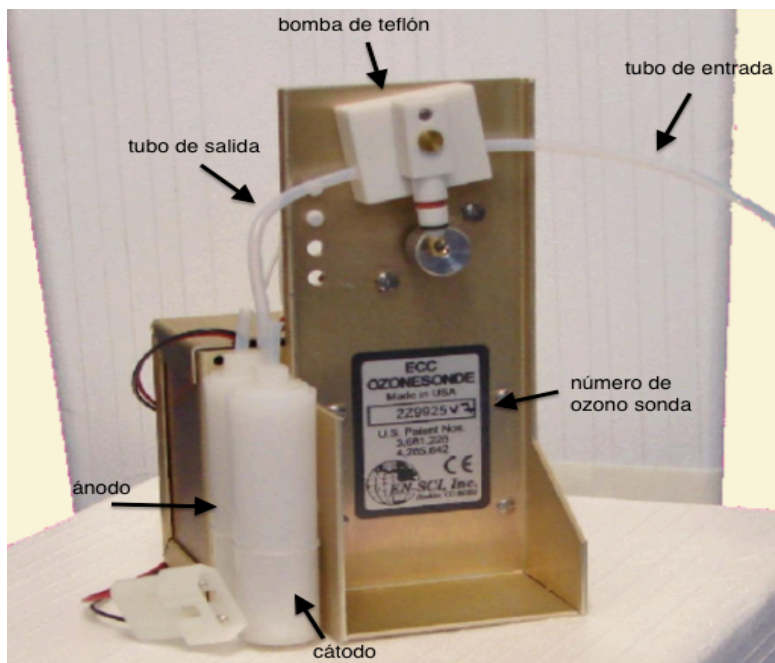


Figura 5. Componentes de la ozonosonda

Para esto se coloca el tubo de entrada de aire de la sonda en la fuente de aire cero de la unidad de prueba, con cuidado para que no se doble el tubo. La unidad de prueba se puede observar en la Figura 6.

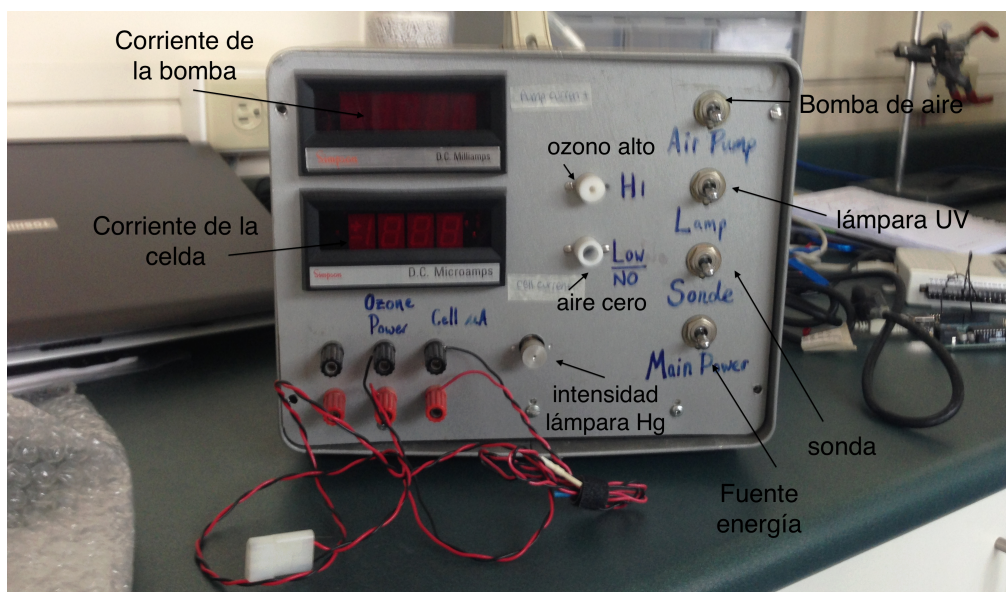


Figura 6. Unidad de prueba utilizada para el acondicionamiento de las sondas.

Se prende la Unidad de Prueba de Ozono y la bomba de aire de la sonda. Después de 10 minutos se anota la corriente de la bomba en mA, registrada en la unidad de prueba. Luego se debe hacer un bypass en la celda. Para esto se desconecta el tubo de salida de la bomba de teflón para que el aire no entre a la celda. A continuación se debe colocar 5 cc de solución en el cátodo y colocar el tubo de entrada en el puerto de ozono alto en la Unidad de Prueba. Se conecta la ozonosonda al instrumento de prueba, se prende la lámpara de mercurio y la bomba, y se lo deja correr por 30 minutos. A continuación se apaga la lámpara de mercurio y se lo deja correr por 3 minutos en aire sin ozono cambiando el tubo de entrada al puerto de aire cero. Este procedimiento sirve para limpiar con ozono el tubo de muestreo de la ozonosonda.

Para medir la línea base de la celda electrolítica se debe botar la solución del cátodo y añadir 3 cc de solución nueva. Se añaden 1.5 cc de solución de ánodo y se corre la celda por 10 minutos en aire cero y se registra la corriente (μA). Luego se corre por 10 minutos en 10 μA de ozono y luego se cambia a aire sin ozono. Se debe tomar el tiempo que toma para bajar de 4 a 1.5 μA y se vuelve a correr la sonda por 10 minutos en aire sin ozono. Finalmente se pone en cortocircuito los cables de la celda electrolítica y se guarda la ozonosonda.

3.1.2.2. Reemplazo de soluciones: 5 días antes del lanzamiento

Se reemplazan las soluciones de cátodo y ánodo con 3 y 1.5 cc de solución respectivamente. Se corre la celda por 10 minutos en aire cero, en el puerto de aire cero de la unidad de prueba y se registra la corriente (μA). Se corre por 10 minutos a 5 μA de O_3 prendiendo la lámpara de mercurio y regulando la intensidad con la palanca de la unidad de prueba, y se lo cambia a aire cero. Se toma el tiempo que se demora en bajar

de 4 a 1.5 uA. Nuevamente se corre por 10 minutos en aire cero y se pone los cables en cortocircuito. Esto sirve para medir el tiempo de recuperación de la celda electrolítica a diferentes niveles de ozono.

3.1.2.3. Preparación para el lanzamiento

Se coloca el tubo de entrada de la ozonosonda como se observa en la Figura 5, se remueven las tapas de las celdas para cambiar la solución del cátodo y ánodo, poniendo 3 y 1.5 cc de solución respectivamente. Se coloca el tubo del ánodo en el puerto de aire cero y se corre la celda por 10 minutos en aire cero. Se toma la medida de corriente del instrumento en μamps . Esta es la medida de la señal con cero ozono. A continuación se corre la celda a 5 μamps de O_3 por 10 minutos, se le cambia a aire cero y se mide el tiempo que toma en caer de 4 a 1.5 μamps . Por último se debe medir la tasa del flujo de muestreo de la ozonosonda utilizando un medidor de flujo de burbuja (bubble flow meter). El instrumento mide cuánto se demora un flujo de aire en mover una burbuja de jabón a través de un volumen determinado. El medidor es un tubo graduado con un puerto para entrada de aire y un suministro de burbujas de jabón. Se coloca la solución de jabón como se observa en la Figura 7, se conecta la manguera de entrada con el puerto de salida de aire del cátodo, se hacen burbujas para humedecer las paredes del tubo y se mide el tiempo que toma en pasar una burbuja del punto 1 (inicio) hasta el punto 2 (final), luego se calcula el flujo promedio de las mediciones. Además se deben tomar los datos de temperatura y humedad relativa del cuarto para luego ingresar estos datos al sistema y que se haga la corrección correspondiente. En el valle de Cumbayá se utiliza una corrección de 1.8%, que fue calculada con la siguiente fórmula.

