

**MÁSTER UNIVERSITARIO EN
CIENCIA Y TECNOLOGÍA ESPACIAL**

TRABAJO FIN DE MÁSTER

***DINÁMICA DEL VÓRTICE POLAR SUR DE
VENUS CON OBSERVACIONES DE VENUS
EXPRESS***

Estudiante *Rodríguez Ovalle, Pablo*
Directora *Garate López, Itziar*
Departamento *Física Aplicada I*
Curso académico *2020-2021*

Bilbao, 9, septiembre, 2021

Laburpena

Artizarrak gaur egungo atmosfera ezezagunetako bat du, bere misterioetako bat zurrunbilo polarren jatorria eta mantenua delarik. VIRTIS-M, Venus Express espazio-ontziko irudi-espektrometroak, egitura berezi hau egunez egun behatu zuen 2006tik 2014ra. Lan honetan atmosferako bi altueratako (gainazaletik ~ 42 km eta ~ 62 km-ra) haize eremua neurtu dugu, Hego Poloko Zurrubiloak morfologia desberdinak zituen 11 egunetarako 1.74 eta 3.8 edo 5.1 μm -tan VIRTIS-ek hartutako irudiak erabiliz. Haizearen abiadura *cloud tracking* bidez zehaztu dugu, egun bakoitzeko hiru irudi pare baino gehiagotan. Bortizitate erlatiboaren aldiuneko eta batezbesteko mapak ere osatu ditugu, egituren biraketa gradua zenbatesteko.

Artizarraren dinamika atmosferiko polarra sakonago aztertzeke, airearen tenperaturaren banaketa tridimentsionala ere neurtu dugu 11 egunetatik 3tan, VIRTIS-M tresnaren kanal infragorriak 1.0 eta 5.1 μm -ko tartean pixel bakoitzerako emandako espektroei esker. Inbertsio eta garraio erradiatiboko teknikak erabiliz, 55 eta 85 km-ko altuera arteko hainbat maila atmosferikoetarako tenperaturaren banaketa espaziala kalkulatu dugu. Altuera tarte hori lodiera nahikoko geruzatan zatituz, eskualde polarraren egonkortasun estatikoa zenbatetsi ahal izan dugu, horrela egitura egonkorrenak eta ez hain egonkorrak identifikatzeko.

Azkenik, dinamika atmosferikoaren (haizea eta tenperatura) epe laburreko bilakaera ikertu dugu aztertutako egunetako batean.

Abstract

Venus has one of today's most unknown atmospheres with one of the unsolved mysteries being the origin and maintenance of its polar vortices. VIRTIS-M, the imaging spectrometer from Venus Express spacecraft, observed this peculiar structure day after day from 2006 to 2014. In this project, we measured the wind field at two atmospheric levels (~ 42 km and ~ 62 km above the surface) using images at 1.74 and at 3.8 or 5.1 μm obtained by the VIRTIS instrument for 11 different dates when the South Polar Vortex showed different morphologies. We determined the wind velocity by *cloud tracking* in more than three pairs of images per date. We also produced instantaneous and averaged relative vorticity maps in order to estimate the rotation degree of the structures.

In order to study Venus's polar atmospheric dynamics in greater depth, we additionally measured the three-dimensional distribution of the air temperature in 3 of the 11 dates, since the infrared channel of VIRTIS-M instrument provides a spectrum for each pixel of the image in the 1.0 - 5.1 μm range. Using radiative transport and inversion techniques, we calculated the spatial distribution of the temperature for several atmospheric levels between 55 and 85 km height. By dividing this height range into sufficiently thick layers, we were also able to estimate the static stability of the polar region in order to identify the most and least stable structures.

Lastly, we studied the short term evolution of the atmospheric dynamics (winds and temperature) in one of the analyzed dates.

Resumen

Venus tiene una de las atmósferas más desconocidas de la actualidad, siendo uno de sus misterios el origen y mantenimiento de sus vórtices polares. VIRTIS-M, el espectrómetro de imágenes de la nave Venus Express, observó esta peculiar estructura día tras día desde 2006 hasta 2014. En este trabajo hemos medido el campo de viento a dos alturas de la atmósfera (~ 42 km y ~ 62 km sobre la superficie) usando imágenes a 1.74 y a 3.8 o 5.1 μm obtenidas por el instrumento VIRTIS para 11 días diferentes en las que el Vórtice Polar Sur mostró diferentes morfologías. Hemos determinado la velocidad del viento mediante *cloud tracking* en más de tres pares de imágenes por día. También hemos elaborado mapas de vorticidad relativa instantánea y promediada para estimar el grado de rotación de las estructuras.

Para estudiar la dinámica atmosférica polar de Venus en mayor profundidad, hemos medido además la distribución tridimensional de la temperatura del aire en 3 de los 11 días, ya que el canal infrarrojo del instrumento VIRTIS-M proporciona un espectro para cada píxel de la imagen en el rango de 1.0 a 5.1 μm . Usando técnicas de inversión y de transporte radiativo, hemos calculado la distribución espacial de la temperatura para varios niveles atmosféricos entre 55 y 85 km de altura. Al dividir este rango de altura en capas suficientemente gruesas, también hemos podido estimar la estabilidad estática de la región polar para así identificar las estructuras más y menos estables.

Por último, hemos estudiado la evolución a corto plazo de la dinámica atmosférica (vientos y temperatura) en uno de los días analizados.

Palabras clave

Venus, atmósferas planetarias, dinámica, velocidad del viento, vórtice polar, temperatura.

Índice general

1	Introducción	1
1.1	La atmósfera de Venus	3
1.1.1	Los vórtices polares de Venus	6
1.2	Venus Express y su payload	7
1.2.1	Órbita	8
1.2.2	VIRTIS	9
1.3	Objetivos	11
2	Análisis de los vientos	13
2.1	Método de medida	14
2.1.1	Elección de las órbitas a analizar	14
2.1.2	PLIA	15
2.1.3	PICV	16
2.1.4	Incertidumbres en las medidas	18
2.2	Resultados del análisis de vientos	18
2.2.1	Capa baja de las nubes (~ 45 km)	19
2.2.2	Capa alta de las nubes (~ 60 km)	23
2.2.3	Casos particulares	26
2.2.4	Movimiento del centro dinámico del vórtice	28
2.2.5	Vorticidad relativa	29
3	Análisis de la estructura térmica	33
3.1	Método de obtención de temperaturas	35
3.1.1	Fundamentos, modelo y algoritmo utilizado	35
3.1.2	Arquitectura del tratado de los datos	36
3.2	Resultados	37
3.2.1	Escala de altura de aerosoles y altura de la cima de nubes	39
3.2.2	Temperatura atmosférica	41
3.2.3	Estabilidad estática	49
4	Conclusiones	55
4.1	Campos de vientos	55
4.2	Estructura térmica	56
4.3	Posible continuación del estudio	57
	Referencias	59

Índice de figuras

1.1	Espectro de Venus	4
1.2	Mapa de temperaturas global de Venus	4
1.3	Vientos generales de Venus (Hueso et al., 2012, 2014)	5
1.4	Vórtice polar Sur de Venus en $5 \mu m$ (Piccioni et al., 2007)	6
1.5	Órbita de Venus Express	9
1.6	'Cubo' obtenido por el instrumento VIRTIS	11
2.1	Cubo de VIRTIS con las cuatro λ más importantes para este estudio.	15
2.2	Aplicación del filtro en las imágenes de VIRTIS	16
2.3	Interfaz programa PICV	17
2.4	Evolución morfológica a lo largo de 7 días para la capa alta de nubes	19
2.5	Distribución de medidas de viento obtenidas durante este trabajo	20
2.6	Mapa de vientos interpolados para las órbitas indicadas en la capa baja de las nubes	21
2.7	Perfil general obtenido para la capa baja de las nubes	22
2.8	Mapas de viento zonal y meridional de la capa baja de nubes	22
2.9	Mapas de vientos interpolados en la capa alta de nubes en varios de los días analizados	23
2.10	Mapa de vientos instantáneos para la capa alta de nubes	24
2.11	Mapa de vientos en hora local para la capa alta de nubes	25
2.12	Perfil general obtenido para la capa superior de nubes	25
2.13	Caso particular en la capa baja de las nubes (mapa instantáneo)	26
2.14	Caso particular en la capa alta de nubes	27
2.15	Ubicación de los centros del vórtice	28
2.16	Vorticidad relativa instantánea	30
2.17	Vorticidad relativa general en hora local	31
2.18	Anticorrelación entre vorticidad y brillo en la capa superior de las nubes	32
3.1	Comparativa de espectros nocturnos y diurnos	34
3.2	Diagrama de flujo de los pasos para obtener los perfiles de temperatura	37
3.3	Representación de grupos y macropíxeles sobre una imagen de VIRTIS	38
3.4	Altura de la cima de las nubes y escala de alturas de aerosoles en la órbita 478	40
3.5	Altura de la cima de las nubes y escala de alturas de los aerosoles en las órbitas 638 y 640	41
3.6	Diferentes perfiles de temperatura en el cubo 478-20	42
3.7	Mapas de temperatura en el cubo 478-20	43
3.8	Mapas de temperatura en el cubo 638-05	44
3.9	Mapas de temperatura en el cubo 640-01	45

3.10 Evolución de la temperatura en 6 horas. Órbita 478	47
3.11 Mapas de temperatura media en latitud en la órbita 478	48
3.12 Mapas de temperatura promediados en latitud en las órbitas 638 y 640 . .	49
3.13 Estabilidad estática en el cubo 478-20	51
3.14 Estabilidad estática en el cubo 638-05	52
3.15 Estabilidad estática en el cubo 640-01	53

Índice de tablas

1.1	Características principales de Venus y la Tierra	2
2.1	Conjunto de órbitas analizadas	20
2.2	Posición y distancias entre centros para todas las órbitas analizadas	29

Capítulo 1

Introducción

La exploración de las atmósferas planetarias es un campo muy interesante de la astrofísica que toma gran importancia a la hora de entender la historia de los planetas. El entendimiento de las atmósferas de los distintos planetas del Sistema Solar nos permite, además, mejorar el conocimiento que tenemos sobre nuestro propio mundo: su historia pasada, su presente y los posibles futuros a los que podría enfrentarse. Además, la exploración espacial lleva consigo no solo la mejora del entendimiento actual sobre el lugar que ocupamos en el universo, sino que supone una mejora constante de tecnología y técnicas que en ocasiones son extrapolables a campos completamente diferentes. Un ejemplo de esto puede ser la medicina, donde toman gran importancia las técnicas de tratamiento de imágenes que en un principio fueron desarrolladas para el estudio del universo.

De todos los planetas del Sistema Solar, Venus es uno de los que más similitudes guarda con la Tierra (ver tabla 1.1). Su densidad y masa son muy similares a los de nuestro planeta en comparación con los demás cuerpos de nuestro sistema. Sin embargo, a pesar de ser tan similar a nuestro planeta (llegándole a llamar incluso el 'gemelo de la Tierra') ambos planetas guardan unas profundas diferencias que los hacen, a su vez, completamente diferentes. Las temperaturas en la superficie de Venus son increíblemente altas, llegando a unos 460 °C debido a un efecto invernadero desbocado. Por otro lado, mientras que la Tierra muestra una tectónica de placas activa, Venus está aparentemente muerto tectónicamente, aunque aún existe debate sobre este punto (*Davaille et al., 2017*). Además, la superficie de Venus sufrió un cambio total hace aproximadamente entre 300-700 millones de años. Algunas hipótesis apuntan a un cataclismo de origen desconocido o a una actividad volcánica inusualmente alta como se expone en *Basilevsky et al., 1995*.

Junto a las altas temperaturas, la presión en la superficie es de 90 bares (90 veces mayor que en la Tierra). Esto hace que la vida tal y como la entendemos sea inviable, en la actualidad, en la superficie de nuestro planeta gemelo. Sin embargo, midiendo la cantidad actual del isótopo de Hidrógeno pesado o 'Deuterio' frente a la cantidad del Hidrógeno monoatómico (lo que se conoce como ratio D/H), se ha podido indagar más en la posible existencia de agua en el pasado. Actualmente existe un ratio D/H en la atmósfera de Venus realmente alto comparándolo con el ratio actual de D/H de la Tierra. Estudios como el de *Grinspoon, 1993* tratan de arrojar luz sobre este ratio tan elevado. Para que estos niveles de D/H sean explicados, parece necesario un escenario primitivo en el cual Venus contaba en su superficie con unas cantidades ingentes de agua, probablemente mayores a las que tenemos hoy en la Tierra. Bajo este hipotético escenario de un plan-

	Venus	Tierra
Masa	$4.87 \cdot 10^{24}$ kg	$5.97 \cdot 10^{24}$ kg
Diámetro	12104 km	12742 km
Gravedad (superficie)	8.87 m/s^2	9.81 m/s^2
Temperatura (superficie)	735 K	288 K
Presión (superficie)	91.2 bar	1.013 bar
Densidad	5.24 g/cm^3	5.51 g/cm^3
Periodo de rotación	243.69 días	23.93 horas
Periodo orbital	224.7 días	365.25 días
Inclinación del eje	177°	23.45°
Composición atmosférica		
Dióxido de carbono	$\sim 96.5 \%$	380 ppm
Nitrógeno	$\sim 3.5 \%$	$\sim 77 \%$
Vapor de agua	20 ppm	$\sim 1 \%$
Oxígeno	< 3 ppm	$\sim 21 \%$
Dióxido de azufre	155 ppm	0.2 ppb

Tabla 1.1: Características principales de Venus y la Tierra.

eta acuático, es tentador pensar que pudo haber vida hace miles de millones de años en Venus. Por otra parte, estudios recientes apuntan a la posible detección de fosfina en la capa alta de las nubes de Venus (*Greaves et al., 2020*), cuya verificación apuntaría hacia una química que se desconocía que ocurriese en la atmósfera de este planeta, y que podría apoyar un escenario que propone la presencia de vida actual en las nubes de Venus (*Bains et al., 2021*). Sin embargo este descubrimiento es una fuerte fuente de debate que no ha sido aceptado por la comunidad científica, ya que de ser cierta la detección, existirían otros posibles causantes de la aparición de fosfina en la atmósfera de Venus tal y como se explica en *Voosen, 2020*.

Por otro lado, la atmósfera de Venus rota a unas velocidades casi 60 veces superiores a las de su superficie. A este fenómeno se le conoce como superrotación y, junto a Titán, son los dos únicos cuerpos del Sistema Solar que lo presentan. Para que este fenómeno ocurra, la atmósfera debe tener un momento angular mucho mayor al del planeta, que haga que la propia atmósfera sea capaz de alcanzar velocidades mayores que la de rotación de la superficie del mismo.

Como vemos, Venus es uno de los planetas que más secretos parece guardar del Sistema Solar; posibles cataclismos aún sin explicación, un efecto invernadero implacable, un posible pasado habitable, una superrotación sin un motor conocido, y un largo etcétera. Y, aun así, durante los últimos años ha sido uno de los planetas menos explorados, a pesar de ser el planeta más cercano a la Tierra. Durante las últimas dos décadas, solo dos misiones han estudiado Venus sin contar las misiones de paso para maniobras: Venus Express de la Agencia Espacial Europea (ESA) y Akatsuki de la Agencia Espacial Japonesa (JAXA), esta última actualmente estudiando el planeta. Sin embargo la próxima década se presenta

como la más activa jamás vista en cuanto a la exploración in situ de este planeta se refiere. La NASA ha aceptado como misiones del programa Discovery a Davinci+, que estudiará la atmósfera del planeta e indagará en la posible existencia de ese océano ya extinto, y Veritas, dedicado al estudio de la geología de Venus. Además, la ESA también enviará su misión EnVision, que estudiará la superficie y la atmósfera de Venus en órbita polar. Las tres misiones pretenden revolucionar nuestro conocimiento actual del planeta y resolver muchos de los misterios que presenta hoy en día.

1.1 La atmósfera de Venus

Como se ha mencionado anteriormente, el estudio de la atmósfera de un planeta nos permite indagar en la historia del mismo, así como caracterizar la composición de la atmósfera, movimientos atmosféricos... Venus no es una excepción, y gracias a misiones como Magallanes, Venera y Pioneer así como a las observaciones desde la Tierra, hemos podido conocer más en profundidad sobre su atmósfera.

Venus presenta una atmósfera gruesa que lo cubre completamente. Las nubes que la pueblan son de ácido sulfúrico (H_2SO_4), que presenta un albedo de ~ 0.76 , lo que convierte a Venus en un planeta muy brillante, siendo el tercer objeto más brillante después del Sol y la Luna en el cielo terrestre. Esta misma atmósfera está compuesta casi prácticamente por CO_2 (96.5%) y N_2 (3.5%) junto trazas de gases nobles (Ar, He y Ne) y otras especies (H_2O , CO, H_2SO_4 ...). Al ser un planeta más cercano al Sol que la Tierra, la densidad de energía que le llega es prácticamente el doble que la que llega a la Tierra ($2622 \pm 6 W/m^2$). Sin embargo, sus características atmosféricas como el alto albedo de las nubes de H_2SO_4 , la absorción del 21% de la radiación por un misterioso absorbedor ultravioleta y la absorción de la radiación por parte de otros gases, hacen que a la superficie de Venus llegue un 2.5% de la radiación que llega al límite exterior de su atmósfera.

A pesar de la baja energía que el Sol consigue aportar a la superficie, las cantidades ingentes de CO_2 presentes en la atmósfera hacen que la temperatura haya aumentado hasta los niveles de hoy en día ($\sim 730 K$). El CO_2 es un buen absorbedor de la radiación infrarroja, por ello existe una retroalimentación positiva en cuanto a que el CO_2 absorbe radiación infrarroja, que hace que el planeta se caliente y, en consecuencia, emita aun más radiación infrarroja que el CO_2 absorberá, sumiendo al planeta en un efecto invernadero desbocado culpable de las altas temperaturas en la superficie.

La figura 1.1 muestra partes del espectro de Venus. En ella vemos que la emisión térmica del planeta se encuentra entre 0.8 y 30 μm . Sin embargo, la emisión por debajo de los 5 μm se ve completamente enmascarada por la luz reflejada del Sol durante el día. Esto hace que el estudio de ciertas alturas de la atmósfera (visibles a longitudes de onda menores de 5 μm) solo puedan ser estudiadas en el lado nocturno al no haber componente solar. A partir de los 5 μm la radiación térmica domina al espectro diurno.