Para realizar la corrección del instrumento de burbuja medidor de flujo, se utiliza la siguiente fórmula:

$$\% \text{ Corrección} = \frac{\text{Flujo 1} - \text{Flujo 2}}{\text{Flujo 1}} * 100 \quad (37)$$

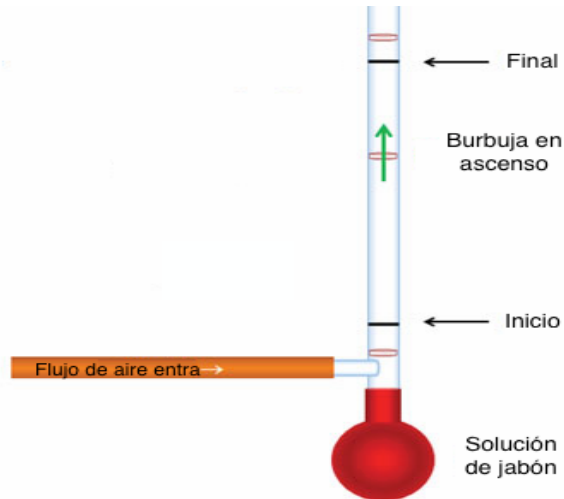


Figura 7. Medidor de flujo de burbuja

3.1.2.4. Lanzamiento

El lanzamiento requiere la colaboración de al menos dos personas. El día del lanzamiento se adhiere la caja de la radiosonda iMet a la caja de espuma flex de la ozonosonda con adhesivo de doble lado, como se observa en la Figura 8. Se aseguran ambas cajas con cinta adhesiva que sea resistente a temperaturas bajas.



Figura 8. Preparación de radiosonda y ozonosonda para el lanzamiento

Mientras tanto, se coloca la antena, se la conecta al radio receptor y se prueban las comunicaciones por radio.

Para inflar el globo se debe tener una superficie limpia y lisa, por lo que es recomendable colocar un plástico grande en el piso. Se utiliza un globo de marca Totex de 800 gramos, para grandes altitudes, que se infla con helio. Para pasar el gas de helio desde el tanque hasta el globo convencionalmente se utiliza una manguera de alta presión para gas, Sin embargo, adaptando a las condiciones y materiales disponibles localmente se utiliza una manguera de jardín que cumple esta función. Se utilizaron boquillas para agrandar la boca de la manguera, e inflar el globo más fácilmente.

Se amarra un contra peso de 2 kg al globo y, cuando el contra peso se levanta del piso, es indicación de que el globo tiene suficiente helio para el vuelo. Adicionalmente se amarra el contra peso a un ancla para asegurarse que el globo no se escape. Una vez que el globo tiene suficiente helio se debe amarrar el cuello del globo con varios nudos de piola para que no se escape el gas. El globo va atado al paracaídas simple, y este a un riel, y finalmente al paquete de sondas como se observa en la Figura 9. Se recomienda utilizar guantes de látex para manipular el globo, de lo contrario la grasa de los dedos puede contribuir a que el globo explote a menor altitud de la óptima durante el vuelo. Luego se prepara el carrete asegurándose que no se trabe, se le da una vuelta a la cuerda del carrete por uno de los travesaños para tener más fricción y se amarra la parte superior del carrete a la cuerda del extremo inferior del paracaídas. Asegurar la cuerda del paracaídas con cinta adhesiva para que no queden pedazos de cuerda suelta. Colocar la antena y conectarla al radio receptor. Se puede utilizar la planilla del Anexo 7.3 como guía paso a paso para inflar el globo.



Figura 9. Lanzamiento del globo meteorológico

En las sondas se colocan las pilas correspondientes, se las asegura y se conecta la radiosonda iMet al panel de la ozonosonda DMT. Se coloca la radiosonda a frecuencia de 403 MHz, al igual que al radioreceptor ICOM IC-R8500. En el radioreceptor se genera un sonido que es la señal. Esto indica que el instrumento está transfiriendo los datos correctamente. Se verifica que el tubo de entrada de la ozonosonda esté bien conectado a la celda, y que el otro extremo del tubo de entrada sobresalga por la caja de espuma flex para que pueda tomar los datos de aire atmosféricos como se observa en la Figura 10. No se debe colocar cinta adhesiva en el tubo de entrada de la ozonosonda. Asimismo se saca el sensor de la caja del iMet con mucho cuidado, ya que es frágil. Este tomará los datos físicos de la atmósfera. Se cierra adecuadamente con cinta adhesiva todas las cajas.



Figura 10. Colocación del tubo de entrada de la ozonosonda para sondeo de aire atmosférico

3.2. Software de transmisión de datos

El software utilizado para la transmisión de datos en tiempo real a la estación terrena y su decodificación inmediata, es el programa SkySonde Server and Client. SkySonde recolecta, calcula y grafica los datos obtenidos de la ozonosonda y la radiosonda. El servidor colecta los datos de un puerto de audio, el mismo que se crea al recibir señales del iMet.

Se inicia el sistema del servidor de SkySonde y se verifica que los datos estén llegando. Cuando los datos llegan los colores de los parámetros titilan como se observa en la Figura 11.

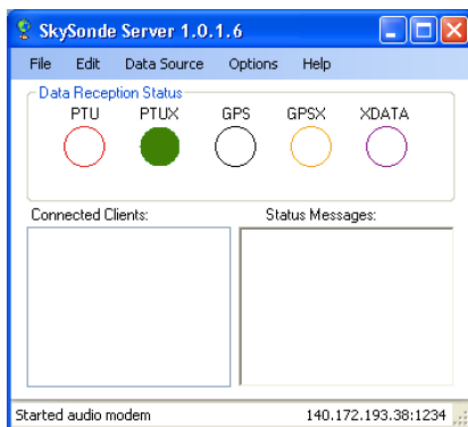


Figura 11. Recepción de datos en el SkySonde

Se abre el “SkySonde Client” que toma los datos del servidor y los convierte en archivos de datos. Se ingresan el nombre del vuelo, el número de radiosonda, los datos de presión, temperatura, altitud, y humedad del sitio de lanzamiento. Se ingresa la información requerida de la ozonosonda, la solución de cátodo y ánodo que se utilizó. En este caso se utilizó la “NOAA (Bryan Johnson) Default Solution”. Una vez más se revisa que los datos estén llegando, y se comienza la recolección de datos.

Finalmente se amarra la ozono y radio sonda al carrete con triple nudo que ya están atadas al globo. Este es el paso más importante ya que si no se asegura de manera correcta, se pueden perder las sondas en el vuelo, fracasando así el experimento. Con esto, ya se está listo para liberar el globo. Se agarra firmemente con ambas manos la piola, se va bajando y soltando poco a poco, se pasa por el paracaídas, se llega al carrete y se suelta. El globo inicia su ascenso inmediatamente.

El vuelo se monitorea con el programa SkySonde. Para ver el gráfico de los datos en tiempo real, se hace click en el recuadro junto a la variable que se desea ver.

Los datos que se toman son continuos. En promedio se obtiene un dato cada 1 segundos, pero depende de la calidad de la señal y su visualización en el tiempo.

3.3. Estación meteorológica

La estación meteorológica se localiza en la Universidad San Francisco de Quito, Ecuador. Está ubicada en el valle de Cumbayá. Todos los lanzamientos se realizaron desde la EMA-USFQ, en el techo del edificio Maxwell de la institución. La altitud de la estación es de 2391 msnm (metros sobre nivel del mar), altura a la que empezarán a registrarse los datos. Sus coordenadas son -0.2° latitud, -78.44° longitud. Se observa el mapa de ubicación de la estación en la Figura 12. En la Tabla 3 se encuentra el horario detallado de los lanzamientos. Se escogieron horas sinópticas de acuerdo a los horarios de vuelos en el

aeropuerto de Quito, procurando hacerlo en horas donde no hayan aeronaves próximas, aún cuando un globo meteorológico no representa riesgo alguno pues permanece en el espacio aéreo unos minutos solamente y rápidamente alcanza altitudes superiores. Asimismo, se escogió horas tempranas de la mañana para estudiar la altura de la capa límite planetaria (PBL, por sus siglas en inglés), y para tener un conocimiento más profundo sobre la razón de picos de contaminación de NO en horas tempranas de la mañana observadas en el EMA-USFQ en el valle de Cumbayá.



Figura 12. Mapa de ubicación de la estación de mediciones atmosféricas EMA-USFQ

Tabla 3. Horario de lanzamientos de sondas

No. vuelo	Código	Fecha	Hora local lanzamiento
1	UIO01	02/06/2014	13:15:05
2	UIO02	04/06/2014	12:11:37
3	UIO03	12/06/2014	12:12:51
4	UIO05	15/07/2014	7:54:37
5	UIO06	21/07/2014	6:58:55

3.4. Generación de archivos de datos

Una vez obtenidos los archivos generados por el programa SkySonde, se debe proceder a generar los archivos de datos con corrección, que incluyen las condiciones atmosféricas del momento del lanzamiento. Para generar este nuevo archivo se debe, en primer lugar, arrastrar el archivo *raw* al programa SkySonde Processor, un tercer componente del programa SkySonde. Se selecciona el recuadro “Launch Point (hora lanzamiento GMT)”, se arrastra la bandera con la rueda del mouse hasta el instante del lanzamiento, y se verifica que la información de temperatura, humedad relativa, etc. de la estación terrena, estén correctas. Se selecciona “OK”. A continuación, se debe corregir la línea base de la corriente de la ozonosonda. Para esto se “Background Current” y “Apply”. Luego, se corrige la presión seleccionando “pressure offset”, y “pressure comparison”. Se hace zoom al punto donde se revienta el globo y empieza a caer, se pone un valor de presión en “pressure offset” que haga que la presión del sensor y del geopotencial estén superpuestas y se selecciona “Apply”. Ahora se corrigen los puntos no válidos de O₃ que se toman cuando se revienta el globo. Para esto, se escoge “ozone partial pressure” y se hace zoom al final del vuelo y se borran los puntos erróneos, los que aparezcan con mucho ruido. Para hacer esto se hace un recuadro en los puntos con el botón izquierdo del mouse.

Una vez hechas todas estas correcciones, finalmente se selecciona “create standard output files”, generando los archivos válidos del vuelo. Estos archivos tienen todos los datos que se recibieron durante el vuelo con las correcciones adecuadas.

Para hacer el procesamiento de datos correspondiente de este trabajo se utiliza el archivo “.lev”. Este archivo saca un promedio de los datos cada 250 m, lo cual suaviza la

línea en los gráficos. Se utilizan solamente los datos de ascenso, aunque se observó que el perfil del descenso es muy similar. Los datos del descenso no se toman en cuenta porque la caída libre ocurre a una velocidad significativamente más alta que la velocidad de ascenso, que es de aproximadamente 5 m/s.

IV. Resultados preliminares

Se han creado perfiles verticales de temperatura, presión, humedad relativa, velocidad y dirección del viento, y ozono para los vuelos 1 y 4 realizados desde la EMA-USFQ. El vuelo 1 de código UIO01 se realizó el día 02 de junio del 2014 a las 13:15:05 hora local, 18:15:05 hora GMT. El vuelo 4 de código UIO05 se realizó el día 15 de julio del 2014 a las 06:58:55 hora local, 11:58:55 hora GMT.

4.1. Perfiles de variables físicas

4.1.1. Perfil de temperatura y temperatura de rocío

Los datos recolectados de temperatura sugieren que la tropopausa en Cumbayá está entre los 16.5 km (vuelo 4) - 17 km (vuelo 1) de altitud, altura a la que hay una inversión térmica muy fuerte en ambos lanzamientos, y la temperatura comienza a ascender con la altitud, como se puede observar en las Figuras 13 y 14. Se observa que a horas más tempranas de la mañana la tropopausa está a menor altitud, mientras que a horas más avanzadas de la tarde la tropopausa está a mayor altitud, sin que haya una diferencia muy significativa entre ambos sondeos. La tropopausa marca el fin de la tropósfera y comienzo de la estratósfera. Estas observaciones coinciden con la revisión de literatura en la que se encuentra que aproximadamente la tropopausa tropical tiene una altitud media de 17 km.

Asimismo, la tropopausa se caracteriza por ser muy fría, con una temperatura de aproximadamente 193 K. En los experimentos se observa que la temperatura a la que se encuentra la tropopausa es de aproximadamente 191 K para el vuelo 1 y 196 K para el vuelo 4, como se observa en la figura 13 y 14.

La tropopausa no es un límite definido sino que es una región de la atmósfera. Existen métodos más complejos para determinar la altitud de la transición entre la tropósfera y la estratósfera. Sin embargo aquí se ha realizado un análisis observacional preliminar de los diferentes niveles atmosféricos.

En la Figura 15 se observa que en el vuelo 4 de las 07h54, se observan 2 inversiones térmicas en la tropósfera, a las altitudes de 2.5 y 5.25 km, ambas tienen valores de 0.8 K/km y 1 K/km respectivamente. La primera inversión del vuelo 4 está relacionada a la altitud aproximada de la capa estable adyacente a la superficie, y mide menos de 200 m. Sin embargo, la determinación de la estructura de la PBL (capa límite planetaria, por sus siglas en inglés) es muy compleja e involucra análisis termodinámicos en la carta Skew T-Log P, que excede el alcance de este trabajo (Schmid & Niyogi, 2011). En el vuelo 1 solamente se observa una inversión térmica muy fuerte, la que marca el inicio de la tropopausa.

Durante las inversiones el aire más frío no se puede elevar por su densidad, causando que los contaminantes no puedan dispersarse. Esto indica que en horas tempranas de la mañana la capa de mezcla es muy baja, causando que se concentren en mayor grado los contaminantes (Wang & Wang, 2014).

La tasa de enfriamiento calculada para la tropósfera en el vuelo 1 es de 7 K/km, mientras que para el vuelo 4 tiene un valor de 6.5 K/km. Esto coincide con el valor promedio de la tasa de enfriamiento adiabática de la tropósfera, según la literatura, que está entre 6-7 K/km (Wallace & Hobbs, 2006).

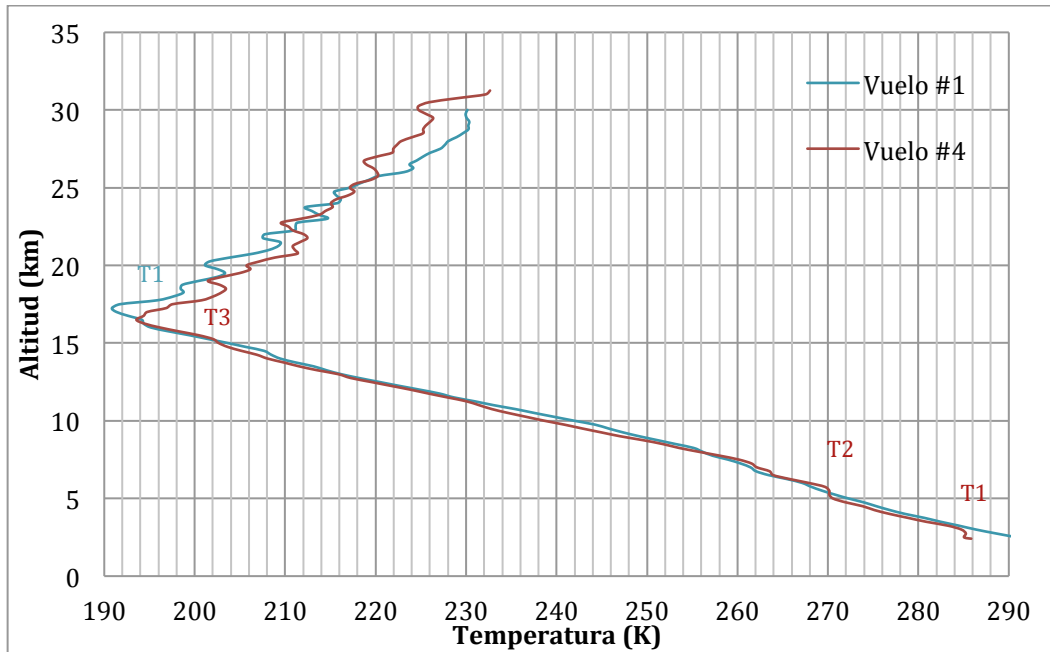


Figura 13. Perfil vertical de temperatura medida (T) para ambos vuelos. T_1 , T_2 , T_3 muestran inversiones térmicas. Datos obtenidos del *lanzamiento 1* y *4* de sondas del día 02/06/2014 a las 13h15 y del 15/07/2014 a las 07h54 respectivamente, promediados cada 250 m de altitud. Eje horizontal de temperatura (T) en unidades Kelvin. Eje vertical de altitud en unidades de kilómetros. Escala aritmética. Altitud alcanzada: 31 km.