El análisis de la temperatura también contiene una serie de peculiaridades que resulta interesante resaltar. Una visión global de las temperaturas con respecto a la latitud desde los 55 km hasta unos 100 km puede verse en el panel superior de la figura 1.2. Por un lado, en las capas más bajas de la atmósfera vemos el comportamiento esperado, la temperatura disminuye a medida que nos acercamos a los polos, dado que la incidencia de la radiación

Solar es menor en estas zonas que en el ecuador. Sin embargo, este comportamiento se invierte en las capas altas de la atmósfera.

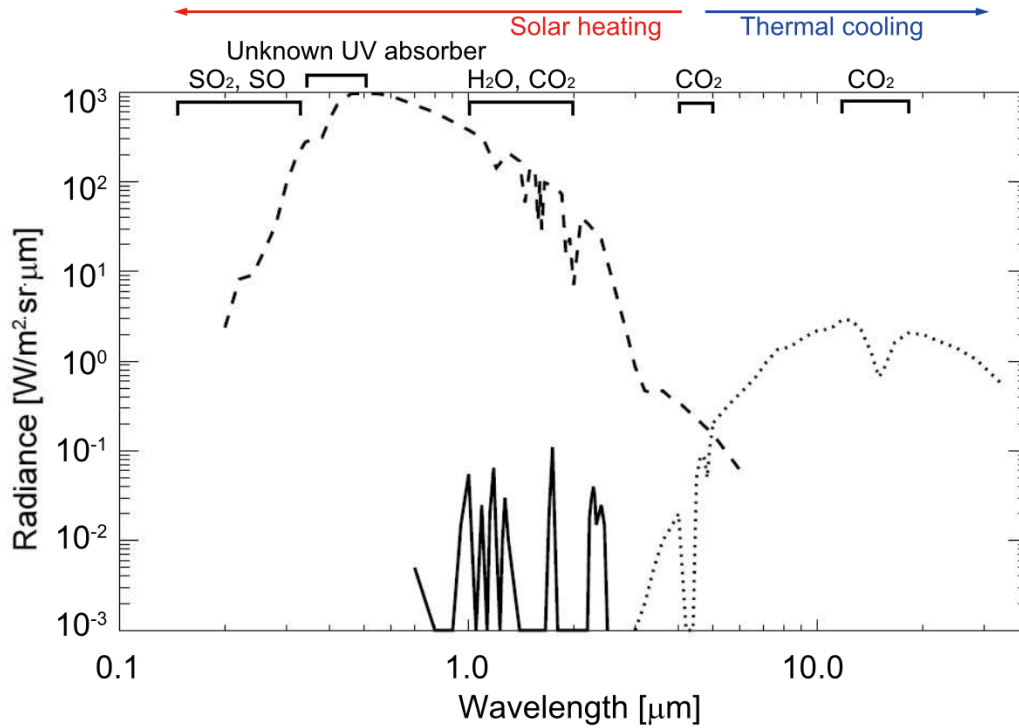


Figura 1.1: Partes del espectro de Venus. Reflexión solar (línea discontinua), emisión térmica procedente de la superficie y la baja atmósfera (línea continua) y emisión térmica procedente de la cima de nubes (línea de puntos). Fuente: *lee, 2012*.

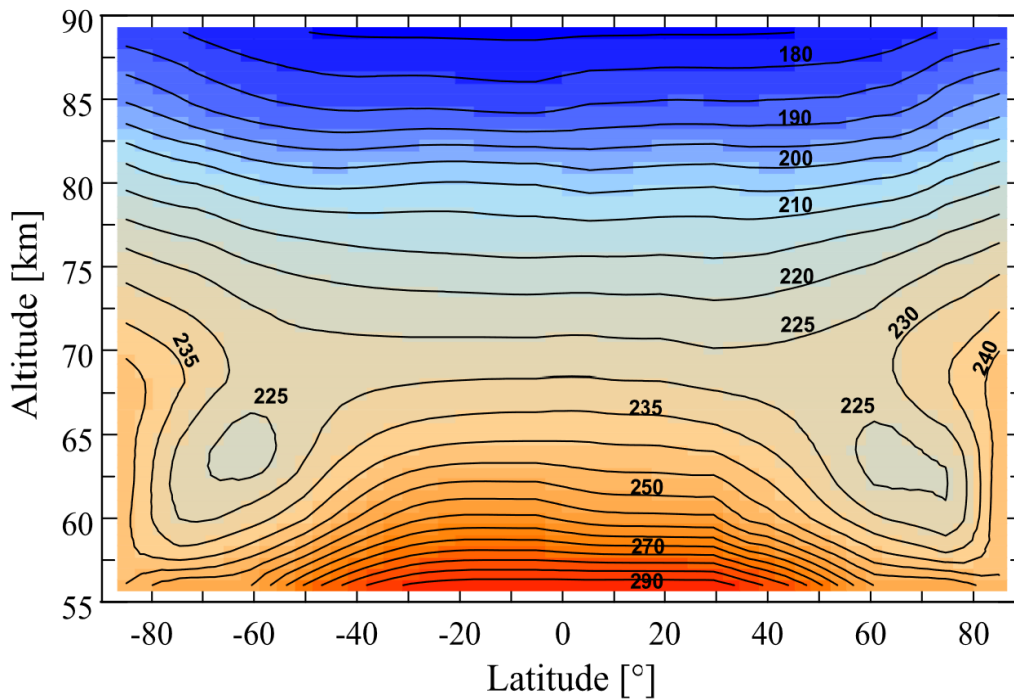


Figura 1.2: Campo de temperaturas promediado global en Venus. Fuente: *Haus et al., 2014*.

En torno a los 80 km, en la mesosfera, la temperatura es mayor en los polos que en el ecuador. Esto es conocido como la mesosfera caliente polar o *warm polar mesosphere* cuyo comportamiento es estudiado en profundidad en *Grassi et al., 2010* con datos del instrumento VIRTIS. Además, entre los 60-65 km en latitudes de 70-80° vemos dos zonas de temperatura menor que la de su entorno. Este mismo perfil ha podido ser obtenido en *Garate-Lopez, 2014* para la región polar sur, donde también se han podido medir estas bajadas de temperatura. A esta zona de inversión térmica se le conoce como *cold collar*. Es una zona ~ 20 K más fría que el ecuador y ~ 15 K más fría que los polos. A pesar de estar rodeada de zonas con temperatura superior, no desaparece, por lo que debe existir algún mecanismo aún desconocido que lo mantiene.

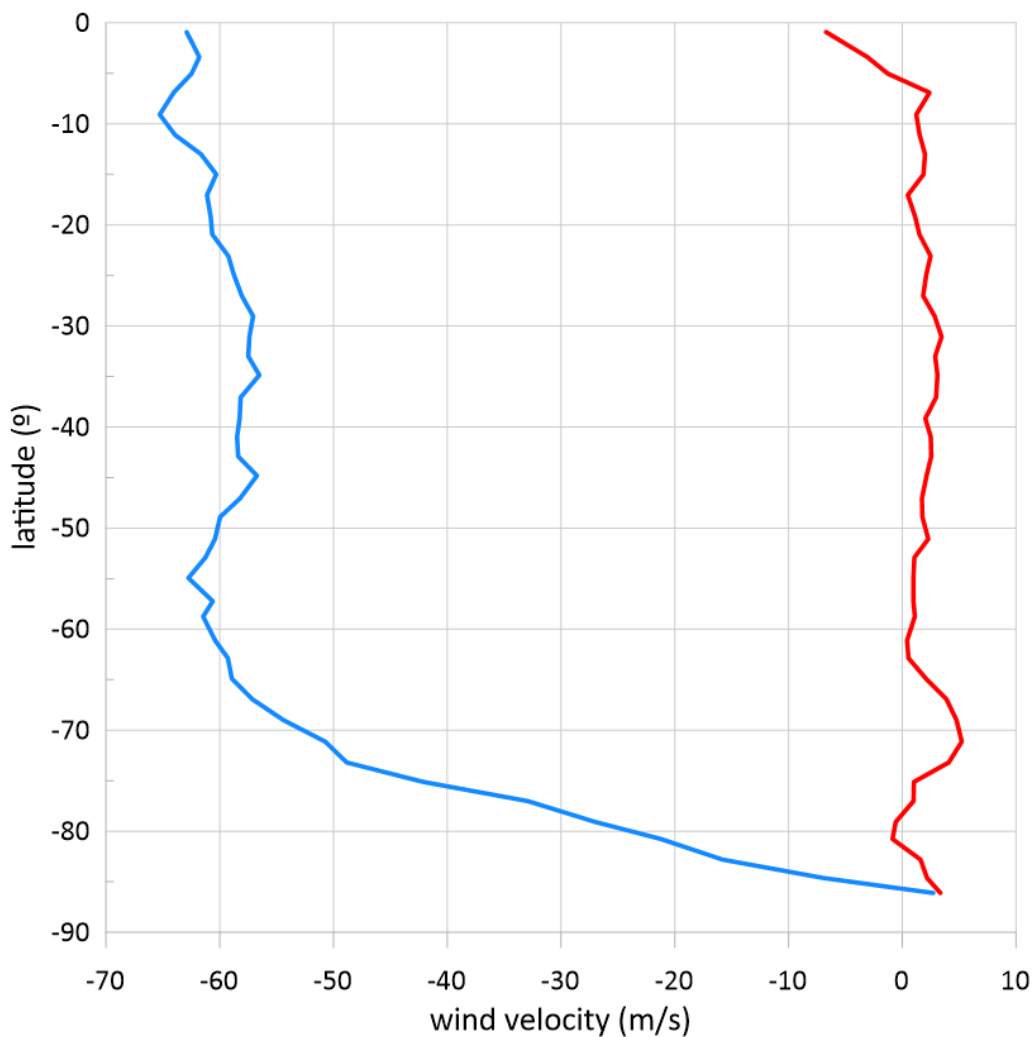


Figura 1.3: Rojo: Mapa de viento zonal en el lado nocturno a 45 km sobre la superficie ($1.74 \mu\text{m}$). Azul: Mapa de viento meridional en el lado nocturno a 45 km sobre la superficie ($1.74 \mu\text{m}$). Fuente: *Hueso et al., 2012*.

La velocidad zonal de los vientos en Venus es muy alta en comparación con la velocidad de rotación del planeta. En el ecuador estos vientos llegan a alcanzar velocidades de 100 m/s a la altura de la cima de nubes (~ 60 km). Estas velocidades se mantienen hasta latitudes de 50°, latitud en la que comienzan a decrecer hasta llegar al polo donde la velocidad zonal es cercana a cero (*Sánchez-Lavega et al., 2008; Hueso et al., 2015*). La velocidad meridional es mucho menor y toma valores cercanos al cero. Sin embargo, en

estudios como el de *Sánchez-Lavega et al., 2008* se han podido medir picos de velocidad meridional cerca de los 50° de latitud, donde los zonales comienzan a decrecer. También es en esta latitud donde la cima de las nubes de Venus comienza a descender en altura o a hundirse hasta los polos (*Ignatiev et al., 2009*), lo que podría indicar un cambio en la dinámica a partir de estas latitudes.

1.1.1 Los vórtices polares de Venus

Como hemos visto, la atmósfera de Venus consta de unas características muy especiales, como la alta velocidad de sus vientos, las altas temperaturas cerca de su superficie, zonas de depresión de temperaturas a ciertas alturas y latitudes... Además de todo esto, es de gran interés el estudio de sus vórtices polares, en este caso el vórtice polar sur de la atmósfera de Venus. Gracias a misiones como la Pioneer (*Taylor et al., 1980*) hemos podido descubrir que este planeta consta de dos grandes vórtices ubicados en los polos del planeta. Los vórtices polares no se consideran nada raro en las atmósferas planetarias. Planetas como la propia Tierra o Marte tienen sus propios vórtices en los polos, siendo estos estacionales y por tanto no estando siempre presentes en estas atmósferas. En planetas gaseosos como Júpiter o Saturno también podemos ver vórtices polares (*Dyudina et al., 2009*) aunque en este caso no desaparezcan a lo largo del año. Esto podría indicar que un planeta tenga una atmósfera densa puede ser condición necesaria para desarrollar vórtices polares de larga vida. En el caso de Venus, de entre los dos hemisferios, el vórtice más estudiado ha sido el del sur gracias a la misión Venus Express. Este vórtice destaca por su morfología altamente cambiante (ver figura 1.4), ya que puede transformar su aspecto por completo en 1-2 días (*Garate-Lopez et al., 2013*).

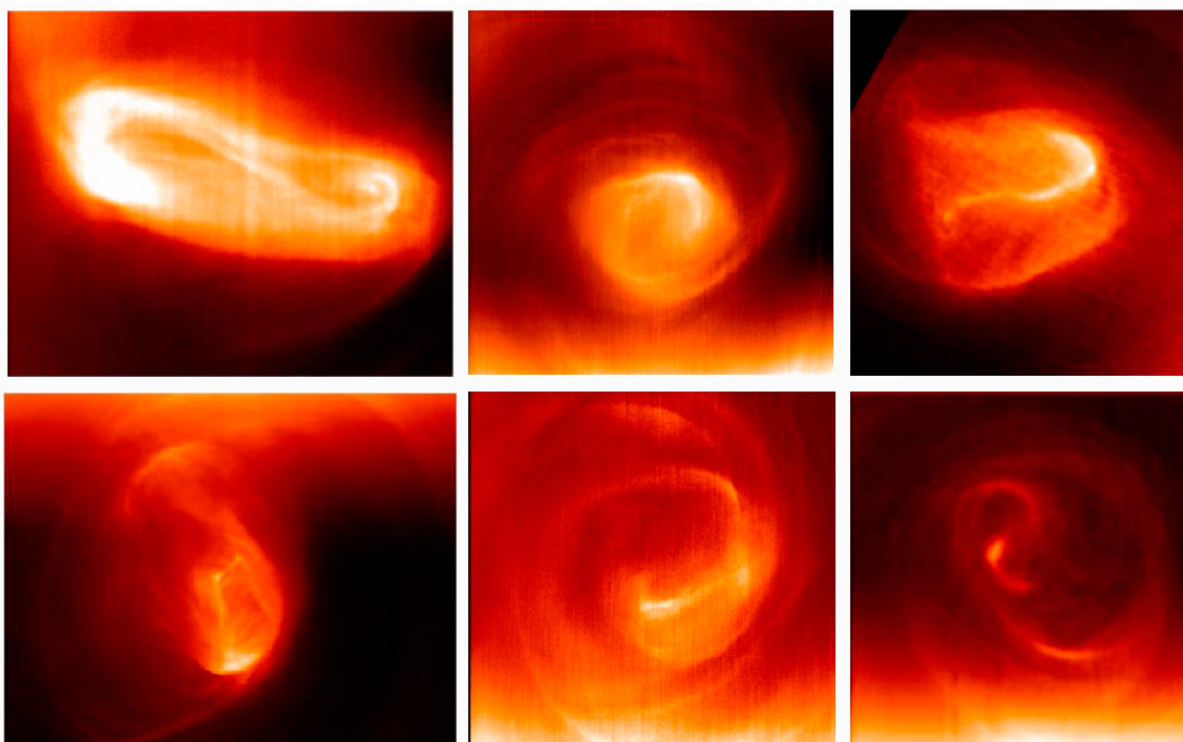


Figura 1.4: Imágenes del vórtice polar sur de Venus obtenidas por el instrumento VIRTIS-M de la Venus Express. Los cambios de morfología corresponden a imágenes tomadas en una longitud de onda de $5 \mu\text{m}$. Fuente: *Piccioni et al., 2007*.

El vórtice parece evolucionar a una morfología 'dipolar' (primer panel de la figura 1.4) con relativa frecuencia, siendo también recurrente la aparición de un filamento brillante en forma de S (ver primer y tercer panel de la figura 1.4). Sin embargo, adelantar que en este estudio el filamento no aparece en la mayoría de órbitas, de igual manera que la forma dipolar.

Diversos estudios (*Garate-Lopez et al., 2018; Lee et al., 2012*) parecen indicar que el vórtice podría estar 'confinado' por el *cold collar*, siendo esta estructura mucho más estable que el vórtice (algo que podemos inferir de su morfología, ya que la del vórtice es rápidamente cambiante). En la figura 1.4 podemos apreciar la altamente variable morfología del vórtice polar sur.

1.2 Venus Express y su payload

Venus fue ampliamente estudiado en la segunda mitad del siglo XX por misiones como Pioneer, Vega y Magallanes, entre otras. Un número considerable de misiones espaciales estudiaron el planeta como su principal objetivo. Otras, como Galileo, aprovecharon su paso por el planeta (mientras realizaba una maniobra de asistencia gravitacional) para tomar datos sobre el mismo. Sin embargo, desde 1990 el número de misiones espaciales que tuvieron a Venus como objetivo principal se vio reducido a cero hasta 2006, con el inicio de la misión Venus Express (VEX).

La nave Venus Express fue una nave diseñada por la Agencia Espacial Europea (o por sus siglas en inglés ESA) para el estudio de Venus. Estaba basada casi íntegramente en la nave Mars Express, que tenía como misión el estudio del planeta rojo Marte. VEX es considerada una misión muy exitosa. Dado su relativamente bajo presupuesto, la vida útil de observación de esta nave se estimaba en ~ 2 años. Sin embargo, la fecha de finalización de la misión fue pospuesta un total de 3 veces, logrando estar un total de 9 años orbitando Venus y estudiando tanto su atmósfera (composición, nubes, temperatura...), ionosfera, campo magnético, e incluso su superficie. La nave fue lanzada en 2005, llegando a Venus en 5 meses y comenzando sus operaciones científicas en abril de 2006. La misión terminó finalmente en diciembre del 2014.

VEX contaba con un total de 7 instrumentos dedicados a diferentes ámbitos de la observación planetaria:

- Analyzer of Space Plasmas and Energetic Atoms (**ASPERA**)
- MAGnetometer (**MAG**)
- Planetary Fourier Spectrometer (**PFS**)
- Spectroscopy for Investigation of Characteristics of the Atmosphere of Venus (**SPICAV**)
- Venus Express Radio Science Experiment (**VeRa**)
- Visible and InfraRed Thermal Imaging Spectrometer (**VIRTIS**)
- Venus Monitoring Camera (**VMC**)

En el caso de PFS, desde el principio de la misión el instrumento no funcionaba, por lo que no pudo cumplir los objetivos para los que había sido diseñado. El resto de instrumentos, por otro lado, han sido de gran ayuda y han resuelto algunos de los misterios

sobre este planeta. La estructura térmica del planeta ha sido estudiada por VeRa en la zona de separación entre el lado diurno y nocturno en *Pätzold et al., 2007*, mostrando pequeñas variaciones en los perfiles entre un lado y otro. VMC ha sido utilizado para medir vientos y estudiar las estructuras nubosas en muchos estudios como en *Titov et al., 2012*. SPICAV ha estudiado en profundidad el perfil térmico del planeta, y de sus resultados *Bertaux et al., 2007* han podido inferir zonas más cálidas en el lado nocturno (entre 90-120 km), así como regiones muy frías inmediatamente sobre las cálidas (125 km) donde se cree que el CO_2 podría congelarse y formar hielos. MAG también ha detectado señales conocidas como 'whistles' o silbidos, que indica la presencia de rayos en la atmósfera de Venus (*Russell et al., 2007*). Esto da paso a nuevos mecanismos que permitirían una nueva química en la atmósfera de Venus.