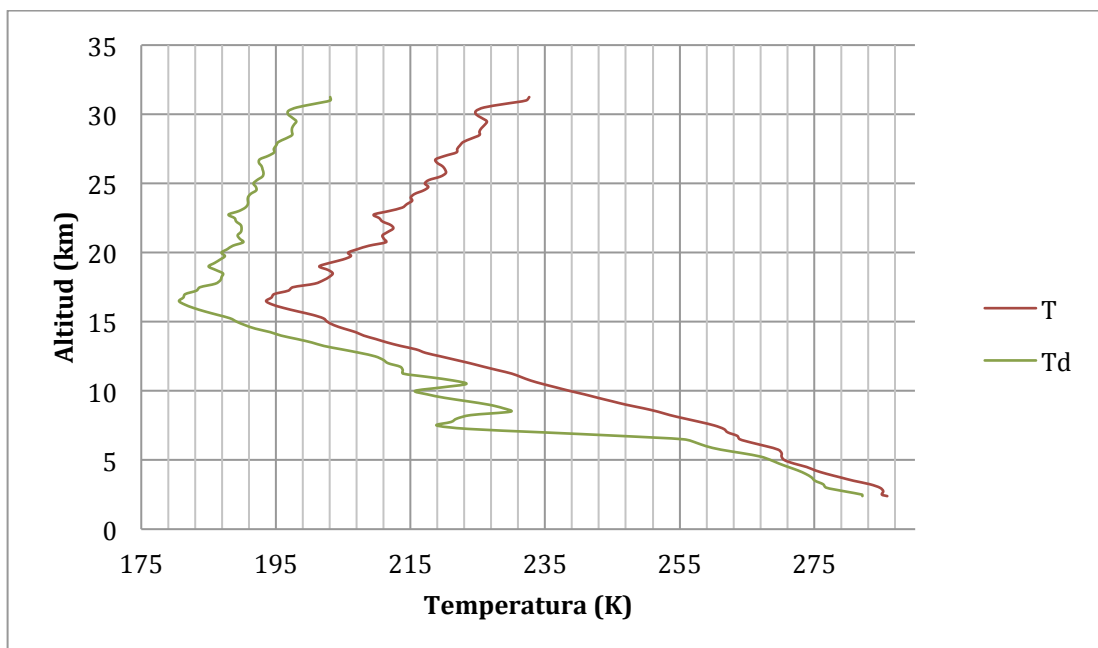


Figura 14. Perfil vertical de temperatura medida (T) y temperatura de rocío (Td) calculada en la atmósfera para el vuelo 4. Datos obtenidos del *lanzamiento* de sondas del día 15/07/2014 a las 07h54, promediados cada 250 m de altitud. Eje horizontal de temperatura (T) y temperatura de rocío (Td) en unidades Kelvin. Eje vertical de altitud en unidades de kilómetros. Escala aritmética. Altitud alcanzada: 31 km.

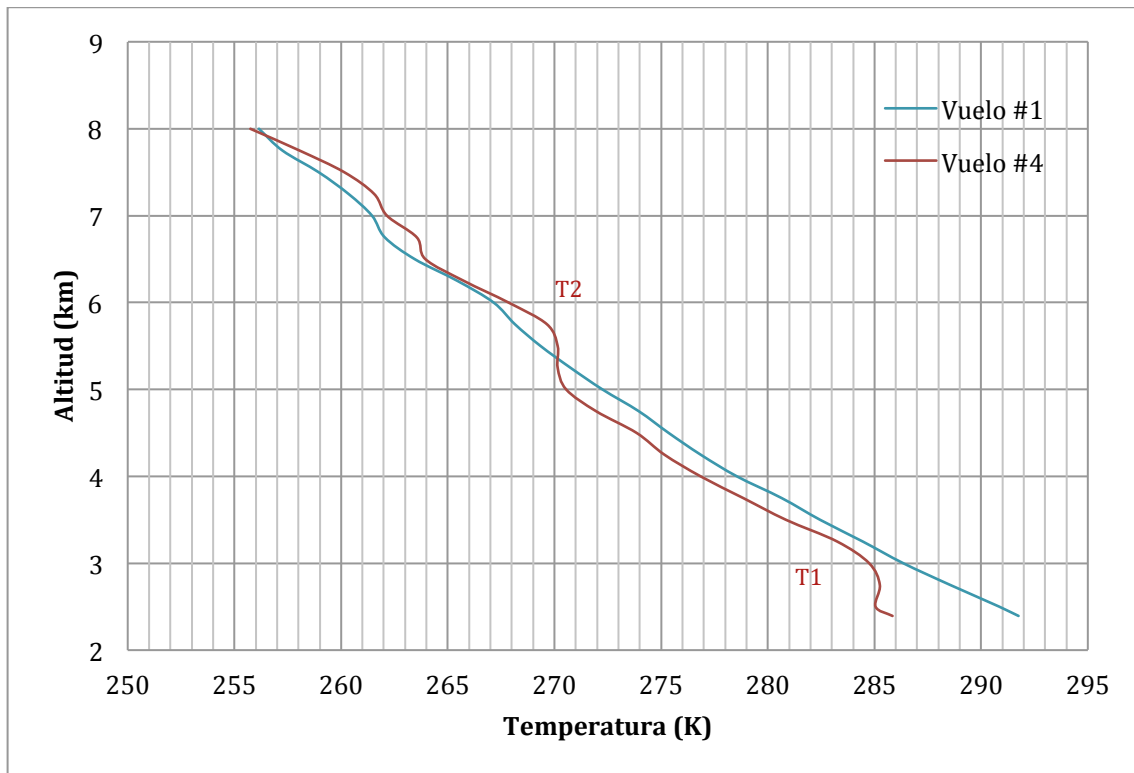


Figura 15. Perfil vertical de temperatura medida (T) para los vuelos 1 y 4. T_1 , T_2 muestran inversiones térmicas. Obtenido del lanzamiento de sondas de los días 02/06/2014 a las 13h05 y del 15/07/2014 a las 07h54 respectivamente. Eje horizontal de temperatura (T) en unidades Kelvin. Eje vertical de altitud en unidades de kilómetros. Escala aritmética. Datos promediados cada 250 m de altitud. Altitud alcanzada: 31 km.

4.1.2. Perfil de Humedad relativa

En la Figura 16 se observa que a la altura de la tropopausa, la atmósfera tiene condiciones muy secas. En esta zona hay más del 50% de humedad relativa. Los perfiles de ambos lanzamientos son muy similares, siguen el mismo patrón.

La humedad relativa es errática porque es el cociente entre $\overline{P_{H_2O}}$ y P_{vap} , y a medida que baja la temperatura, la presión de vapor baja y la humedad relativa (HR%) puede presentar valores altos a mayores altitudes. Sin embargo, esto no significa que haya mayor contenido de humedad. La comparación entre temperatura (T) y temperatura de

rocío (Td) de la Figura 14 dan una idea del contenido de humedad absoluta de la atmósfera.

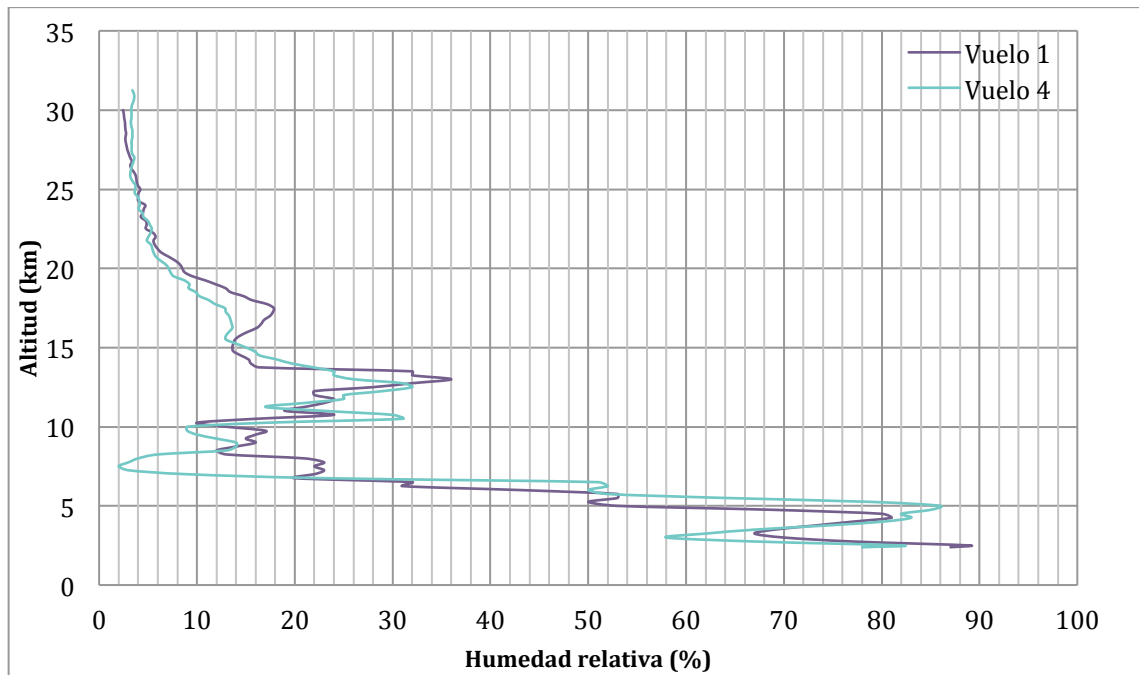


Figura 16. Perfil vertical de humedad relativa (%) en la atmósfera para vuelos 1 y 4. Obtenido del lanzamiento de sondas de los días 02/06/2014 a las 13Hh05 y 15/07/2014 a las 07h54 respectivamente. Eje horizontal de humedad relativa en porcentaje. Eje vertical de altitud en unidades de kilómetros. Escala aritmética.

4.1.3. Perfil de Presión

De acuerdo a los datos del sondeo, en la Figura 18, se observa que ambos vuelos tienen en mismo perfil de presión. Como se observa, la presión decrece exponencialmente con la altura ya que disminuye el peso de la columna de aire a medida que se gana altitud. Así lo describe la ecuación hidrostática. La Figura 17 es evidencia de que la ecuación representa la realidad física de la presión.

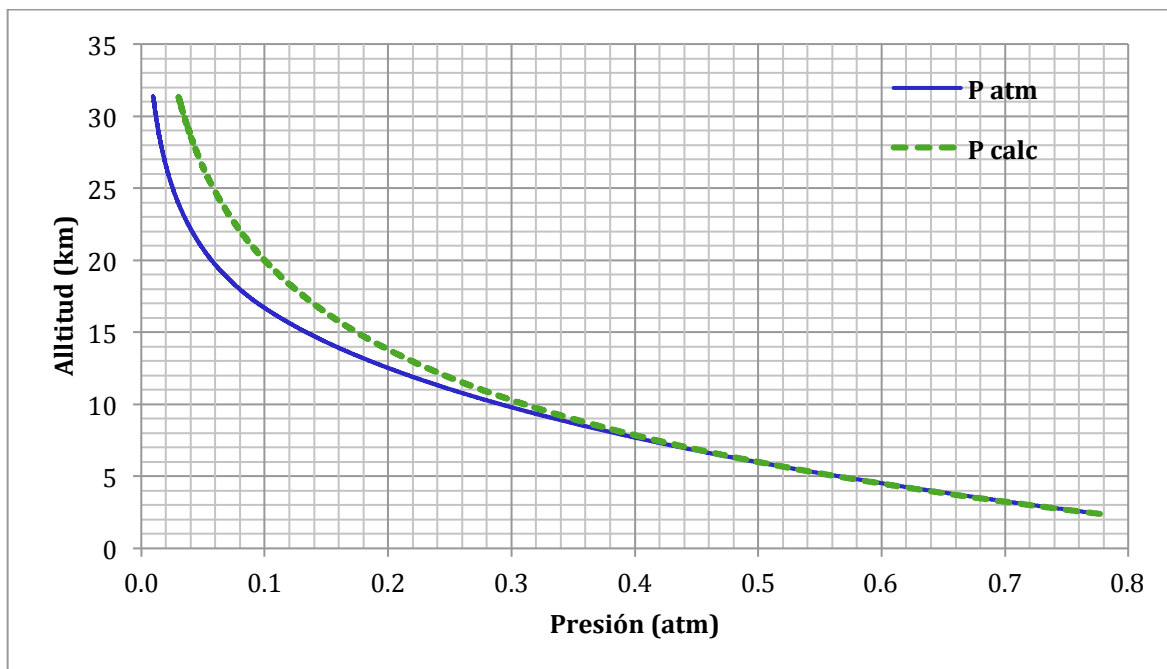


Figura 17. Perfil vertical de Presión medida (P_{atm}) y calculada con la ecuación hidrostática (P_{calc}) en la atmósfera. Obtenido del lanzamiento de sondas del día 15/07/2014 a las 07h54. Eje horizontal de presión atmosférica y presión calculada en unidades de atmósferas. Eje vertical de altitud en unidades de kilómetros. Escala aritmética. Se asume una atmósfera isoterma.

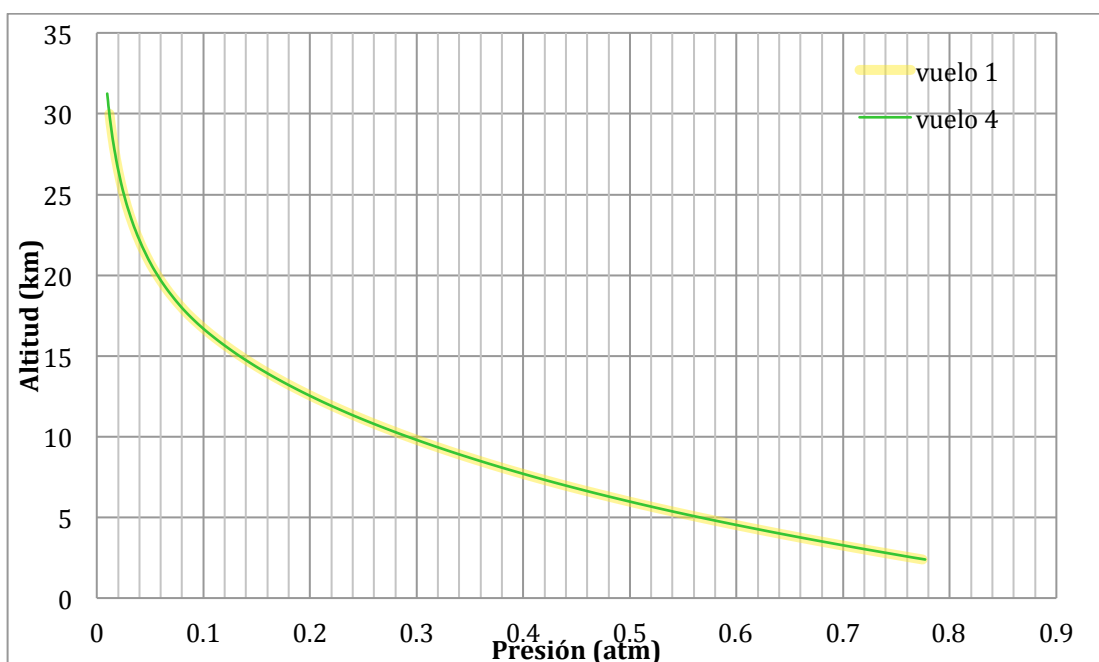


Figura 18. Perfil vertical de presión en la atmósfera para el vuelo 1 y 4, las fechas de 02/06/2014 a las 13Hh05 y 15/07/2014 a las 07h54 respectivamente. Eje horizontal de presión en unidades de atmósferas. Eje vertical de altitud en unidades de kilómetros. Escala aritmética.