De todos ellos, en este trabajo nos centraremos en VIRTIS, un espectrómetro en el rango visible e infrarrojo que nos permitirá estudiar de diversas formas la atmósfera del planeta. Este instrumento ha sido utilizado en otros trabajos para estudiar la dinámica polar (*Garate-Lopez2016Apr*), encontrando que la región polar de este planeta parece ser un lugar más complejo de lo que en un principio podríamos pensar.

1.2.1 Órbita

VEX estudió el planeta Venus en órbita polar, al igual que Mars Express lo hace con Marte. Sin embargo, cabe destacar que la órbita de VEX era mucho más elíptica, con un apocentro mucho mayor que el de Mars Express. Esto junto con las mayores interacciones gravitatorias con el Sol, y el ambiente más agresivo de Venus, son los causantes de que Mars Express sea una misión con una duración mucho mayor.

Además, este tipo de órbita se complementaba con la que la nave Pioneer tuvo durante su misión (elíptica con el pericentro aproximadamente en el ecuador del planeta). VEX se movía trazando una órbita polar muy elíptica, con un periodo de 24 horas que facilitaba labores tanto científicas como técnicas (figura 1.5). Cada órbita viene designada por un número que indica la cantidad de revoluciones que la nave ha dado alrededor de Venus desde que comenzó sus labores de operación y, dado que una órbita equivale a un día terrestre, es equivalente al número de días que lleva la misión en activo. Por ello, en este trabajo, los paquetes de datos se identifican con el número de órbita.

En la mayor parte de la misión, el pericentro se encontraba en los 78 °N, y tomaba una altura de aproximadamente 250 km sobre la superficie del planeta. Durante el apocentro la nave tomaba una altura de hasta 66000 km. Estas órbitas polares permiten estudiar más detalladamente las regiones polares que son difícilmente observables desde telescopios terrestres o en órbita baja. Por otro lado, la alta excentricidad permite a los instrumentos realizar observaciones de regiones pequeñas durante el pericentro y también estudiar regiones globales en las etapas de la órbita cercanas al apocentro, que es donde la mayoría de instrumentos de VEX estaban operando. Este tipo de órbita ha sido muy usada en otros planetas con grandes resultados. Algunos ejemplos son la ya mencionada Mars Express, Mars Global Surveyor o la sonda Juno actualmente orbitando Júpiter.

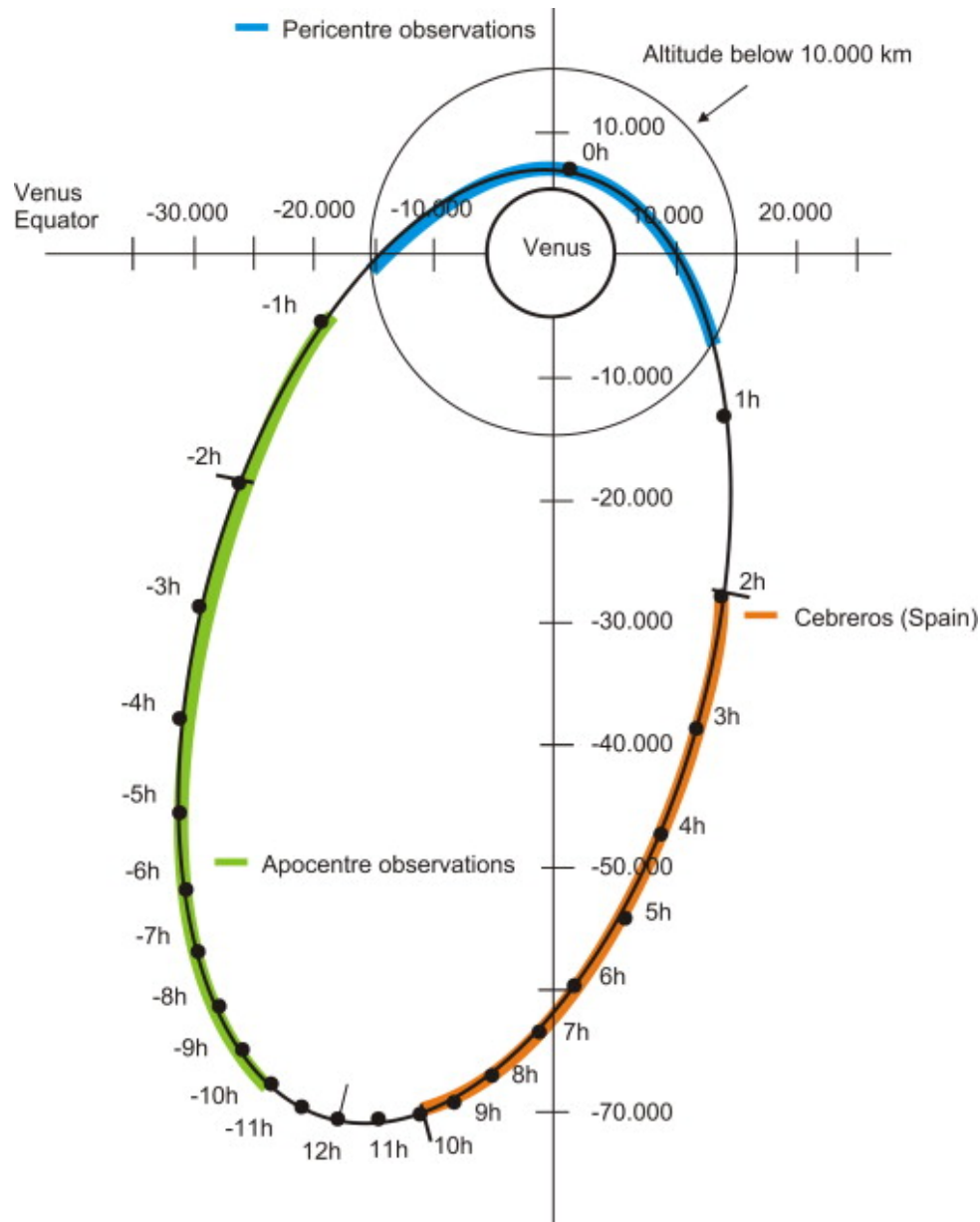


Figura 1.5: Órbita seguida por Venus Express. Fuente: *Cardesin-Moinelo, 2010*.

1.2.2 VIRTIS

El instrumento VIRTIS ha sido un instrumento realmente exitoso que se ha utilizado también en la misión Rosetta (*Coradini et al., 2007*) con la misma configuración que el que estaba en Venus Express. En ambas misiones ha demostrado ser un instrumento de gran fiabilidad y robustez. Este espectrómetro constaba de dos canales dentro del subsistema de mapeo (VIRTIS-M). Estos canales se diferenciaban uno de otro en el rango de longitudes de onda que eran capaces de estudiar, siendo uno el canal del rango visible VIS ($0.25\text{-}1\ \mu\text{m}$), y otro el canal del rango infrarrojo IR ($1\text{-}5\ \mu\text{m}$). Para este trabajo usaremos los datos que fueron obtenidos por VIRTIS-M-IR. Este instrumento permitía obtener imágenes hiperespectrales del planeta en el rango infrarrojo ($1\text{-}5.1\ \mu\text{m}$).

Como veremos en los siguientes capítulos, las imágenes hiperespectrales son de gran utilidad en la astrofísica en general. Concretamente en el ámbito de las atmósferas planetarias

estas imágenes nos permiten conseguir información sobre la estructura de las nubes a ciertos niveles (ver capítulo 2), además de permitirnos obtener espectros en el rango de longitudes de onda en el que trabaja el instrumento (en nuestro caso el rango infrarrojo). Estos espectros son de gran utilidad para conocer la composición química de la atmósfera e, incluso, para obtener perfiles térmicos en unas alturas determinadas de la atmósfera (ver capítulo 3).

La organización de los datos obtenidos por VIRTIS se hace mediante 'cubos'. Estos son estructuras tridimensionales de datos donde se recoge la señal recibida a lo largo de varios minutos. En algunas de las órbitas realizadas por la nave, VIRTIS recogió un sólo cubo de datos, pero en otras órbitas se cuenta hasta con 24 cubos. De las tres dimensiones de un cubo dos son espaciales, con las que se puede formar una imagen. La tercera dimensión del cubo es la espectral que indica la longitud de onda a la que ha sido tomada cada imagen. De este modo un cubo consiste en un apilado de imágenes cada una en una longitud de onda específica (dentro del rango del instrumento). Las dimensiones del cubo son 256×256 píxeles² para cada imagen (o 64×64 píxeles² para las imágenes bineadas ¹) y un total de 432 longitudes de onda dentro del rango de 1 a $5 \mu m$. Podemos ver una representación de un cubo la en la figura 1.6. En ella se muestran algunas de las longitudes de onda más importantes para el estudio de Venus. La utilidad de las longitudes de onda está relacionada con el espectro observado. En aquellas longitudes de onda donde haya picos de radiancia podremos probablemente ver estructuras, como es el caso de $1.74 \mu m$ que muestra las nubes de la capa inferior.

La arquitectura de toma de datos de VIRTIS-M hace que para una imagen (256×256 píxeles²) se necesite un intervalo de tiempo determinado, pues la toma de datos se hace de manera secuencial por filas (1×256 píxeles). Esto obliga al instrumento a tomar datos cuando la nave se encuentre a unos 10000 km o más del planeta. A partir de este momento de la órbita polar la velocidad de la nave es lo suficientemente lenta como para que las imágenes tomadas por el instrumento no muestren 'saltos' debido al rápido desplazamiento de la nave. La resolución de este instrumento en cuanto a la región polar sur de Venus se refiere es de ~ 16 km por píxel en las imágenes de 256×256 píxeles², tomadas en torno al apocentro.

Los cubos obtenidos recibían un preprocesado realizado por el propio equipo de la misión. En caso de tener frames vacíos, el propio sistema los eliminaba y cambiaba por un frame corregido (interpolando los valores de los dos frames adjuntos al corrupto) del cubo. Además, periódicamente la nave realizaba medidas sobre la *dark current* (ruido en forma de corriente eléctrica debido a la temperatura del sistema) para que en Tierra se pudiesen procesar los cubos. Los cubos calibrado (.CAL) están publicados en el *Planetary Science Archive* de la ESA (*"PSA UI"*, 2021).

Para trabajar con estas imágenes es necesario navegarlas, es decir, conocer a qué longitud y latitud del planeta pertenece cada uno de los píxeles. Por ello, junto al cubo .CAL, contamos con otro .GEO que nos proporciona la información planetográfica necesaria para navegar la imagen, así como proyectarla.

¹El *binning* o 'bineado' consiste en la fusión de un conjunto de píxeles de una imagen. Tiene ventajas como la mejora del rango dinámico o, en este caso, la reducción de la carga computacional.

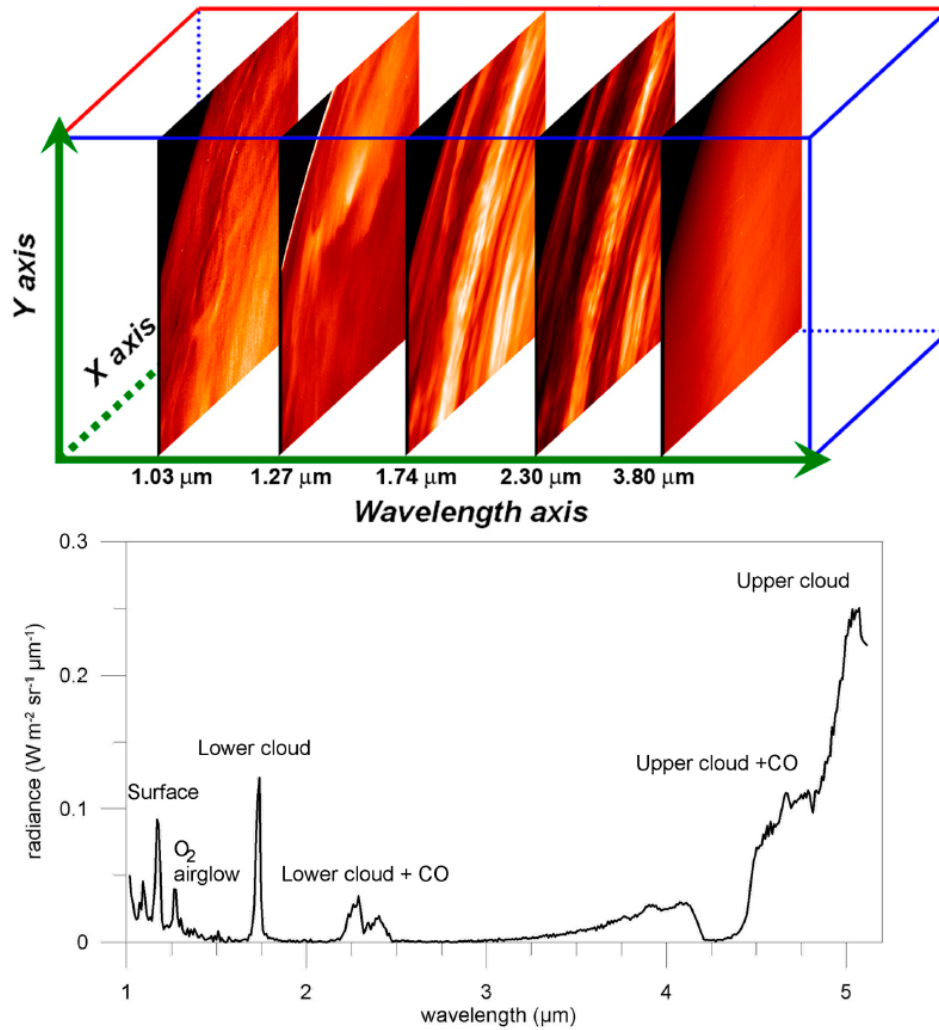


Figura 1.6: Visualización de un cubo real obtenido por *VIRTIS – M – IR* (panel superior). En el espectro nocturno mostrado en el panel inferior se pueden apreciar algunas de las longitudes de onda más importantes: 1.23 μm , 1.74 μm , 3.8 μm y 5.1 μm . Fuente: *Garate-Lopez, 2014*.

1.3 Objetivos

Este trabajo pretende continuar el estudio realizado en *Garate-Lopez, 2014*. Por un lado, se busca ampliar la estadística de casos analizados, tanto en la cinemática como en la estructura térmica de la atmósfera polar del planeta, para poder sacar conclusiones más robustas acerca de la misteriosa naturaleza del vórtice polar sur de Venus. Además, este nuevo estudio busca profundizar en la evolución temporal de la dinámica polar en intervalos de tiempo relativamente pequeños (horas o unos pocos días), por lo que se ha tenido especial atención en buscar órbitas con un gran número de cubos o conjuntos de órbitas cercanas entre sí que permitan realizar el estudio deseado. Para ello, se hará uso de herramientas previamente desarrolladas en el lenguaje IDL (Interactive Data Language), para explotar los datos obtenidos por el instrumento VIRTIS de la misión Venus Express. La evolución en intervalos de tiempo pequeños (entorno a horas) ha sido estudiada en el anterior trabajo para una sola órbita, ya que el estudio se centró principalmente en analizar la dinámica del vórtice con diferentes formas en órbitas separadas temporalmente.

En este contexto, este proyecto abarca dos perspectivas en el estudio del vórtice y la región cercana al mismo. Uno es el análisis cinemático de esta región, desde la obtención de mapas de viento a dos alturas, pasando por el movimiento errático que parece presentar el vórtice alrededor del polo, la evolución de los perfiles zonales o el estudio de la vorticidad relativa que podremos ver en el capítulo 2. Por otro lado el análisis de la dinámica polar envuelve también el estudio de las estructuras térmicas de la atmósfera. Mediante los espectros obtenidos por VIRTIS podremos inferir perfiles verticales y mapas de temperatura a varias alturas, así como otras características de la atmósfera como la escala de alturas de los aerosoles y la altura de la cima de nubes. En esta parte determinaremos la temperatura del aire en estructuras térmicas características de la región polar, como el mencionado *cold collar* o los filamentos altamente variables.

Al igual que con el estudio de los vientos, profundizaremos en la evolución de estos mapas de temperatura en escalas de tiempo de horas y días. Para esto nos valdremos de códigos que buscan resolver el *problema inverso*. Todo esto lo veremos en el capítulo 3. Finalmente, en el capítulo 4 se expone un resumen de todas las conclusiones obtenidas y posibles propuestas futuras.

Capítulo 2

Análisis de los vientos

Uno de los aspectos realmente llamativos sobre la atmósfera de Venus es la superrotación que presenta. A alturas de unos 60 km, la atmósfera se desplaza a una velocidad 60 veces mayor a la rotación del planeta (*Sanchez-Lavega, 2011*) y, además, tanto el planeta como su atmósfera rotan en el sentido opuesto que los demás planetas del Sistema Solar. Estas características inusuales, que hoy en día permanecen inexplicables, son objeto de estudio de numerosas investigaciones acerca de este planeta.

El estudio de la dinámica atmosférica nos permite conocer detalles acerca de sus características globales. Además, estudiar sus estructuras nos permite mejorar nuestra comprensión sobre la misma. En este apartado vamos a estudiar los vientos de la atmósfera de Venus, en concreto la región polar Sur, donde se encuentra uno de los dos vórtices polares del planeta.

A lo largo de la historia de la observación espacial de Venus, diversas naves y sondas han realizado medidas sobre las velocidades de los vientos, algunas de ellas de manera directa como pudieron ser las medidas obtenidas por las sondas VEGA en 1984 y estudiadas por *Sagdeev et al., 1986*. Además de medidas directas, existen otros métodos para estudiar el movimiento de las masas de aire en las atmósferas del sistema solar. Por ejemplo, el estudio de las líneas de emisión de compuestos atmosféricos, y su desplazamiento por efecto Doppler constituye una forma de medición de vientos muy utilizada.

En este trabajo, utilizamos el método de seguimiento de las estructuras nubosas o *cloud tracking*. Para el estudio de la región polar, en el rango del espectro que opera VIRTIS-M-IR, son interesantes las longitudes de onda de $1.74 \mu\text{m}$, $3.8 \mu\text{m}$ y $5.1 \mu\text{m}$, dado que permiten estudiar la morfología y el movimiento de las nubes de Venus a alturas de ~ 45 km ($1.74 \mu\text{m}$) y ~ 64 km ($3.8 \mu\text{m}$ y $5.1 \mu\text{m}$) (*Carlson et al., 1991; Piccioni et al., 2007*). La radiación infrarroja procedente de la superficie de Venus es opacada por la estructura de nubes de H_2SO_4 presentes a unos 45 km y visibles cuando estudiamos la atmósfera en $1.74 \mu\text{m}$ (capa baja de las nubes). Sin embargo, esta longitud de onda restringe la observación de la atmósfera a la cara nocturna del planeta, debido a que en la cara enfrentada al Sol las nubes de ácido sulfúrico presentan una reflectividad alta (mayor que la emisión térmica), que hace que el instrumento VIRTIS se sature, imposibilitando el estudio en la cara diurna.

Sin embargo, en $3.8 \mu\text{m}$ y $5.1 \mu\text{m}$ la radiación reflejada es menor, equiparándose incluso

con la radiación térmica que emite la capa alta de las nubes, por lo que vemos directamente la estructura térmica de estas nubes. Por tanto, en estas longitudes de onda somos capaces de analizar la dinámica atmosférica tanto en el lado nocturno como en buena parte del diurno.

En este estudio restringimos nuestros objetivos a la región polar sur del planeta, desde una latitud mínima de $\sim 60^\circ\text{S}$. Compararemos las medidas obtenidas con otras previas de las regiones polares (*Garate-Lopez et al., 2013*), además de estudiar la vorticidad relativa en la región, el movimiento del vórtice, así como movimientos característicos en la componente meridional de los vientos en busca de posibles tendencias provocadas por mareas térmicas.

2.1 Método de medida

La técnica de seguimiento de estructuras se basa en la comparación de dos imágenes separadas por una diferencia de tiempo Δt especificada. De este modo, podemos conocer el desplazamiento de una región de la atmósfera y, suponiendo que su desplazamiento no ha sufrido ninguna aceleración durante el intervalo de tiempo, obtener la velocidad de desplazamiento de esa estructura.

Debido a la naturaleza de este método, este se ve restringido al estudio de estructuras de nubes bien definidas. Por tanto, ciertas regiones, especialmente aquellas que presentan una mayor homogeneidad de estructuras como el *cold collar*, presentan una densidad de medidas menor a la región en la que encontramos al vórtice polar sur, que cuenta con una estructura fácilmente identificable.

Por ello, un primer paso consiste en obtener del conjunto de imágenes de VIRTIS las que presenten una morfología más definida e imágenes más limpias. Además, dado que para profundizar en la naturaleza de la región polar sur y del vórtice es necesario indagar en su estructura térmica, hemos intentado por buscar órbitas en las que encontremos información en las longitudes de onda usadas para medir los vientos ($1.74 \mu\text{m}$, $3.8 \mu\text{m}$ y $5.1 \mu\text{m}$) y además que contenga información en el rango de 4.2 a $5.1 \mu\text{m}$, donde se encuentra la banda de absorción del CO_2 , necesaria para el estudio térmico de la atmósfera (ver capítulo 3).

2.1.1 Elección de las órbitas a analizar

En primer lugar hemos realizado un proceso de elección de las órbitas a analizar en base a las necesidades anteriormente mencionadas. Repasando las órbitas no analizadas en anteriores estudios, conseguimos un total de 11 órbitas con una cantidad considerable de imágenes por cada una de ellas. Resulta interesante recalcar que un total de 7 órbitas son consecutivas, por lo que su análisis nos aportará información sobre la evolución a corto plazo (días) de la dinámica del vórtice. Del total de órbitas, sólo 5 contienen información en el rango de 4.2 - $5.1 \mu\text{m}$ necesaria para realizar un análisis exhaustivo de la estructura térmica en esta región polar.

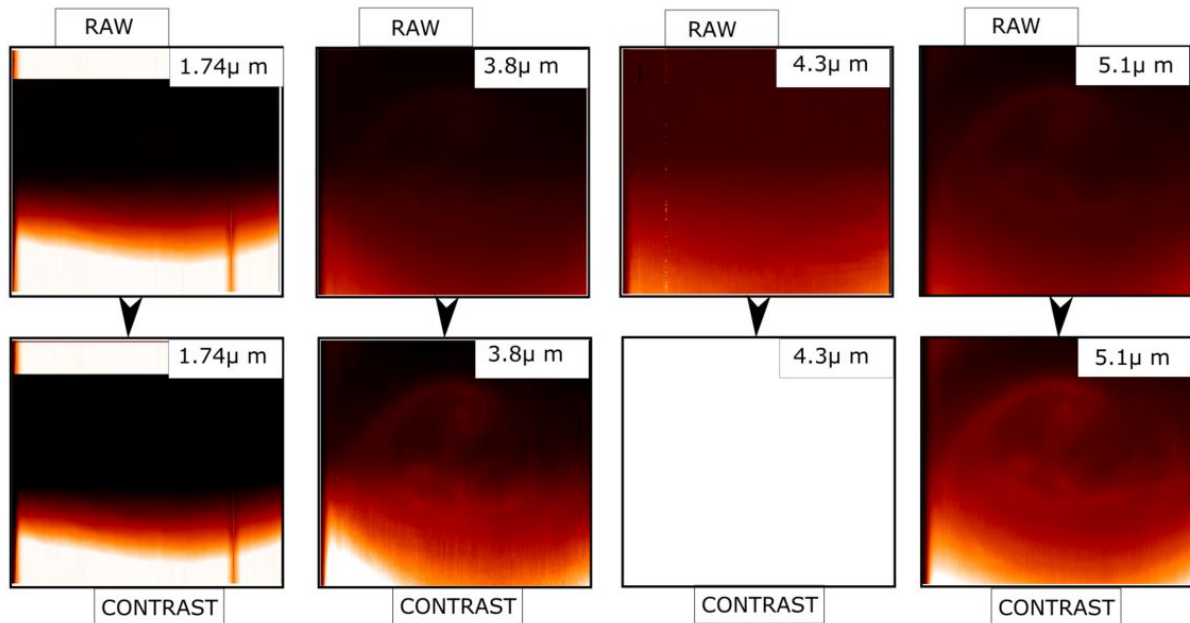


Figura 2.1: Ejemplo de un cubo de VIRTIS (órbita 638) con sus cuatro longitudes de onda más importantes para este estudio sin contrastar (RAW) y contrastadas. La previsualización se hace en Virtis View System (VVS). Aunque en VVS no se aprecien estructuras nubosas en 1.74 micras, éstas son visibles tras un procesado adecuado.

El uso de la herramienta VVS Virtis View System (figura 2.1) nos permite previsualizar las órbitas en busca de aquellas que presenten mejores cualidades para nuestro estudio. Esta herramienta permite navegar los cubos de VIRTIS de manera rápida para comprobar si contienen información en todo el rango de longitudes de onda que el instrumento es capaz de estudiar. Es común que un mismo cubo no contenga información en todo el rango, y que presente vacíos de información en algunas longitudes de onda, especialmente a partir de $4.5 \mu m$. Esto es debido a los distintos modos de observación o adquisición de datos del instrumento, estando cada uno de ellos optimizado para observar un intervalo u otro del espectro infrarrojo.

2.1.2 PLIA

El siguiente paso consiste en un procesado de las imágenes con el programa Planetary Laboratory for Image Analysis (PLIA) (Hueso et al., 2010). Este software permite realizar proyecciones polares de las imágenes, además de poder navegar por ellas y realizar diferentes tipos de procesados. El método de *cloud tracking* permite unos mejores resultados cuanto mayor es el contraste de las estructuras visibles en las imágenes con las que se está trabajando. Por este motivo, PLIA consta de rutinas de procesado específicas para las capas baja y alta de las nubes de Venus. Ambas se basan en un primer procesado basado en la aplicación de un filtro de mediana y en el uso de longitudes de onda cercanas a la definida para esa capa de nubes. Es decir, se crea un filtro multispectral para mejorar el rango dinámico de la imagen. Finalmente, en ambas rutinas, se aplica un kernel (matriz que se aplica a cada píxel dando un valor o 'peso' al píxel central y a los píxeles adyacentes) diseñado para contrastar los cambios en la morfología, y eliminar algunos defectos propios del instrumento VIRTIS. De este modo conseguimos visualizar la estructura de la atmósfera de una manera más evidente, mejorando la eficacia del método. Los kernel utilizados para la capa baja y la alta de nubes respectivamente son los siguientes:

$$\begin{bmatrix} -1 & -1 & -1 \\ 0 & 0.5 & 0 \\ 1 & 1 & 1 \end{bmatrix} \quad \begin{bmatrix} -1 & -1 & -1 \\ 0 & 0.4 & 0 \\ 1 & 1 & 1 \end{bmatrix}$$

Estos kernel en particular, aplicándolos a las imágenes de VIRTIS (figura 2.2), permiten eliminar defectos verticales en las imágenes comunes en muchos cubos, así como contrastar las estructuras, lo cual es de gran utilidad para el método de *Cloud tracking*.

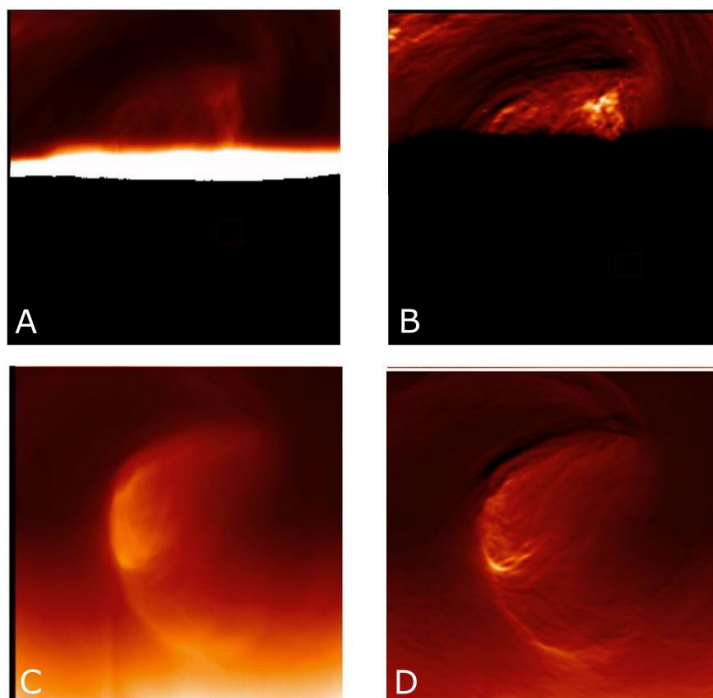


Figura 2.2: Comparación de las imágenes en capa baja (A) y alta (C) de las nubes sin procesar y el uso de los filtros 'low cloud filtering'(B) y 'upper cloud filtering'(D).

2.1.3 PICV

Una vez que conseguimos imágenes lo suficientemente contrastadas podemos comenzar a obtener los vectores de viento en la atmósfera. El programa encargado de realizar esta tarea es el Particle Image Correlation Velocimetry (PICV) (figura 2.3), cuyo funcionamiento también se explica en *Hueso et al., 2009*. Los algoritmos de correlación se basan en la comparación de dos imágenes separadas un cierto intervalo de tiempo. Por medio de un barrido de correlación, comprueba la similitud entre dos regiones definidas de ambas imágenes. Para este análisis fijamos el tamaño de las regiones que se van a comparar en cuadrados de 25 píxeles por lado (ventanas 'Image box' en la figura 2.3), a estos parámetro que definen las dimensiones de la ventana de comparación se les denomina X e Y. De este modo, el algoritmo de correlación busca en la segunda imagen, dentro del área de búsqueda (70×70 píxeles²). Aquel lugar (o lugares en algunos casos) donde la correlación entre las imágenes es máxima será tomado como el final del vector de viento. En ocasiones varias zonas muestran un nivel de correlación alto. Hay zonas, sobre todo en la región cercana al terminador en la capa baja de las nubes, donde se obtienen vectores de viento claramente erróneos, que de ninguna manera pueden representar movimientos reales de las nubes. También son comunes las situaciones en las que decidimos no generar

un vector debido a la incertidumbre mostrada en el mapa de correlación de PICV.

Como indicábamos anteriormente, el *cold collar* (la región más fría que rodea el vórtice), debido a su estructura más homogénea con menos detalles, constituye una zona donde la medida de vientos con este método resulta casi imposible, especialmente en la capa alta de las nubes. En las nubes de la capa inferior, sin embargo, la estructura grumosa de la atmósfera hace que el algoritmo funcione mejor, y haya una mayor densidad de medidas. Sin embargo hay que tener en cuenta que todas las imágenes obtenidas en este análisis para la capa baja de nubes están saturadas por el lado diurno como ya hemos explicado. Todos los vectores de viento medidos se han realizado supervisando el programa, ya que este consta de un modo automático capaz de arrojar una mayor cantidad de medidas, pero muchas veces erróneas.

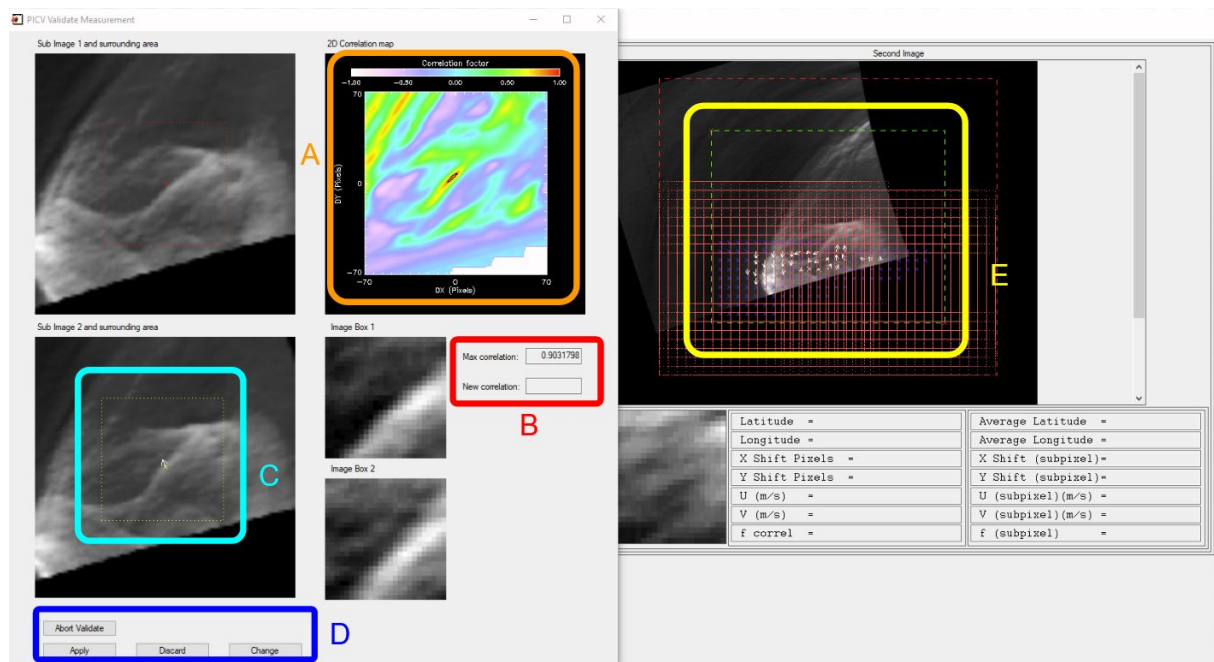


Figura 2.3: Interfaz de PICV analizando la órbita 605. El mapa de correlación (A) nos indica el nivel de correlación mediante una escala de colores. Podemos ver el nivel de correlación de la medida anterior y de la nueva (B). Un recuadro sobre la imagen (C) nos indica la región de búsqueda. Podemos aplicar el vector, descartarlo, o pasar al modo automático (D). A la derecha (E) tenemos una previsualización del mapa de vientos obtenido.

Es posible que con PICV obtengamos un mapa de vientos con zonas internas vacías donde no ha sido posible realizar medidas. Para completar estos huecos y suavizar las posibles medidas individuales erróneas, realizamos un interpolado sobre los vientos medidos, consiguiendo una malla de vientos uniforme a partir de los datos reales de los vientos que hemos medido con anterioridad. Sin embargo deberemos tener en cuenta que zonas de esos mapas donde previamente no hayamos tenido medidas de vientos resultan menos fiables a la hora de interpretar los resultados que las zonas donde sí hayamos medido vientos. Y también que el interpolado puede suavizar y, por tanto esconder, algunos movimientos locales reales.

2.1.4 Incertidumbres en las medidas

La técnica del *cloud tracking* trae consigo una serie de incertidumbres debidas a diversos factores como la falta de precisión en la medida del tiempo o en la navegación de las imágenes. Las velocidades las obtenemos como el desplazamiento (en longitud para zonal y latitud para meridional) de una estructura ubicada en una esfera a una cierta altura H , en un periodo determinado de tiempo (2.1).

$$u = (R + H)\cos\phi \frac{\Delta\lambda}{\Delta t} \frac{\pi}{180} \quad v = (R + H) \frac{\Delta\phi}{\Delta t} \frac{\pi}{180} \quad (2.1)$$

donde R es el radio del planeta y H la altura sobre su superficie a la que medimos los vientos. $\Delta\phi$ es la variación en latitud, $\Delta\lambda$ la variación en longitud y Δt es el tiempo que ha transcurrido entre las dos imágenes.