4.1.4. Perfil de velocidad del viento

De acuerdo a la Figura 19, el perfil vertical de la velocidad del viento aumenta con la altitud como predice la teoría. Esto se debe a que hay menos fricción a mayores altitudes. Su aumento no es lineal debido a la fricción que existe entre capas y por el fenómeno de la mezcla de las masas de aire.

La tropósfera se caracteriza por fuertes corrientes de aire. Incluso se llega a los 97 km/h a 15 km de altitud. En la Figura 20 se observa el perfil vertical de la dirección del viento a la hora y día del lanzamiento.

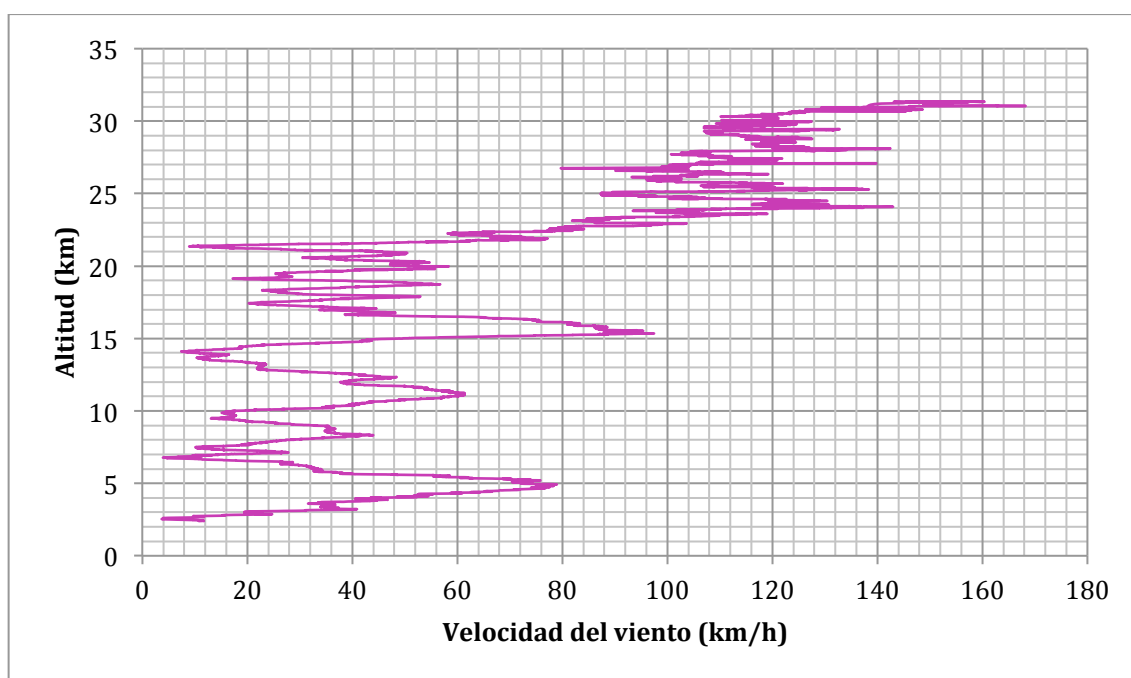


Figura 19. Perfil vertical de la velocidad del viento en unidades de km/h. Obtenido del lanzamiento de sondas del día 15/07/2014 a las 07h54. Eje horizontal de escala aritmética.

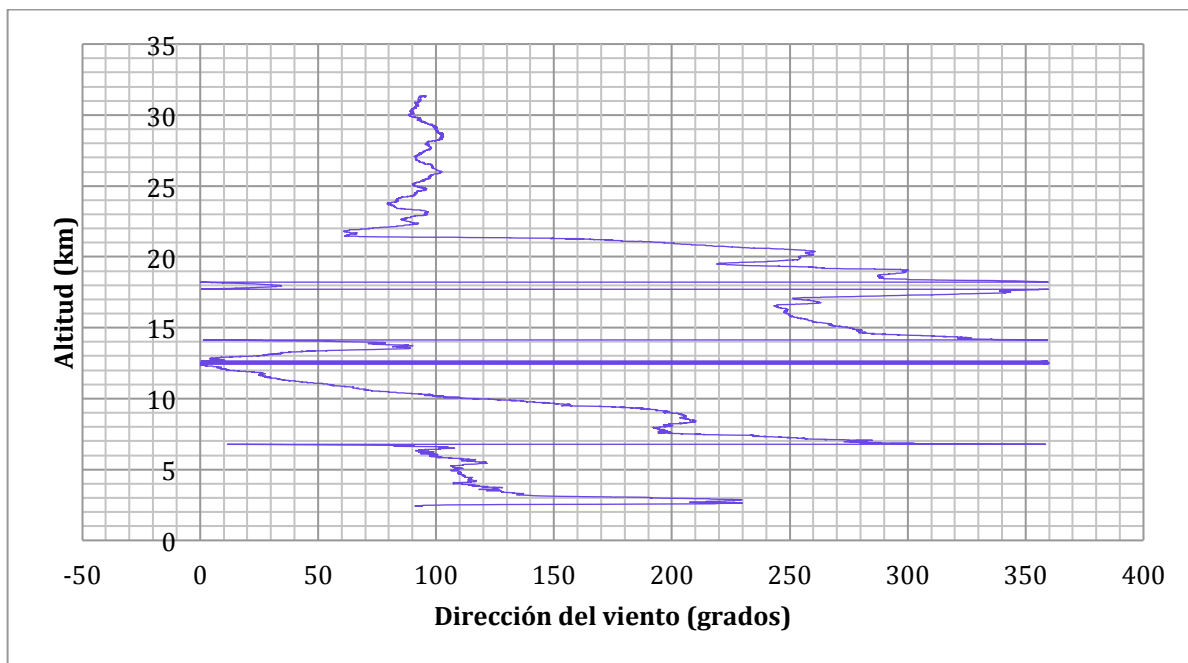


Figura 20. Perfil vertical de la dirección del viento en grados. Obtenido del lanzamiento de sondas del día 15/07/2014 a las 07h54 (vuelo 4). Eje horizontal de escala aritmética.

4.2. Perfil de ozono

Como se menciona anteriormente se estima que la tropopausa se encuentra a 16.5 – 17 km de altitud. El análisis de los datos de ozono obtenidos apoyan con evidencia ya que en los primeros kilómetros por encima de la tropósfera la concentración de ozono crece en un orden de magnitud, según la teoría. De hecho, en la Figura 21, se observa que entre las altitudes de 16 y 20 km, la concentración de ozono de hecho aumenta de 0.1 a 1 ppm_v, e incluso llega a un máximo de 10 ppm. Por lo tanto, la sonda penetró la capa de ozono en su totalidad.

Asimismo se observa que hay poco ozono en la tropósfera y el aire es húmedo, mientras que en la estratósfera hay ozono en abundancia, y el aire es seco. A nivel de la superficie se comprobó que los valores de ozono de la ozonosonda coincidan con los del sensor Thermo 49i de la EMA-USFQ.