En lo referente a la incertidumbre en el tiempo (δt), el instrumento aporta información con una precisión de 1/1000 segundos por cada imagen tomada, por lo que la incertidumbre aportada por este parámetro puede ser obviada. Por otro lado, respecto a la incertidumbre de posición ($\delta\Delta X$ y $\delta\Delta Y$), el instrumento tiene una precisión de apuntado de 0.002° por píxel, lo que equivale a un error de unos 2.28 km teniendo en cuenta que cada píxel abarca una distancia de ~ 16 km. Esto indica que en las medidas de viento trabajaremos con incertidumbres de ~ 4 m/s.

$$\delta u = \left| \frac{\partial u}{\partial(\Delta X)} \right| \delta(\Delta t) + \left| \frac{\partial u}{\partial(\Delta t)} \right| \delta(\Delta X) \quad \delta u \sim \frac{\delta(\Delta X)}{\Delta t} \quad \delta v \sim \frac{\delta(\Delta Y)}{\Delta t} \quad (2.2)$$

2.2 Resultados del análisis de vientos

El total de órbitas analizadas corresponden a un intervalo de tiempo que va desde el 6 de agosto de 2007 hasta el 20 de enero de 2008. De las 11 órbitas, 7 de ellas son consecutivas, mostrando la evolución del vórtice (figura 2.4) en una semana. La evolución morfológica es mucho más evidente en la capa alta de las nubes. En la capa inferior de nubes, debido a que no podemos ver todo el vórtice, y que la estructura de la atmósfera se muestra como 'grumos' bastante similares entre días, no resulta sencillo estudiar la evolución morfológica.

El resto de órbitas analizadas corresponden a órbitas realizadas entre 4 y 5 meses después del intervalo de 7 órbitas consecutivas mencionado arriba. Estas órbitas restantes están agrupadas en dos grupos de dos órbitas cada uno, siendo uno de ellos de dos días consecutivos (órbitas 604 y 605), y el otro con dos días de separación entre órbitas (638 y 640).

En general, debido al rápido cambio que presenta la atmósfera en periodos de tiempo relativamente cortos, fijamos el óptimo tiempo entre imágenes en una hora. Pares de imágenes con tiempos menores entre ellas no suponen ningún problema para este método en cuanto a que las estructuras de nubes no evolucionarán tan rápido y podrán ser 'detectadas' mediante correlación. Sin embargo el uso de tiempos relativamente pequeños genera incertidumbres mayores en las velocidades (ecuación 2.2). Por otro lado tiempos superiores pueden suponer una cantidad de vectores menor debido a la dificultad de correlacionar estructuras nubosas que han podido cambiar mucho durante este intervalo de tiempo. Por tanto, el intervalo de una hora resulta ser el más conveniente, pues en ese

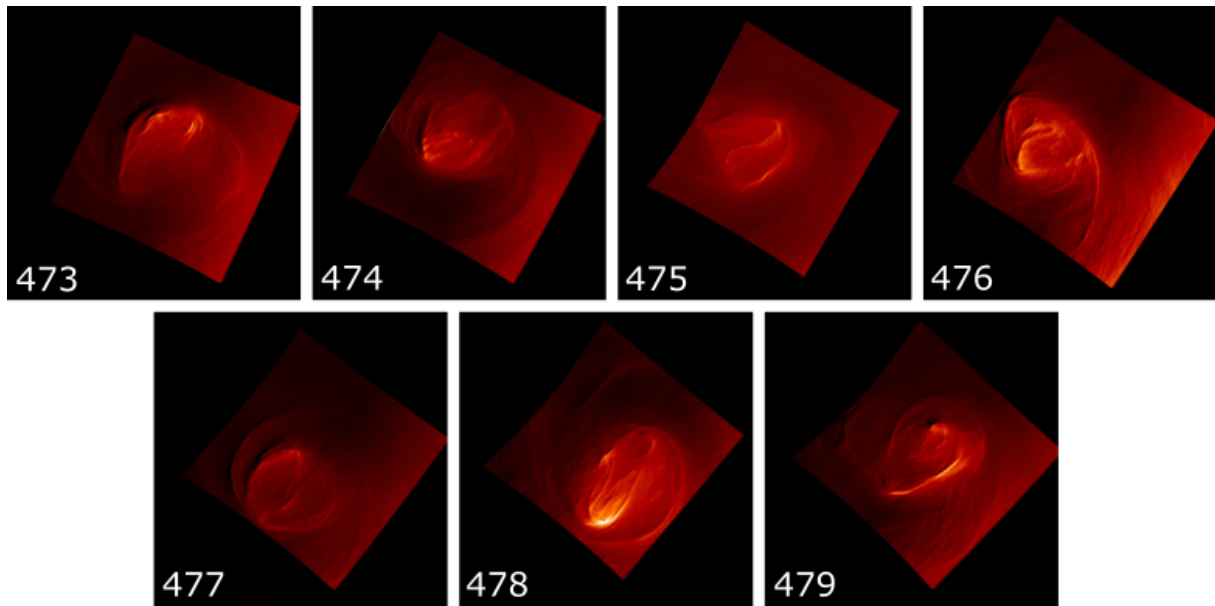


Figura 2.4: Evolución morfológica a lo largo de 7 días para la capa alta de las nubes. Los números indican el número de la órbita en la que se obtuvo la imagen.

tiempo las estructuras de nubes suelen mantener su forma, y no es un intervalo lo suficientemente pequeño como para que las incertidumbres en las medidas sean demasiado grandes.

Respecto al estudio de *Garate-Lopez, 2014*, este nuevo análisis suma un total de 5832 nuevas medidas en la capa baja de las nubes, lo que supone un aumento del 82.37%. En las nubes de la capa alta se han realizado un total de 8008 medidas, que supone una mejora del 155.2% en la estadística. En total añadimos 13840 nuevas medidas de viento en la región polar sur de Venus, que resulta en una mejora global del 113%. En cuanto a la distribución de las medidas en hora local (figura 2.5), observamos que en la capa baja de nubes se aglomeran alrededor de las 00:00, puesto que las medidas solo son posibles en el lado nocturno. En la capa alta de nubes las medidas están más homogéneamente repartidas, dado que las medidas no se restringen únicamente al lado nocturno.

2.2.1 Capa baja de las nubes (~ 45 km)

La capa baja de las nubes se muestra siempre como una región grumosa de la atmósfera. Las estructuras de nubes suelen mostrar en la mayoría de casos un movimiento más zonal de los vientos que el que se ve en la capa alta de las nubes, girando alrededor del centro de rotación del vórtice, que se mantiene casi siempre en el lado diurno en las órbitas analizadas, excepto en la órbita 476 y durante dos horas al final de la órbita 475, momentos en los que el centro dinámico cae dentro de la zona que podemos estudiar. En la figura 2.6 podemos ver algunos de los mapas de vientos interpolados obtenidos para pares de imágenes de cada órbita, tratándose entonces de mapas instantáneos de viento.

Todas las órbitas analizadas cuentan con imágenes en $1.74 \mu m$ separadas por intervalos de tiempo de una hora. De este modo, podemos estudiar la evolución de los mapas y perfiles de vientos en muy corto plazo (~ 5 horas en todas las órbitas). Estudiando esta evolución horaria vemos que los mapas de vientos son muy similares entre horas, sin apenas una

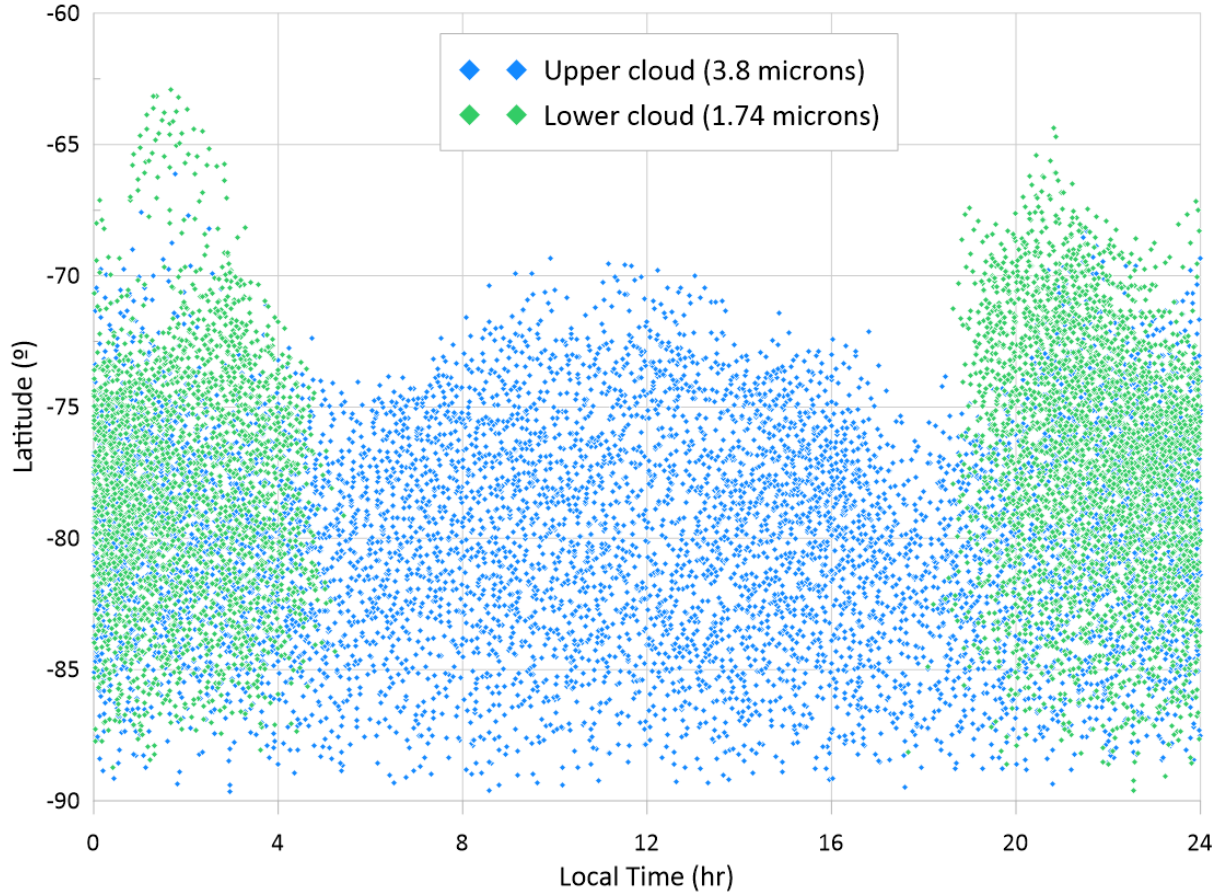


Figura 2.5: Distribución de medidas de viento obtenidas durante este trabajo.

Órbita	Fecha	Δt (min)	Número de pares	Medidas en $1.74 \mu\text{m}$	Medidas en $3.8 \mu\text{m}$
473	2007/08/06	60	5	604	778
474	2007/08/07	60	6		1076
475	2007/08/08	60	6	662	
476	2007/08/09	60; 30; 120	6	772	805
477	2007/08/10	60	6	851	869
478	2007/08/11	60	6		1078
479	2007/08/12	60*	6	1068	992
604	2007/12/15	60	2	173	247
605	2007/12/16	60	4	463	371
638	2008/01/18	60	5	618	826
640	2008/01/20	60	5	621	966
TOTAL:				5832	8008

Tabla 2.1: Conjunto de órbitas analizadas. En la 476, no ha sido posible analizar todos los pares con el mismo Δt , mientras que en la 479 el tiempo entre un par de imágenes no era exactamente 60 minutos, sino que había una diferencia de ± 5 min.

evolución evidente, lo que indica que la dinámica parece mantenerse en intervalos de tiempo pequeños sin ningún cambio aparente al menos en las órbitas analizadas. El único cambio apreciable ocurre en aquellas órbitas en las que el centro de rotación aparezca en la imagen (figura 2.6, órbita 476). En estos casos podemos ver cómo varía su posición levemente, sin ningún patrón aparente en estas escalas de tiempo.

Cuando estudiamos la evolución de los perfiles de velocidad zonales (figura 2.7), vemos que de la órbita 473 a la 476 la velocidad disminuye aproximadamente unos 10 m/s. A partir de ese momento, la velocidad aumenta considerablemente hasta la órbita 479. Comparando los perfiles entre sí, vemos que en la 477 se ve más claramente las velocidades superiores entre las latitudes cercanas a 75°S . Aunque la morfología no parezca cambiar de una manera tan visible como en la capa alta de las nubes, las diferencias entre velocidades zonales inferidas a partir de los perfiles muestran una variación mayor que los de la capa alta de las nubes de un día a otro (ver sección 2.2.2). Sin embargo, debemos recordar que la morfología de las nubes de la capa baja es algo más difícil de comparar debido a la forma de visualizar las estructuras nubosas en esta altura.

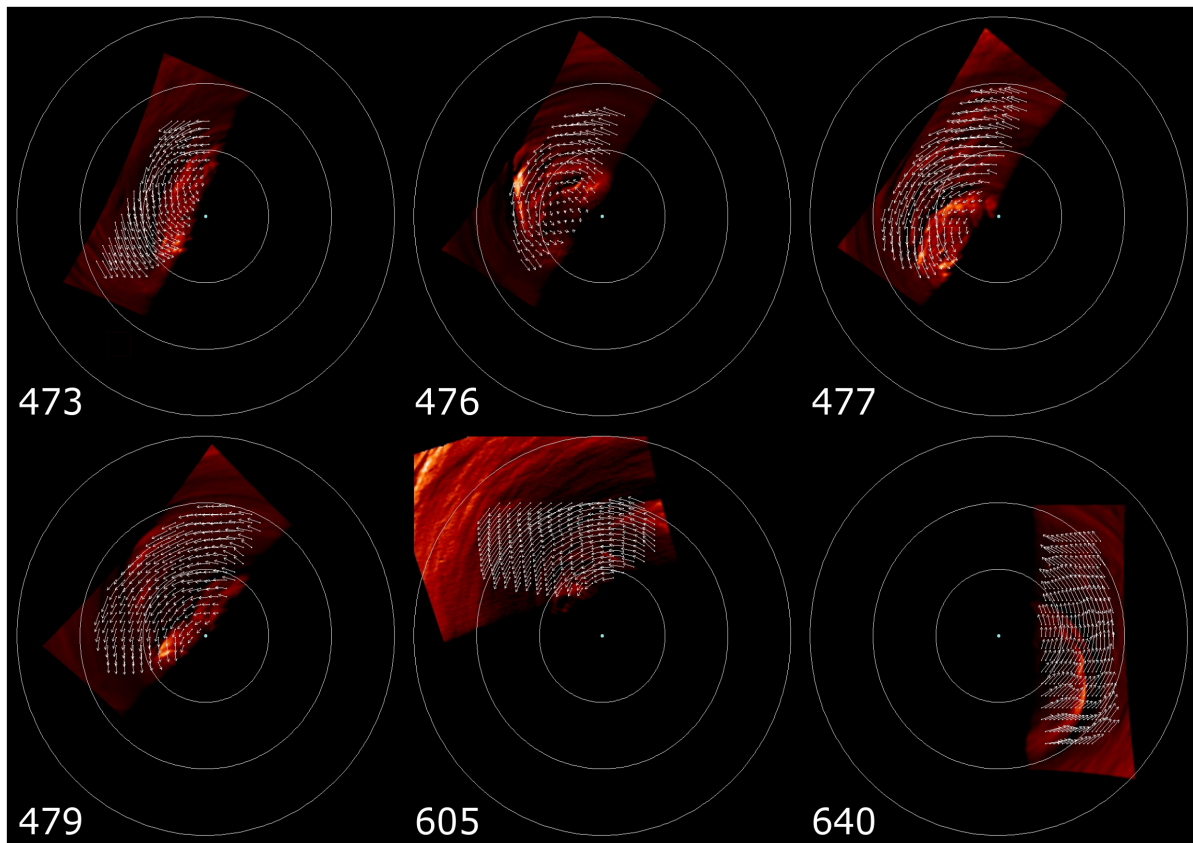


Figura 2.6: Mapa de vientos interpolados para las órbitas indicadas en la capa baja de las nubes. Cada mapa corresponde a los vientos instantáneos medidos a partir de un par de imágenes de cada una de las órbitas indicadas. Los círculos de latitud están espaciados 10° .

Los mapas de velocidades zonales (figura 2.8) muestran una distribución creciente de las velocidades a medida que nos alejamos del centro dinámico, más rápida que la que obtenemos en las nubes de la capa baja. La velocidad meridional en esta región de la atmósfera es prácticamente nula. Sin embargo, en los mapas globales podemos ver

que existen pequeñas zonas o 'parches' de velocidades meridionales ~ 5 m/s superiores. Cuando vemos estos mapas de velocidad meridional y zonal, es fácil percatarnos de que la zonal es mucho mayor que la meridional, lo que indica que los movimientos se desplazan en longitud más que en latitud y que, por tanto, siguen el comportamiento general del resto de la atmósfera.

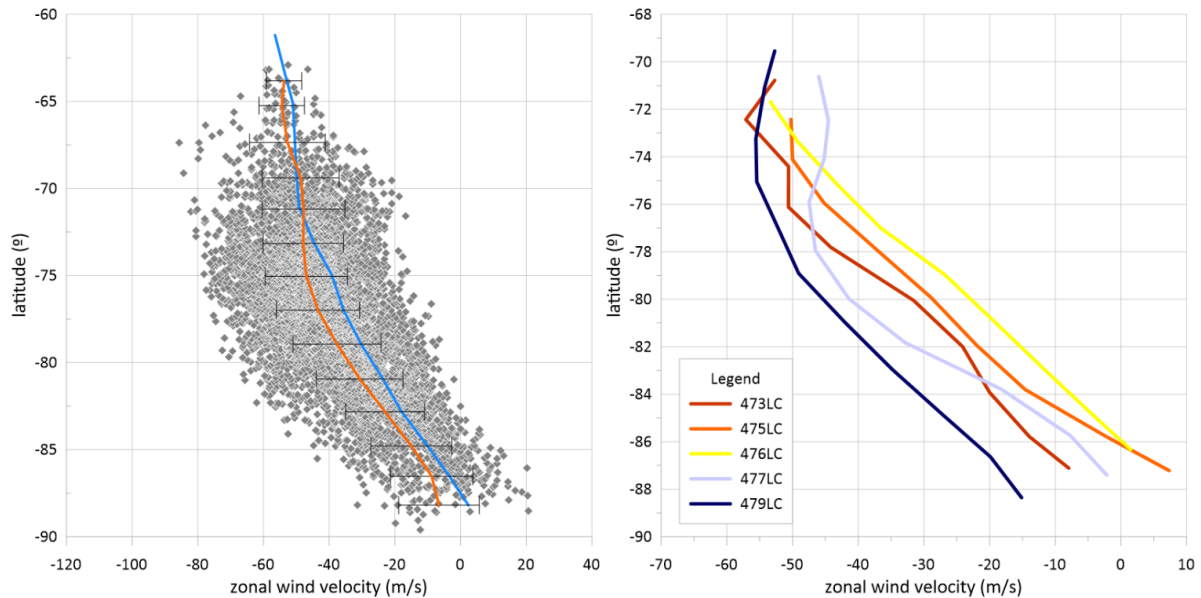


Figura 2.7: Izquierda: Medidas del viento zonal y perfil general (línea roja) obtenidos para la capa baja de nubes en todas las órbitas analizadas, comparado con el perfil obtenido en *Garate-Lopez et al., 2013* (línea azul). Derecha: Evolución diaria en una semana de los perfiles zonales entre las órbitas 473 y 479 para la capa baja de nubes.

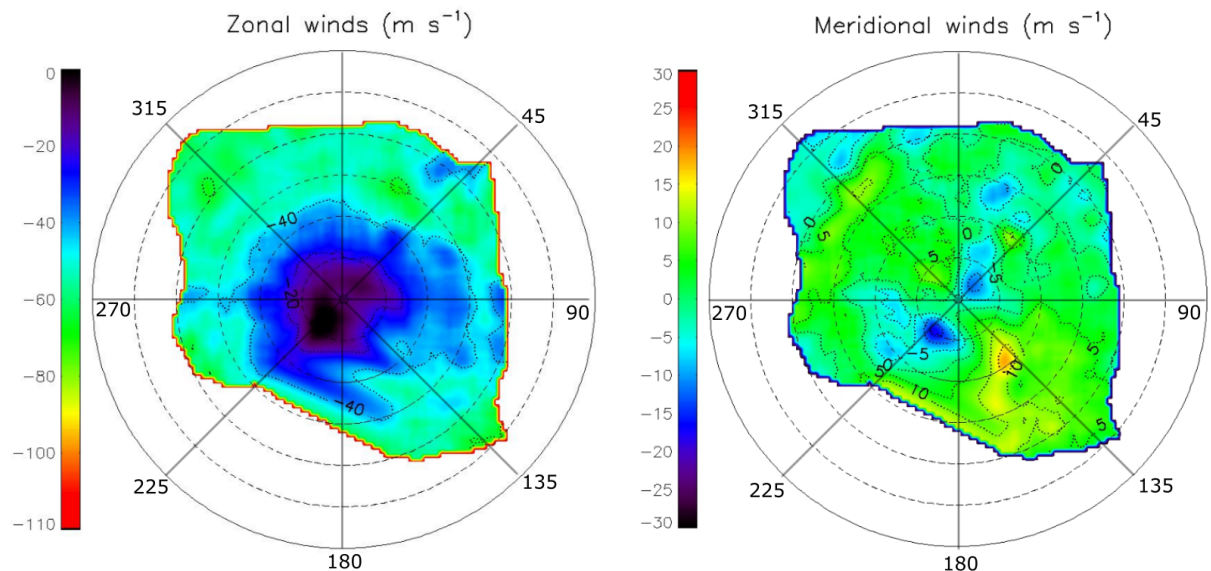


Figura 2.8: Izquierda: Mapa global de la velocidad zonal para todas las órbitas analizadas en la capa baja de las nubes. Derecha: Mapa global de la velocidad meridional para todas las órbitas analizadas de la capa baja de las nubes. Las líneas radiales muestran la longitud y los círculos discontinuos muestran latitudes separadas 5° .

En el perfil general de los vientos de la capa baja de nubes (figura 2.7, izquierda) podemos

comprobar que obviamente hay un aumento de la velocidad zonal a medida que nos alejamos del polo sur. El incremento de la velocidad cesa a partir de la latitud 75° S, lugar en el que el perfil se estabiliza, alcanzando una velocidad zonal de alrededor de -40 m/s que se mantiene hasta la latitud más alejada estudiada, de $\sim 63^{\circ}$ S. El hecho de que estos perfiles zonales sean muy similares a los obtenidos en *Garate-Lopez, 2014* o *Hueso et al., 2012* podría indicar que el vórtice no es una estructura lo suficientemente intensa como para vencer a la tendencia general de la atmósfera de Venus. De este modo, el propio vórtice sería formado y arrastrado por la circulación general de la atmósfera, pudiendo manifestar únicamente pequeños cambios como aumentos o disminuciones de la velocidad como se puede ver en la figura 2.7, así como pequeñas variaciones en la componente meridional, que probablemente se deban a la posición del vórtice respecto al polo planetográfico.

2.2.2 Capa alta de las nubes (~ 60 km)

La capa superior de nubes llama la atención por la facilidad con la que podemos estudiar la morfología cambiante del vórtice. Debemos recordar que esta morfología responde a la emisión térmica de las nubes de ácido sulfúrico presentes a ~ 60 km de altura, por lo que nos referimos a la estructura de la capa alta de nubes como estructura térmica y no estructura nubosa.

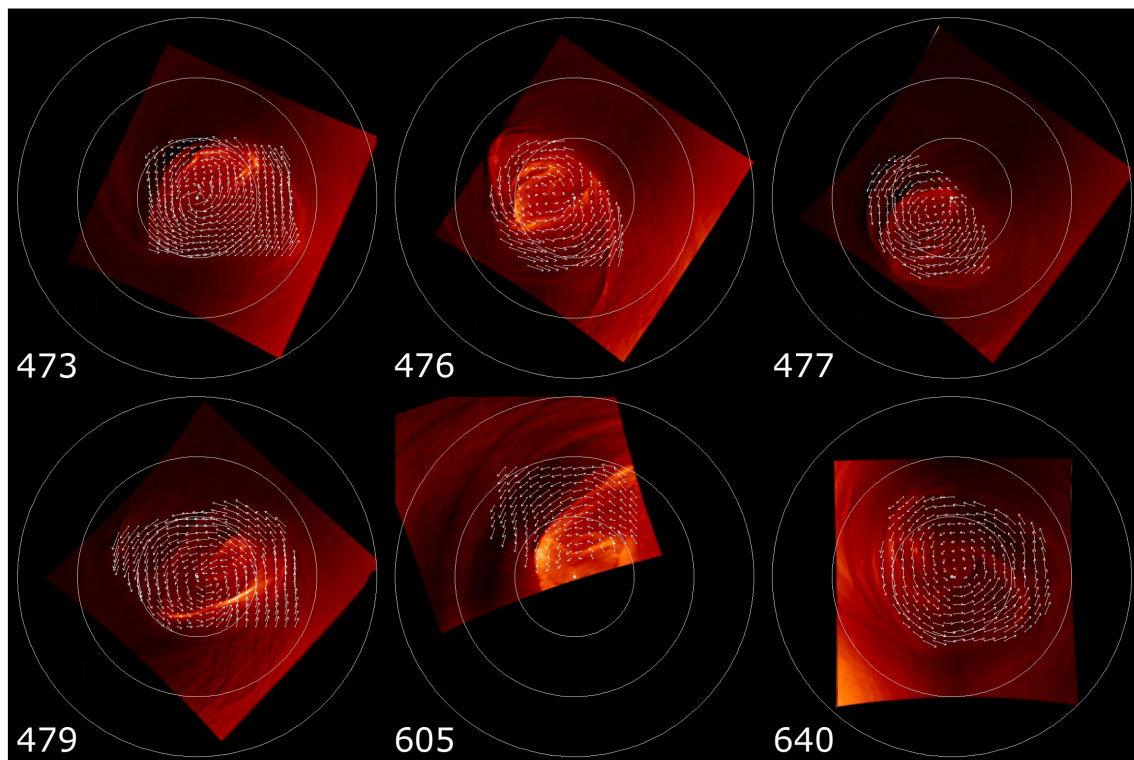


Figura 2.9: Mapas de vientos interpolados en la capa alta de nubes en varios de los días analizados. Los de latitud están separados 10° .

A lo largo de un mismo día la evolución morfológica se manifiesta de maneras sutiles, como en la órbita 476, donde filamentos se generan a partir de dos zonas con un brillo

superior al de su entorno. Sin embargo, los cambios en los intervalos horarios estudiados para cada órbita ($\sim 4-7$ horas) no permiten visualizar el cambio completo de morfología que sufre el vórtice de un día a otro.

Estudiando esta capa de nubes (figura 2.9) podemos ver que las velocidades zonales crecen de una manera más lenta con la latitud en comparación con la capa inferior de nubes. A partir de latitudes de $\sim 75^\circ\text{S}$, la estructura térmica es mucho menos distinguible dado que el vórtice suele encontrarse en el rango de $75-90^\circ\text{S}$. Medidas más allá de esta latitud no se han podido conseguir en este estudio ya que se alejan del dominio del vórtice y por tanto la estructura térmica en esa región es mucho menos distinguible. Esta zona de cambio de estructura no es tan notoria en la capa baja, donde hemos podido conseguir medidas en estas latitudes, aunque no un gran número de ellas (ver sección 2.2.1). Esto se debe básicamente a que en la capa alta de nubes se manifiesta el *cold collar*, mientras que en la capa baja de nubes no.

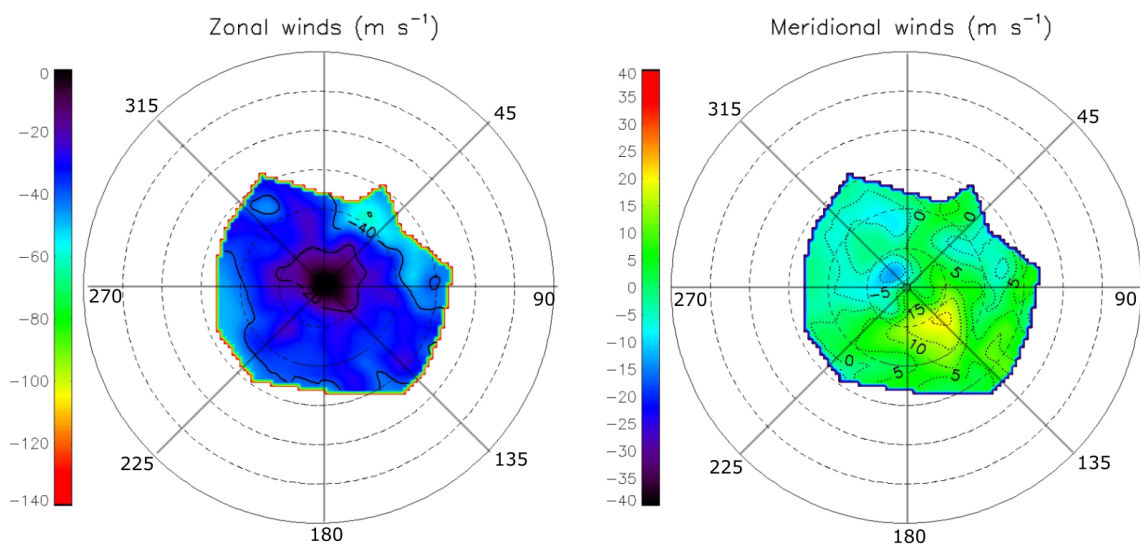


Figura 2.10: Izquierda: Mapa instantáneo de velocidad zonal para la órbita 640 para la capa alta de nubes. Derecha: Mapa instantáneo de velocidad meridional en la órbita 640 para la capa superior. Las líneas radiales muestran la longitud y los círculos discontinuos muestran latitudes separadas 5° .

Los mapas globales de velocidad meridional son muy similares a los de la capa inferior de nubes (prácticamente velocidades nulas con pequeños parches de velocidad superiores).

Los mapas de velocidad meridional suelen venir definidos por dos parches de velocidades opuestas (2.10, derecha), que parecen indicar una migración de los vientos de uno a otro. Dichos parches parecen girar siguiendo el movimiento del vórtice y parecen ser debidos al desplazamiento del vórtice con respecto al polo planetográfico. En lo referente a la velocidad zonal, vemos que la distribución general es la esperada (2.10, izquierda), con vientos más intensos a medida que nos alejamos del polo. Al igual que en la capa baja de nubes, la velocidad zonal es mucho más intensa que la meridional.

Mientras que el mapa de velocidad zonal en hora local no muestran ningún comportamiento destacable, podemos ver que el de velocidad meridional muestra movimientos hacia el polo (valores inferiores a -5 m/s) alrededor de las 9 horas locales y movimientos

que se alejan del polo (valores superiores a +5 m/s) entre las 18 y 21 horas locales (figura 2.11). Este comportamiento también se pudo ver en *Garate-Lopez, 2014* y podría tratarse de efectos asociados a mareas térmicas que parecen extenderse hasta las regiones polares de la atmósfera de Venus.

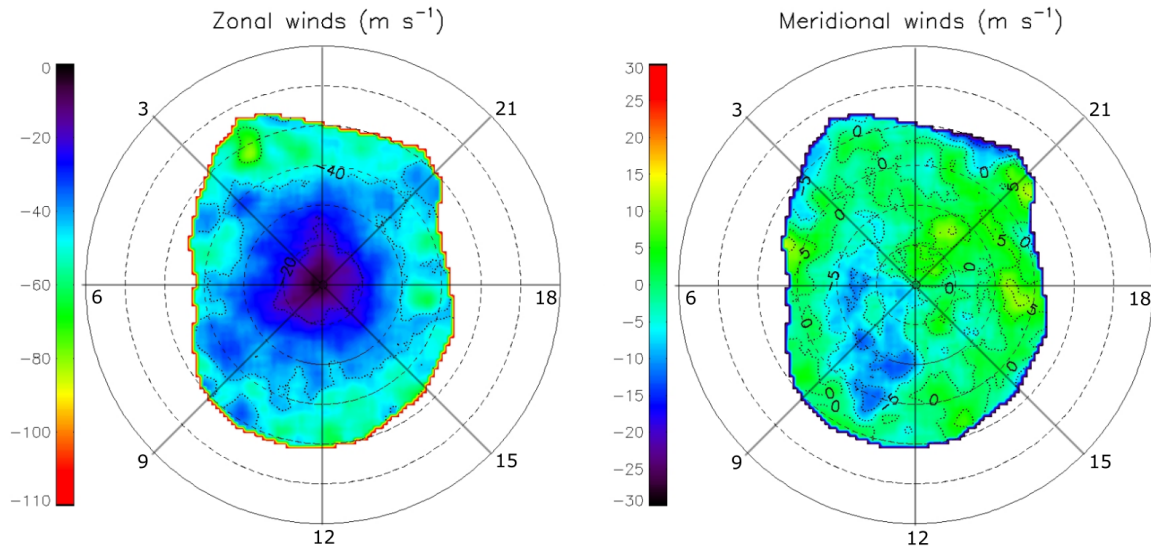


Figura 2.11: Izquierda: Mapa global de velocidad zonal en hora local (LcT) para la capa alta de nubes. Derecha: Mapa global de velocidad meridional en LcT para la capa alta de nubes. Las líneas radiales muestran la hora local y los círculos discontinuos muestran latitudes separadas 5°.

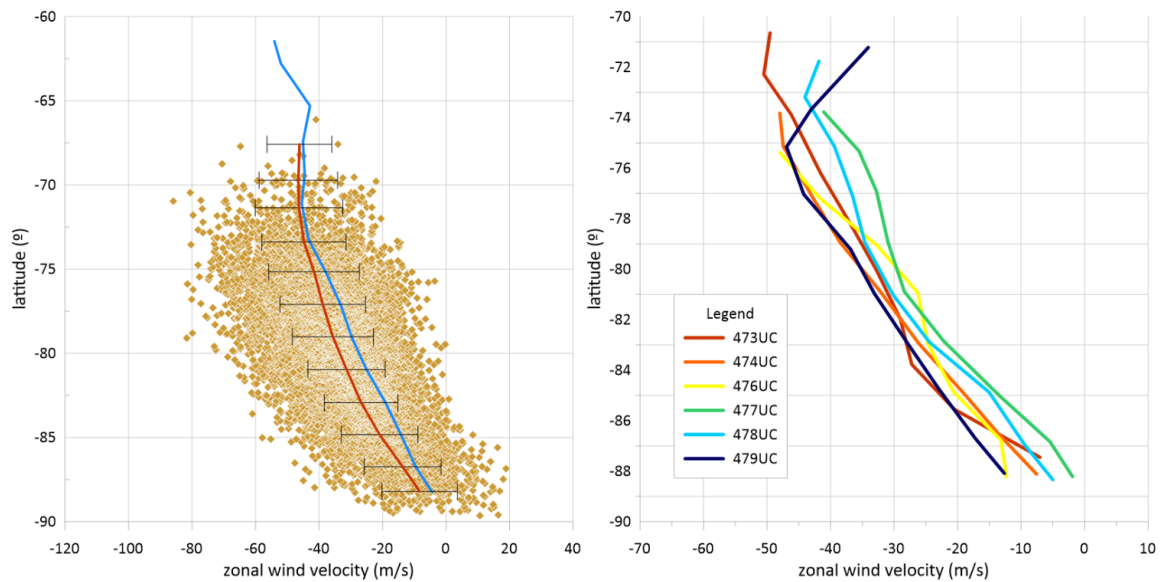


Figura 2.12: Izquierda: Medidas de viento y perfil general (línea roja) obtenidos para la capa alta de nubes en todas las órbitas analizadas, comparado con el perfil obtenido en *Garate-Lopez et al., 2013* (línea azul). Derecha: Evolución diaria en una semana de los perfiles zonales entre las órbitas 473 y 479 para la capa superior de nubes.

En cuanto a la evolución diaria de los perfiles de velocidad zonal, la variación de los perfiles es mucho más sutil que la estudiada en la capa baja de nubes (figura 2.12, derecha). A pesar de que los perfiles muestran una aceleración y deceleración que evoluciona de la misma manera que la expuesta en la capa baja de nubes, estas diferencias de velocidades

son mucho más pequeñas.

La física detrás de estos movimientos se basa en el calentamiento de una parte de la atmósfera, que hace que el aire se caliente y suba, haciendo que su lugar sea ocupado por un aire más frío, y siendo ese aire arrastrado, en este caso, en dirección al polo.

Obtenemos un perfil general de vientos zonales en esta capa de nubes (figura 2.12, izquierda) muy similar al obtenido en otros análisis (*Garate-Lopez, 2014; Hueso et al., 2015*), aunque con unas velocidades superiores desde el polo hasta la latitud de $\sim 72^\circ\text{S}$. A partir de esta latitud, las velocidades se estabilizan y permanecen aproximadamente constantes en un valor de -40 m/s, al igual que en la capa inferior de las nubes.