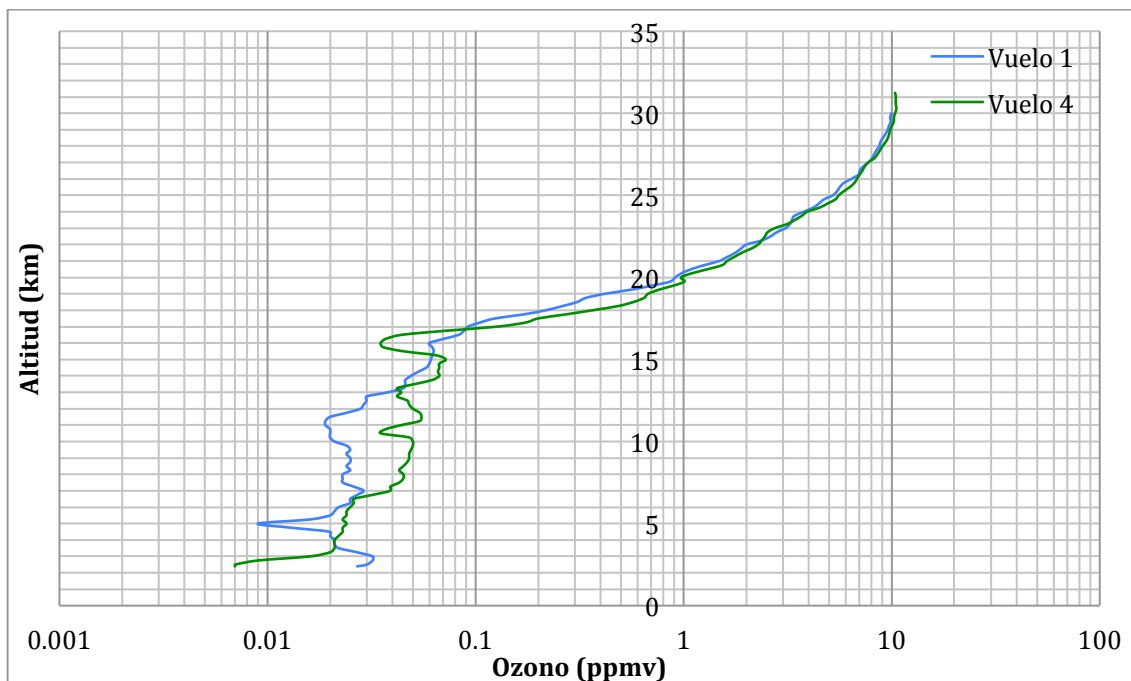


Figura 21. Perfil vertical de ozono en la atmósfera obtenido del lanzamiento de sondas del día 15/07/2014 a las 07h54. Eje horizontal de ozono a escala de logaritmo en base 10, unidades de partes por millón en volumen. Eje vertical de altitud en unidades de kilómetros, a escala aritmética. Datos promediados cada 250 m de altitud. Altitud alcanzada: 31 km.

V. Conclusiones

Los experimentos de sondeo de atmósfera superior llevados a cabo desde la EMA-USFQ en el valle de Cumbayá fueron un éxito. Se realizaron 5 lanzamientos de ozono y radiosondas utilizando el protocolo de la NOAA. Se ha adaptado este protocolo a la EMA-USFQ con el fin de ser aplicado en futuros lanzamientos, y poder llevar a cabo investigaciones de mayor profundidad.

Se ha conseguido realizar un estudio preliminar de los perfiles verticales de ozono y de variables físicas, estableciendo de manera tentativa la altura de la tropopausa, la altura aproximada de la capa límite para el vuelo 4, y la tasa de enfriamiento real para los sitios y horas determinadas de los lanzamientos. De los experimentos de atmósfera superior de la

ciudad de Quito, se comprobaron los comportamientos teóricos esperados para la atmósfera en los trópicos.

Como trabajos futuros se recomienda completar los análisis termodinámicos de los datos obtenidos en los 5 lanzamientos, y realizar el diagrama Skew T-Log P para determinar con mayor certeza la altura de la capa límite planetaria. Asimismo, se recomienda realizar análisis comparativos con datos de contaminación para establecer relaciones entre el comportamiento de la atmósfera superior con eventos de contaminación. Se pueden utilizar los datos para validar observaciones satelitales de la NOAA y NASA, instituciones que tienen la necesidad de estos datos en localidades de los trópicos debido a la poca investigación que se realiza sobre este tema en tales sitios. Finalmente, los datos de los 5 vuelos se encuentran validados y pueden ser utilizados para comparar los perfiles de ozono con los resultados de modelos de química y transporte globales.

VI. Referencias

- International Met Systems.* (2015). Retrieved enero 20, 2015, from InterMet:
http://www.diel.co.za/imet2ab_detail.html
- Ahrens, D. (2007). *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment* (novena ed.). Belmont, California.
- Cazorla, M., & Tamayo, E. (2014, diciembre 19). Estación de mediciones atmosféricas en la Universidad San Francisco de Quito (EMA): instrumentación de meteorología física de la estación terrena y evaluación de mediciones iniciales. *Avances en ciencias e ingenierías* .
- Earth's Atmosphere.* (2015). Retrieved from National Geographic:
<http://science.nationalgeographic.com/science/earth/earths-atmosphere/>
- eléctrica, E. d. (2009). *Hidrometeorología.* Retrieved enero 20, 2015, from ETESA:
<http://www.hidromet.com.pa/viento.php>
- Johnson, B., & Vomel, H. (2002, octubre 10). Electrochemical concentration cell (ECC) ozonesonde pump efficiency measurements and tests on the sensitivity to ozone of buffered and unbuffered ECC sensor cathode solutions. *Journal of Geophysical Research* .
- NOAA National Weather Service: Radiosonde Observations.* (2014). Retrieved febrero 10, 2015, from <http://www.ua.nws.noaa.gov/factsheet.htm>
- Schmid, P., & Niyogi, D. (2011). A Method for Estimating Planetary Boundary Layer Heights and Its Application over the ARM Southern Great Plains Site. (P. University, Ed.) *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* .
- Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales.* (2007, julio 3). Retrieved febrero 14, 2015, from Inversión térmica: <http://www.inecc.gob.mx/calaire-informacion-basica/553-calaire-inv-termica>
- Siedel, D. J., Ao, C. O., & Li, K. (2010). Estimating climatological planetary boundary layer heights from radiosonde observations: Comparison of methods and uncertainty analysis. *Journal of Geophysical Research* , 115.
- Simpson, M., Raman, S., & Lundquist, J. (2006, agosto). A Study of the Variation of Urban Mixed Layer Heights. *Natural Hazards* .
- Wagner, R. L. (1997). *The Weather Sourcebook: Your one-stop resource for everything you need to feed your weather habit* (2da edición ed.). Globe Pequot Pres.
- Wallace, J., & Hobbs, P. (2006). *Atmospheric Science: an introductory survey* (2nda edición ed.). Washington: Elsevier.

Wang, X., & Wang, K. (2014). Estimation of atmospheric mixing layer height from radiosonde data. *Atmospheric Measurement Techniques* .

VII. Anexos

7.1. Planilla de protocolo de preparación de ozonosondas

Universidad San Francisco de Quito
Departamento de Ingeniería Ambiental

EB-15

GUIA: LANZAMIENTO DE OZONOSONDAS

VUELO # _____

REPARACION INICIAL ~ 7 DIAS ANTES DEL VUELO

ECHA (LOCAL): _____
 INICIALES: _____
 OMBAS# (x,y,z,R): _____

1. Correr en aire cero 10 min ____
 2. Corriente bomba: _____
 3. Presión bomba: _____
 ENSCI Presión/vacío: _____

5. Bypass celda _____
 6. Añadir 6cc cátodo ____
 7. 30 min O3 Alto ____
 8. 3 MIN cero O3 _____

. Botar sln. cátodo: _____
 0. Añadir 3.0 CC cátodo fresco # _____
 1. Añadir 1.5 CC sln. ánodo: _____
 2. Correr 10 min en cero O3 _____
 3. Registrar corriente: BG _____ uamps
 4. Correr 10 min en 5 uamps O3 _____ – luego cambiar a aire cero O3
 5. Registrar: Tiempo que toma en caer de 4 a 1.5 uamps: _____ sec.