2.2.3 Casos particulares

- Capa baja de las nubes

Un caso diferente al resto (figura 2.13) puede verse en la órbita 640. Durante ese día, un filamento brillante se expande del polo hacia latitudes más bajas. Por esto mismo, obtenemos medidas de viento meridionales mayores de las típicas que nos podemos encontrar. Esta evolución del filamento se ha observado en todos los mapas de velocidades instantáneas de esta órbita. Este filamento brillante en la capa baja de nubes también aparece en la capa alta, evolucionando ambos de la misma manera. En esta capa superior de las nubes podemos ver que del vórtice salen varios filamentos que giran junto a él, por lo que es muy probable que en la parte saturada de la imagen a $1.74 \mu\text{m}$ hubiese otro filamento similar al observado.

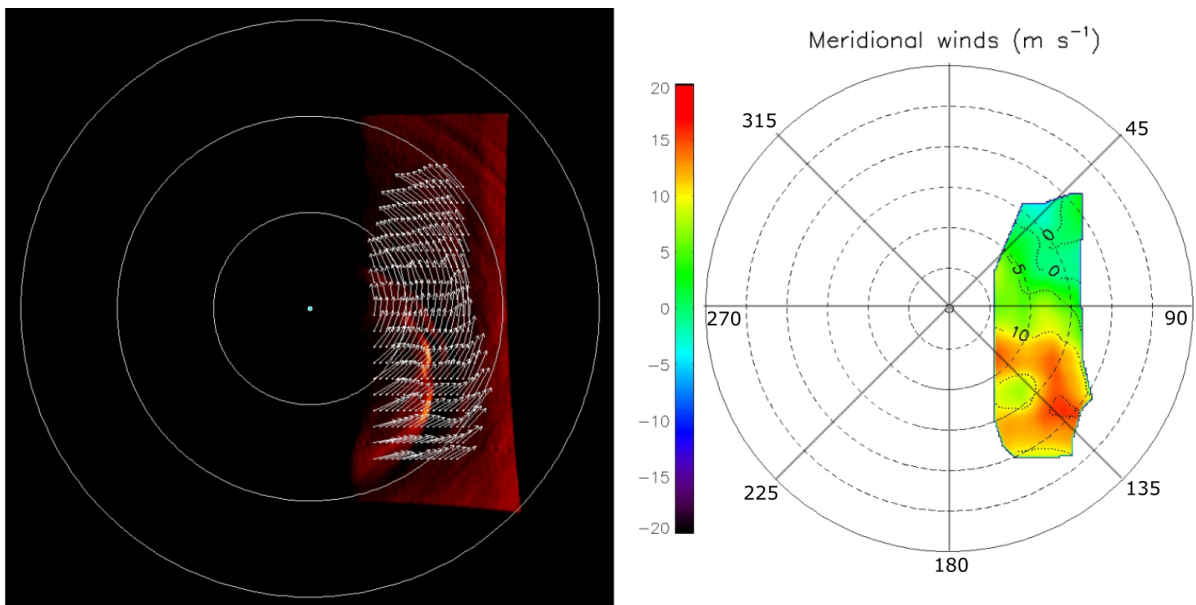


Figura 2.13: Caso particular en la capa baja de las nubes, órbita 640 (mapas instantáneos). Izquierda: Mapa de vientos interpolados en la capa inferior de nubes (los círculos de latitud están separados 10°). Derecha: Mapa de vientos meridionales instantáneo. Las líneas radiales muestran la longitud (los círculos discontinuos de latitud están separados 5°).

- Capa alta de las nubes

En la órbita 476 también hemos podido observar unas medidas de vientos meridionales más altas que las típicas (en torno a 40 m/s). Estas medidas se han obtenido en una zona del vórtice donde parece estarse formando un filamento de mayor temperatura (figura 2.14). Del total de 7 horas analizadas, en las primeras imágenes del vórtice hay dos zonas con un brillo mayor que la de su entorno. A medida que pasa el tiempo, podemos estudiar la evolución de ese filamento; cómo los dos extremos de alta temperatura se van uniendo poco a poco hasta formar un filamento completo de alta temperatura, que se mueve hacia el polo planetográfico. Debido a que en los mapas de viento meridional conseguimos las altas velocidades exactamente en la ubicación de este filamento, creemos poder estar midiendo velocidades no del vórtice en general sino de una estructura local dentro del mismo. Sin embargo, es imposible saber si el aumento de la temperatura y, por tanto, la formación de este filamento, se debe a una acumulación extra de partículas, al desplazamiento de partículas calientes a nuevas zonas o alguna otra razón. Por tanto, el mecanismo de formación de estos filamentos permanece sin explicación.

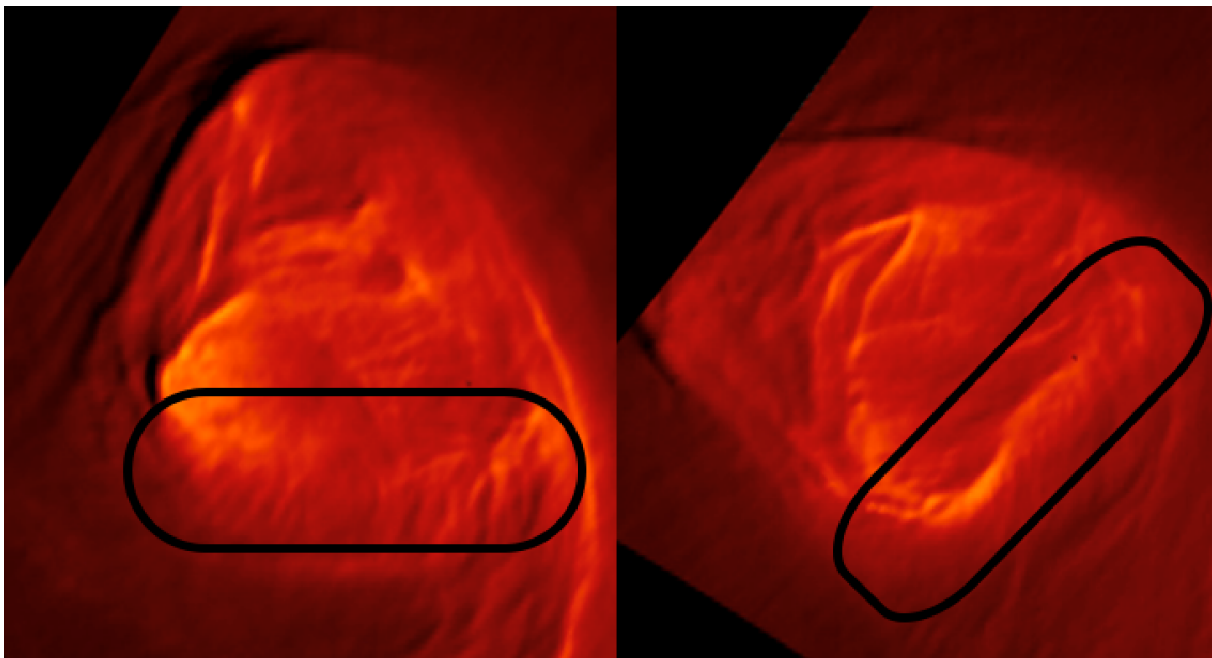


Figura 2.14: Caso particular en la capa alta de las nubes, órbita 476. Izquierda: Primera imagen del vórtice en esa órbita. Podemos ver en el recuadro dos zonas más brillantes separadas. Derecha: Imagen del vórtice 6 horas después, con el filamento ya formado.

Los casos particulares encontrados, tanto en la capa superior de nubes como en la baja parecen estar siempre relacionados con la posibilidad de medir el movimiento local de filamentos brillantes en el vórtice. Parece que cuando vemos filamentos especialmente brillantes y estructurados en las imágenes resulta más fácil registrar sus movimientos y diferenciarlos de la dinámica general de la atmósfera. En los dos casos expuestos estos filamentos desembocan en aparentes detecciones de velocidades meridionales mayores a las que hemos podido observar en el resto de órbitas.

2.2.4 Movimiento del centro dinámico del vórtice

Podemos definir el centro de rotación o centro dinámico del vórtice buscando el valor mínimo de intensidad de viento en los mapas obtenidos para cada una de las órbitas. Debido a la limitación impuesta en la capa baja de nubes, por la cual podemos estudiar solo una parte de la estructura del vórtice, el análisis del centro dinámico se ve restringido a la capa alta. Realizando este análisis, podemos concluir que mientras que su evolución de hora en hora parece indicar un movimiento errático, su movimiento diario, al menos en este intervalo analizado, parece seguir un patrón claro de precesión alrededor del polo sur como también obtuvo *Luz et al., 2011*. Promediando la ubicación dinámica de cada par de imágenes para un día establecemos la ubicación media del centro dinámico del vórtice para cada una de las órbitas. Realizando este estudio para la semana analizada entre las órbitas 473 y 479 (figura 2.15), vemos que da aproximadamente un giro alrededor del polo cada ~ 8 días, dentro del margen propuesto por *Luz et al., 2011*.

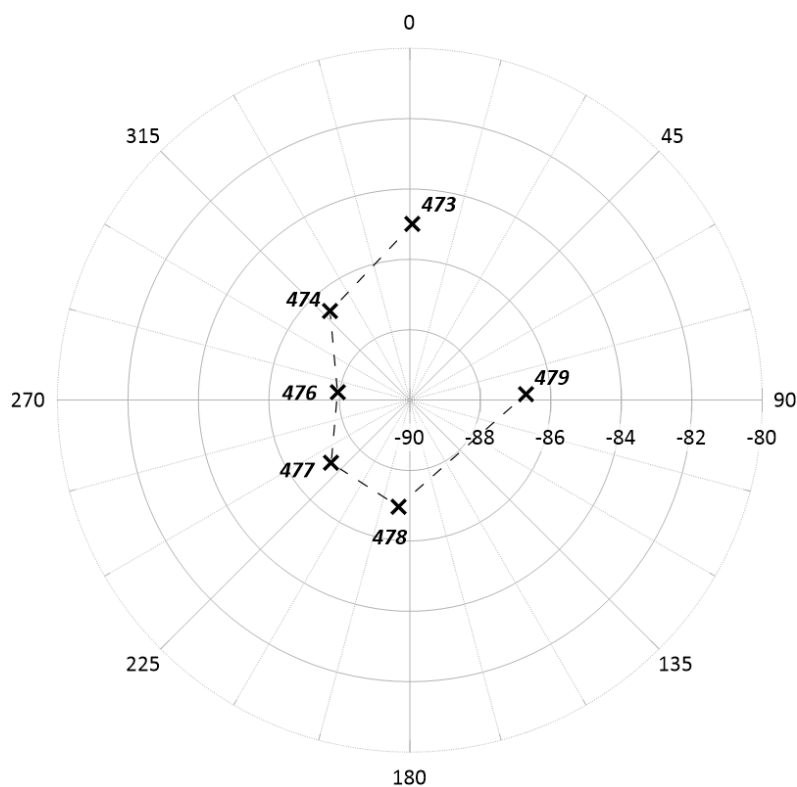


Figura 2.15: Ubicación de los centros de rotación promediados para todos los cubos de cada órbita a lo largo de una semana en proyección polar. Las líneas radiales muestran la longitud.

En la mayoría de casos podemos decir que el centro de rotación del vórtice se encuentra en latitudes de 85 a 90 °S en la capa alta de nubes. Podemos estudiar las distancias entre diferentes regiones de interés en el vórtice. Una de ellas es el centro morfológico. Este centro es aquel lugar donde el vórtice parece tener su posición central fijándonos en su forma. Por esto mismo resulta una zona a la que se le pueden dar diferentes ubicaciones ya que su localización es bastante difícil de inferir con exactitud, por lo que suele ser muy subjetiva.

Comparando las ubicaciones de los centros morfológico, dinámico y el polo sur planetográfico, podemos obtener las distancias que los separan en la tabla 2.2. Lo primero que uno puede ver es que la distancia entre el polo sur y el centro de rotación es la menos variable. Probablemente la alta variabilidad de la distancia entre el centro morfológico y el polo se deba, como hemos mencionado anteriormente, a la relativa subjetividad a la hora de elegir el centro morfológico.

	ROTACIÓN		MORFOLÓGICO		Distancia entre centros (°)	Distancia polo a centro de rotación (°)	Distancia polo a centro morfológico (°)
	latitud	longitud	latitud	longitud			
473	-84.99	0.97	83.77	43.76	4.25	5.01	6.24
474	-86.61	-41.93	-86.69	306.79	0.66	3.39	3.31
476	-87.93	-83.56	-85.32	275.32	2.61	2.07	4.68
477	-87.14	-128.69	-80.78	228.11	6.37	2.86	9.22
478	-86.96	186.22	-86	148.11	2.47	3.04	4.00
479	-86.69	86.96	-86.08	72.12	1.11	3.30	3.92
604	-83.52	0	-85	54.65	5.44	6.50	5.00
605	-88.19	-33.69	-88	28.82	1.98	1.80	2.00
638	-85.52	99.86	-86.73	74.46	2.06	4.48	3.30
640	-87.64	38.31	-87.15	342	2.50	2.36	2.85

Tabla 2.2: Posición de los centros de rotación y morfológico, así como distancias angulares entre centros para todas las órbitas analizadas. Estimamos un error de $\pm 0.4^\circ$ en las distancias entre centros.

De la tabla 2.2 obtenemos una separación media general entre el centro de rotación y el polo planetográfico de $\sim 3.2^\circ$ para estas órbitas, lo que en la atmósfera polar de Venus equivale a ~ 350 km. Únicamente en la órbita 476 podemos comparar la ubicación de los centros de rotación del vórtice en ambas capas de nubes, ya que es el único par de imágenes en el que podemos apreciar en la capa inferior de nubes el centro de rotación dinámico. En este caso ambos centros se encuentran ubicados prácticamente en la misma longitud, pero con una diferencia de latitud de 5° , lo que implica una separación de ~ 530 km.

2.2.5 Vorticidad relativa

La vorticidad relativa es un parámetro matemático que nos permite estudiar "la cantidad de rotación" que tiene un fluido, en este caso atmosférico. Este parámetro resulta crucial para obtener una visión más exacta de la dinámica de los vientos en una atmósfera, ya que ayuda a identificar estructuras como remolinos o ciclones. En el caso del vórtice polar sur de Venus podría ayudar a diferenciar la rotación propia del vórtice de la rotación general de la atmósfera en torno al polo. También podría resaltar rotaciones locales de filamentos específicos, lo que sería de gran interés.

En general, en un planeta podemos definir dos tipos de vorticidad: la planetaria, que es debida a la propia rotación del planeta y a la variación de la velocidad angular con respecto a la latitud; y la relativa, que nos indica cómo el vector velocidad $\vec{u}(u, v, w)$ se desvía. En el caso de Venus, la vorticidad planetaria no tiene un gran peso debido a la extremadamente lenta rotación del planeta sólido, que hace que el componente planetario

de la vorticidad se pueda ignorar frente a la componente relativa.

En coordenadas cartesianas podemos entender la vorticidad relativa partiendo de la expresión general de la vorticidad de un fluido.

$$\vec{\omega} = \nabla \vec{u} = \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}, \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}, \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad (2.3)$$

En el estudio de las atmósferas, interesa la componente vertical del vector vorticidad, al que llamamos vorticidad relativa ζ :

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (2.4)$$

en coordenadas cartesianas, o equivalentemente en coordenadas esféricas:

$$\zeta = \frac{1}{R \cos \phi} \left[\frac{\partial v}{\partial \lambda} - \frac{\partial (\cos \phi u)}{\partial \phi} \right] \quad (2.5)$$

donde R es el radio del planeta, ϕ es la latitud y λ la longitud. Sin embargo, al trabajar con mapas de viento bidimensionales, el código utilizado calcula la vorticidad relativa mediante la ecuación (2.4).

Las incertidumbres en las medidas obtenidas son consecuencia de la propia incertidumbre de los vientos, que es de ~ 4 m/s (ver sección 2.1.4). Esto nos lleva a definir una incertidumbre en la vorticidad relativa de $2.5 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Esta estimación del error se ha conseguido tomando escalas espaciales para el cálculo de la vorticidad de ~ 5 , además de tener en cuenta un error aleatorio de 4 m/s en las medidas de viento.

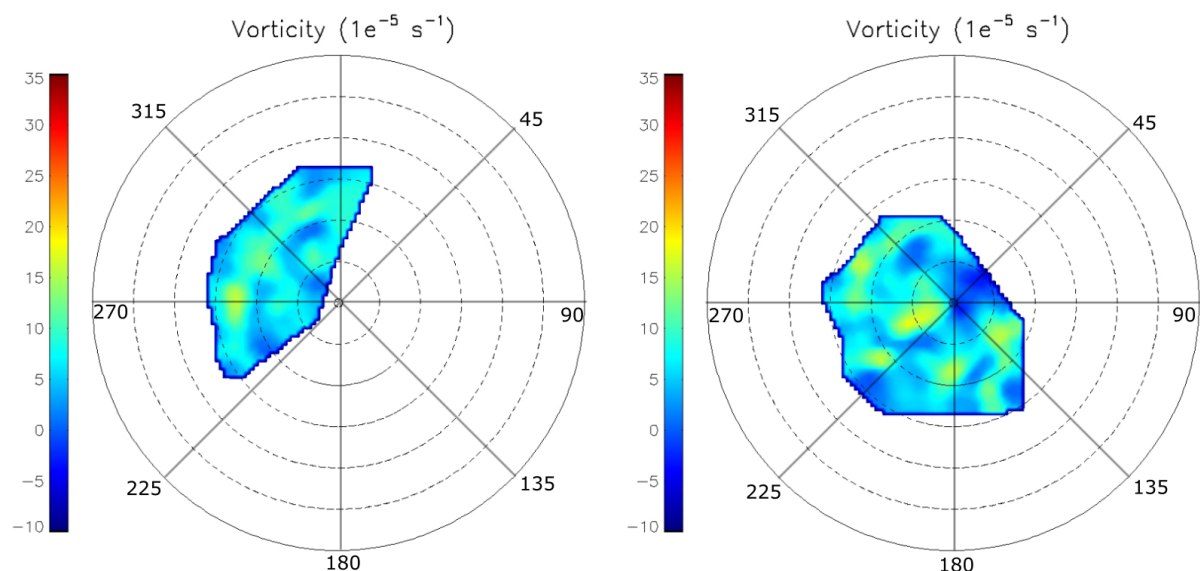


Figura 2.16: Mapas instantáneos de vorticidad relativa en la órbita 476 para la capa baja de las nubes (izquierda) y para la capa alta de las nubes (derecha). Las líneas radiales muestran la longitud y los círculos discontinuos muestran latitudes separadas 5° .