16. Correr sonda por 10 min en aire NO O3 ____
 17. Cortocircuito celda _____
 18. Tubo entrada en marco de la sonda: _____
 19. Poner instrument dentro funda plástica: _____
 20. Guardar en caja de espuma flex: _____

-5 DIAS DESPUES DE PREPARACION INICIAL: REEMPLAZAR SLNS.: FECHA

(LOCAL): _____

. Reemplazar Cátodo/Ánodo _____
 . Correr 5 MIN en cero O3 _____
 . Registrar corriente: _____ uamps
 . Correr 4 MIN en 5 uamps O3 _____
 . Cambiar a aire cero O3 _____

6. Registrar tiempo que demora en caer de 4 a 1.5 uamps: _____ sec
 7. Correr 5 min en aire cero O3 _____
 8. Hacer cortocircuito en celdas _____
 9. Guardar dentro de la caja de espuma flex: _____

REPARACION DEL VUELO EN EL LAB

ECHA (LOCAL): _____
 INICIALES: _____

. # sln. cátodo o datos de botella: _____
 . cambiar sln. cátodo (3cc) _____
 . cambiar sln. ánodo (1.5 cc) _____
 . Correr en aire cero O3 por 10 min: _____
 . Registrar corriente de ruido en cero O3: **BGI** _____ uamps
 . Correr en 5 microamps de O3 por 10 min: _____
 . Cambiar a aire cero O3: _____
 . **REGISTRAR:** Tiempo que toma en caer de 4 a 1.5 uamps: _____ sec
 . **REGISTRAR:** 5 tiempos de flujo T-100: _____

Tiempos de flujo T-100
 TEMP AMB. (C) _____, RH AMB. (%): _____
 Corrección del flujo: _____ (%)
 FLUJO #1: _____ sec
 FLUJO #2: _____ sec
 FLUJO #3: _____ sec
 FLUJO #4: _____ sec
 FLUJO #5: _____ sec
PROMEDIO T100: _____ sec

GUIA DEL LANZAMIENTO

(O. VUELO): _____
 ECHA GMT (YYMMDD): _____

 HORA LANZAMIENTO GMT: _____
 FECHA LOCAL: _____
 HORA LOCAL: _____
 Iniciales Operador: _____

Peso del globo: _____ gramos

CONTRA PESO: _____ GRAMS

Altitud alcanzada: _____ (km)

O3 sn: _____

Ruido celda O3 (uamps): _____

TIEMPO O3: _____ (sec)

Corrección Flujo O3: _____ (%)

Radio sonda s/n: _____ Frecuencia: _____ (MHz)

RESION SUPERF.: _____ (hPa)

EMP. SUPERF.: _____ (C)

H SUPERF.: _____ (%)

Condiciones del cielo: _____

Observaciones: _____

7.2. Planilla de protocolo de lanzamiento

Fecha: _____ lanzamiento #: _____
 Nombres de todos los participantes: _____

Favor verifique cada uno de los items considerados a continuación.

Instalación de equipos (receptor y computadora)

Colocar el receptor y la computadora en una mesa y en un lugar seguro	
Verificar que los equipos no se puedan caer	
Colocar el pedestal y la antena en la terraza.	
Conectar la antena a la entrada del preamplificador.	
Conectar el cable coaxial en el receptor (parte posterior conector N) y el otro extremo del cable coaxial a la salida del preamplificador que esta en la antena.	
Conecte los cables de potencia del preamplificador, esto en el receptor y en la antena.	
Verifique que el receptor este apagado y el volumen en cero.	
Conecte la fuente de poder del receptor y de la computadora.	

Configuracion del receptor.

Encienda el receptor.	
Ajuste el receptor a la frecuencia de la radio sonda. (favor pregunte si usted no conoce)	
Ajuste el nivel del volumen a la mitad del recorrido de la perilla.	
El control de Squelch del receptor coloque a cero.	
Verifique que el receptor este en modo WFM y verificar que no haya interferencias	
Al encender la radio sonda se debe escuchar la señal en el receptor	

Configuracion del computador.

Conectar el cable de audio desde la salida del receptor (parte de atrás del receptor) a la entrada de audio de la computadora.	
Encienda la computadora	
Verifique en el software de la computadora que este activada la entrada de audio.	
Encienda la radio sonda e inicie el programa Skysonde server.	
En la pestaña Data source seleccione Sound card	
Los circulos del programa Skyserver cambian de color. (NO CIERRE EL PROGRAMA)	
Inicie el programa Skysonde client.	
En la pestaña de Acquisition llene los campos serial number de la radio sonda y la identificación del lanzamiento.	
En la pestaña de Station llene los campos Altitud, presión, temperatura y humedad.	
En la pestaña Ozone llene los datos del sensor de ozono (nombre, identificación, temperatura y	

humedad del laboratorio)	
ECC cell solution, seleccionar Default solution (Bryan Johnson)	
Higrometer y multiple instruments dejar como esta	
Al dar click en OK se levanta el software cliente y se debe ver todas las señales de la telemetría.	

7.3. Planilla de inflado de globo con cilindro de helio

Fecha: lanzamiento #:

Favor verifique cada uno de los items considerados a continuación.

Instalación del cilindro de Helio. (Marque con un visto o con un OK)

Colocar el cilindro de Helio en un lugar seguro.	
Asegurar el cilindro de Helio con la cadena para evitar caídas.	
Colocar la válvula de control del cilindro de Helio, si la tuerca de la válvula es de mariposa ajustar a dos manos, pero, si es de tornillo ajustar con la llave adecuada.	
Extender la manguera desde el cilindro hasta el lugar de lanzamiento.	
Conectar firmemente la manguera a la salida de la válvula del cilindro de Helio, utilice la herramienta adecuada.	

Preparación de materiales para el lanzamiento.

En la zona de lanzamiento extienda el plástico sobre el piso.	
Prepare las Cintas adhesivas y ubíquelas junto a la zona de lanzamiento adjunte unas tijeras.	
Corte 6 retazos de piola de 1 metros de longitud, y con los pedazos construya 2 cordones de tres hilos	
Corte 6 retazos de piola de 3 metros de longitud, y con los pedazos construya 2 cordones de tres hilos	
Prepare los guantes de latex.	
Desenrede el paracaídas.	
Coloque el carrete-trinquete junto a la zona de lanzamiento y verifique su correcto funcionamiento.	
Coloquese los guantes y preparar el globo. (SIN GUNATES NO SE DEBE MANIPULAR EL GLOBO)	

Preparación del lanzamiento. (SIEMPRE CON LOS GUANTES PUESTOS)

Inserte la boquilla de la manguera en la boca del globo y ate el contorno con el cordón de 1 metro.	
Llene el globo con Helio hasta conseguir una fuerza de empuje de 2 Kg.	

Selle el globo con el cordón de 1 metro de tal manera que no hayan fugas de Helio.	
Pase el cordón de 3 metros por el hojal del paracaídas y ate los extremos al globo, utilice los nudos recomendados.	
Con el procedimiento recomendado coloque el carrete-trinquete en la base del paracaídas, con la cinta aislante organice los cordones para evitar que se enreden en el trinquete.	
Verifique la posición del seguro para que el trinquete funcione adecuadamente.	
Ate la cuerda del trinquete a la radiosonda, utilice los nudos recomendados.	
Verifique que la radiosonda envía señal al radioreceptor. (NO SUELTE LA RADIOSONDA SI NO FUNCIONA BIEN)	
Si todo esta bien suelte el sistema y disfrute de su vuelo.	
Ejuste la posición de la antena de vez en cuando, para ello utilice las coordenadas GPS que la radiosonda le envía.	

7.4. Trayectoria de recorrido de vuelos

7.4.1. Trayectoria de recorrido para el vuelo 1