En todas las órbitas observamos niveles de vorticidad muy similares tanto en la capa alta

de las nubes como en la baja (figura 2.16). En la capa alta podemos encontrar picos de vorticidad que suelen ser más comunes que en la baja. Estos picos los solemos encontrar cerca del polo, coincidiendo con el centro dinámico del vórtice polar. Esto explicaría por qué no vemos estos máximos en la capa baja, debido a que en la mayoría de casos el centro dinámico no es visible.

En la órbita 476, la única donde podemos ver el centro dinámico en la capa baja, vemos valores altos de vorticidad cerca del mismo. Aun así, estos valores no son tan altos como en algunos de los mapas de vorticidad de la capa alta.

Los mapas de vorticidad global (promedio obtenido de todas las órbitas analizadas) muestran un fondo de vorticidad prácticamente nulo, cubierto por parches de vorticidad superior. Estos parches son más grandes en latitudes cercanas al polo.

En el anterior análisis de *Garate-Lopez et al., 2016* parecía observarse una aparente relación entre la radiancia a $5.1 \mu m$ y la vorticidad inferida a partir de las medidas de viento en la nube superior. Cuando se comparaba un mapa de vorticidad de la capa alta de nubes con la imagen en 3.8 o $5.1 \mu m$, en ocasiones parecían presentarse niveles de vorticidad más bajos en las ubicaciones de los filamentos calientes, mostrando así una aparente anticorrelación entre brillo y vorticidad relativa, lo que podría indicar una relación entre la temperatura y los vientos en el vórtice.

En esta parte del estudio hemos podido observar este comportamiento en prácticamente un cubo de cada una de las 11 órbitas analizadas, especialmente en aquellas en las que había filamentos especialmente más brillantes que su entorno. Estos casos (figura 2.18) muestran zonas de baja vorticidad relativa que caen encima de algún filamento, mientras que las zonas de alta vorticidad parecen evitarlos. El caso más claro de los expuestos en la figura 2.18 es el de la órbita 477. En él podemos ver cómo un filamento brillante envuelve al parche con la vorticidad relativa más alta.

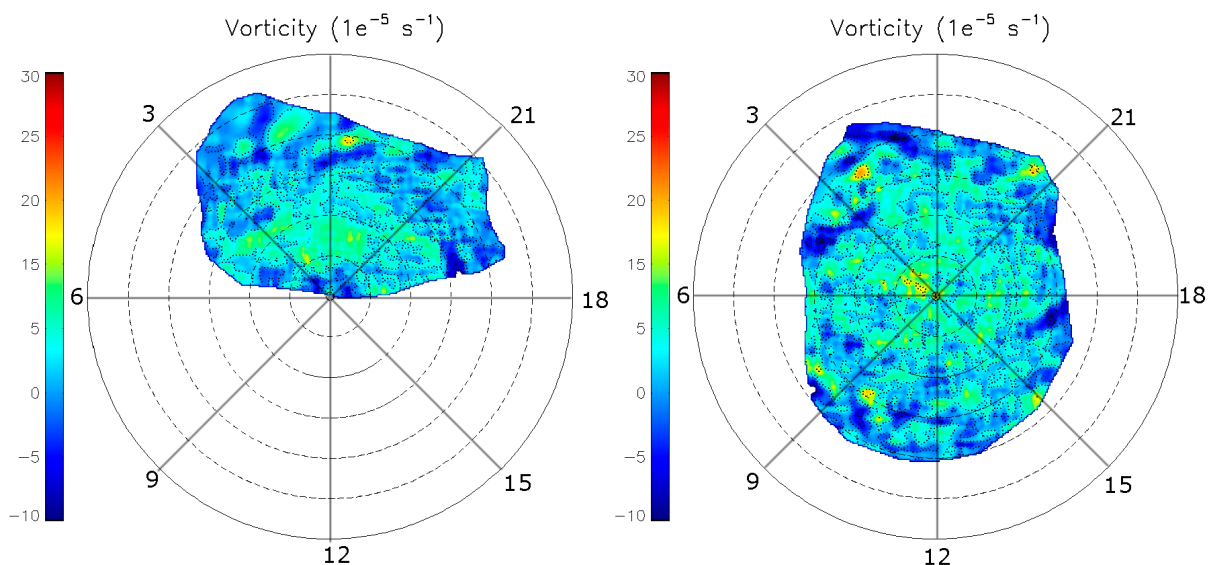


Figura 2.17: Mapas globales de vorticidad relativa promediada a partir de los datos de todas las órbitas analizadas, para la nubes inferior (izquierda) y superior (derecha). Las líneas radiales muestran la hora local y los círculos discontinuos muestran latitudes separadas 5° .

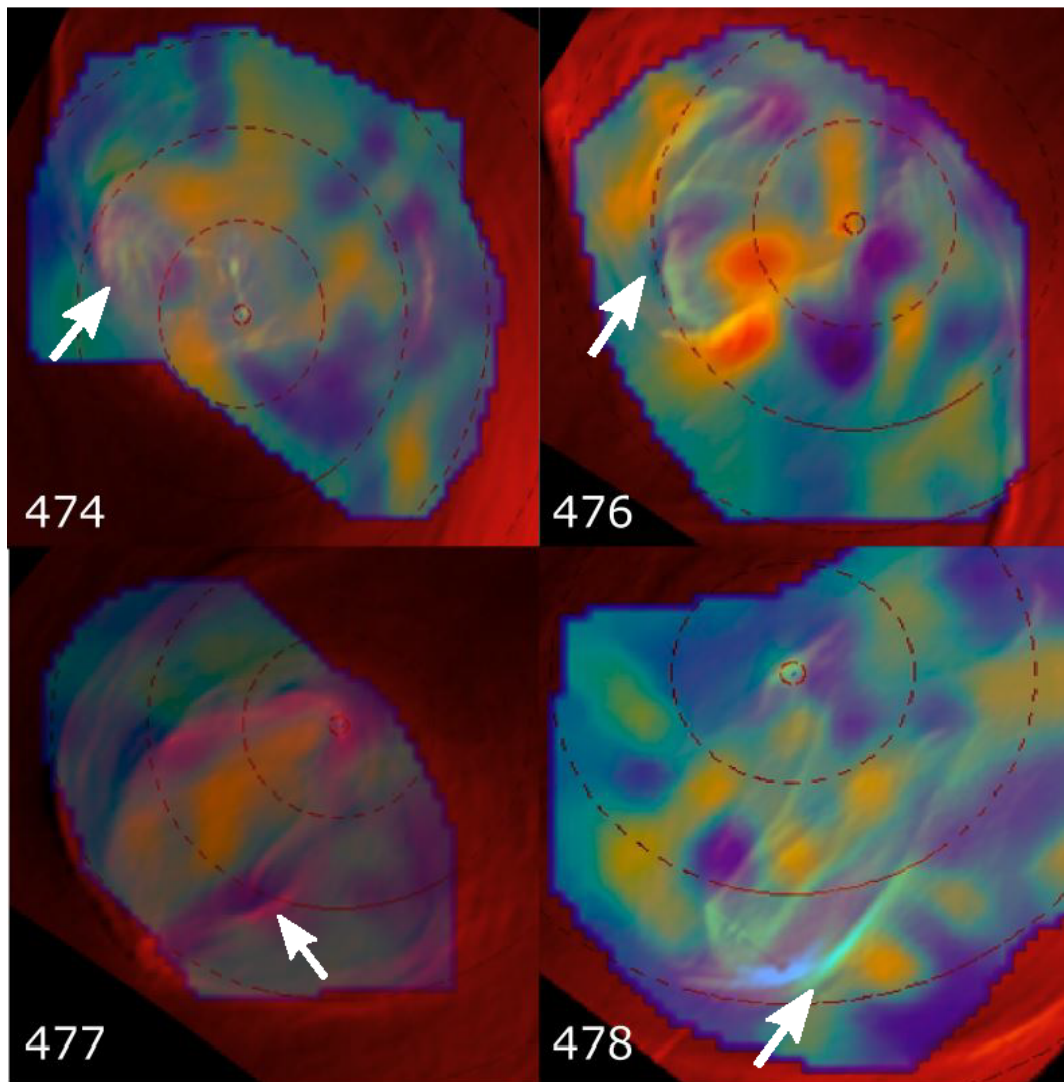


Figura 2.18: Anticorrelación entre vorticidad relativa y emisión en $5.1 \mu m$ en la capa superior de las nubes. Los números indican el número de órbita. Las flechas blancas señalan la ubicación de filamentos donde se ve la anticorrelación.

Capítulo 3

Análisis de la estructura térmica

Del análisis de los vientos podemos inferir que parece existir un desacople entre los mapas de vientos y la vista de la morfología del vórtice en la capa alta de nubes. Al situarse este estudio en el rango infrarrojo, quiere decir que esa morfología, tanto en la capa alta como en la baja está ligada con la temperatura. La emisión en $1.74 \mu\text{m}$ nos habla de la temperatura de la baja atmósfera. Sin embargo, las longitudes de onda de 3.8 y $5.1 \mu\text{m}$ nos están mostrando la estructura térmica del propio vórtice en la capa alta de nubes. Por ello, parece lógico que el siguiente paso en este estudio sea el análisis de los perfiles verticales de temperatura de la atmósfera de Venus en esta región.

La temperatura de la atmósfera de Venus es un tema ya estudiado con anterioridad mediante diferentes técnicas. Podemos destacar las medidas obtenidas por las sondas Pioneer en 1980 (*Taylor et al., 1980*), por la sonda Galileo durante su sobrevuelo a Venus, o por diferentes instrumentos de la propia Venus Express. Como ejemplo tenemos la Venus Radio (VeRa) Science experiment (*Häusler et al., 2006*), capaz de medir perfiles de temperatura de 40 a 100 km mediante radio ocultaciones, y el instrumento SPectroscopy for Investigation of Characteristics of the Atmosphere of Venus (SPICAV), que midió perfiles de temperatura de los 80 a los 140 km de altura (*Bertaux et al., 2007*) aprovechando ocultaciones estelares y solares del planeta.

La visión general de cualquier mapa térmico promediado zonalmente (temperaturas medias para cada latitud) de la atmósfera de Venus muestra que la estructura térmica por debajo de ~ 60 km no varía mucho del ecuador hasta los 50° . A partir de esta latitud en los perfiles vemos decrecer las temperaturas (*Haus et al., 2014*), esperables debido a que la radiación solar es más incidente en las regiones ecuatoriales y resulta mínima en las polares. Sin embargo, en la mesosfera (sobre los 70 km), los perfiles indican comportamientos inversos, aumentando la temperatura a medida que nos acercamos a los polos (ver figura 1.2).

Además, entre los 60-70 km de altura, existe un collar frío o *cold collar* que rodea al vórtice polar sur. Esta estructura muestra una inversión térmica en las latitudes en las que se encuentra (60-80°). Esta inversión se refiere al cambio de tendencia en la distribución de las temperaturas: mientras que el comportamiento normal es que la temperatura aumente a medida que nos acercamos a la superficie del planeta, en el *cold collar* esta tendencia se invierte, siendo más frío que sus capas superiores, para posteriormente volver a calentarse. Por ello existe una diferencia de temperaturas, tanto con el ecuador como con el polo de

entre 15-20 K en la altura en la que se encuentra (*Garate-Lopez et al., 2015*).

En este estudio vamos a obtener mapas instantáneos de temperatura a partir del espectro infrarrojo de Venus usando el mismo set de datos usado para el estudio de la cinemática polar. Mientras que el anterior estudio (*Garate-Lopez, 2014*) parecía estar más enfocados en cómo el cambio de la morfología del vórtice podía afectar a la temperatura, este estudio se centrará en ver cómo los perfiles de temperatura evolucionan a lo largo de cortos periodos de tiempo. De las longitudes de onda fundamentales para este trabajo (ver 3.1. Introducción), para este análisis resultan imprescindibles las de 4.3 y 5.1 μm , ya que pertenecen al rango del espectro infrarrojo del que vamos a obtener la temperatura. Esto descarta todas las órbitas de la tabla 2.1 excepto las siguientes: 475, 478, 604, 638 y 640.

De todas estas órbitas, vamos a centrarnos en la 478. Dado que esta fue una órbita en la cual VIRTIS pudo tomar una cantidad de datos superior a las demás, contamos con una gran cantidad de cubos obtenidos. Esto nos permite analizar las propiedades atmosféricas en periodos cortos de tiempo, pudiendo estudiar la evolución de la temperatura en la región polar sur a corto plazo, en lugar de tener mapas de temperatura de órbitas dispersas más difíciles de relacionar entre sí.

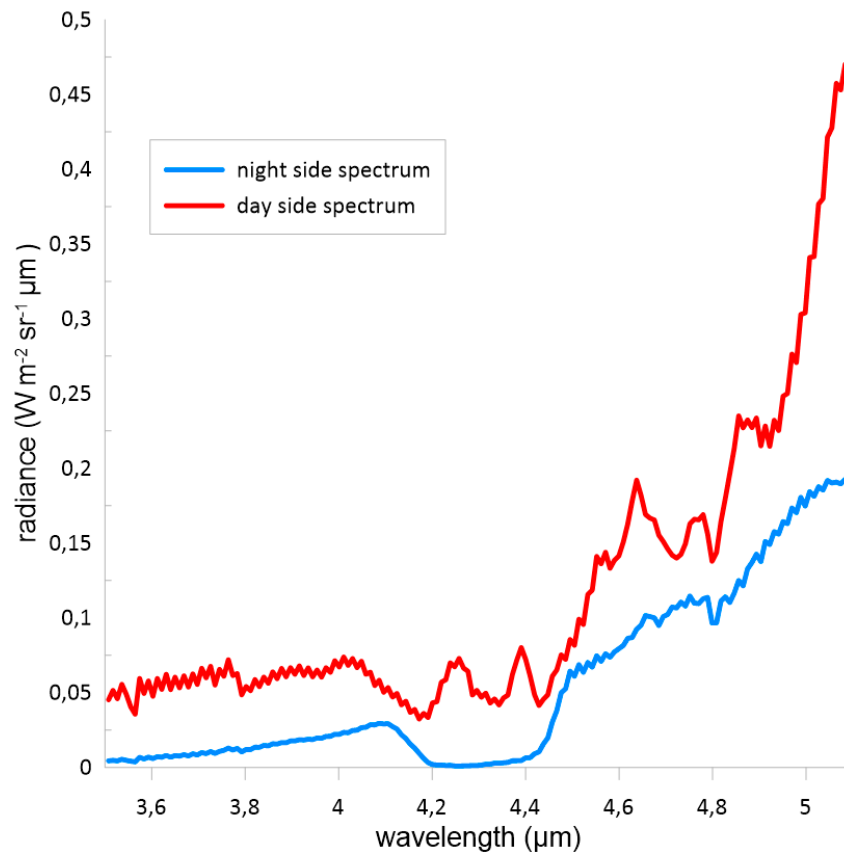


Figura 3.1: Comparativa de espectros nocturnos y diurnos observados en la órbita 478, cubo 04. Vemos la banda de absorción en 4.3 μm en el lado nocturno, mientras que el diurno no está presente.

3.1 Método de obtención de temperaturas

El espectro infrarrojo de Venus muestra líneas de absorción del CO_2 en diversas longitudes de onda. En el infrarrojo son remarcables las que se encuentran en 4.3 y 15 μm . Dado que el rango espectral del instrumento VIRTIS se extiende de 0.3 a 5.1 μm , para el estudio de temperaturas utilizaremos la banda de absorción centrada en 4.3 μm . Modelando la radiación infrarroja de este rango de longitudes de onda podemos inferir características atmosféricas de Venus entre alturas de 55 a 100 km aproximadamente. Para ello, debemos saber que la profundidad de una línea de absorción viene definida principalmente por las características del entorno atmosférico como la temperatura y presión, por las propiedades de los aerosoles y por la altura de las nubes (altura a la que el espesor óptico se puede considerar como 1). Así, a partir de un espectro sintético, podremos obtener las propiedades de temperatura en función de la presión (o altura) desde ~ 55 km hasta unos 100 km de altura. Además, podremos conocer de manera aproximada la altura de la cima de las nubes, y la escala de alturas de los aerosoles de la atmósfera.

El rango hasta los 100 km viene impuesto debido a que consideramos que el gas a estudiar debe tener una abundancia conocida y estar bien 'mezclado' en la atmósfera, y esto ocurre por debajo de los 100 km. Además, las bandas espectrales no deben estar solapadas entre sí, lo que fuerza a que el estudio de las propiedades atmosféricas se vea restringido al lado nocturno (figura 3.1).

3.1.1 Fundamentos, modelo y algoritmo utilizado

El método utilizado en este trabajo (*García-Muñoz et al., 2013*) se basa en intentar resolver el llamado 'problema inverso'. Este método consiste en obtener información acerca de los parámetros atmosféricos a partir de la comparación entre dos espectros, uno real u observado y otro sintético o modelado.

La radiación que le llega a VIRTIS puede ser modelada como una suma de términos asociados a la radiación del propio planeta, al multi-scattering en la atmósfera o a la reflexión solar. Modelando estos fenómenos y suponiendo unas propiedades iniciales como un perfil de temperatura base, se calcula la radiancia a cada longitud de onda, es decir, se consigue el espectro sintético. Para una correcta aplicación del método de obtención de temperatura empleado en este trabajo, es importante que los términos asociados a la radiación emitida por el planeta dominen sobre el término correspondiente a la reflexión por el sol. Por ello se reduce el estudio a la cara nocturna de Venus.

Partiendo de este espectro sintético, podemos variar diferentes parámetros para intentar ajustarlo en mayor o menor medida con el espectro real que hemos obtenido de las observaciones de VIRTIS. Para ello, el código se basa en DISORT, un paquete que utiliza la suposición de atmósfera plano-paralela estratificada para simplificar el problema y los cálculos necesarios para obtener el espectro sintético a partir de las características de la atmósfera. Para hacer el cálculo aún más simple y rápido, consideramos una atmósfera de CO_2 (96.5%) y de N_2 (3.5 %). Al suponer que no hay trazas de otros gases, en el rango de longitudes de onda estudiadas para la obtención de los perfiles de temperatura, obtenemos errores considerables en el rango de 4.5-4.8 μm , debido a que el CO domina esa

zona del espectro. Por tanto, para la comparación de los espectros observado y modelado obviamos ese rango.

El código utilizado permite variar el perfil de temperatura inicial a 30 niveles o alturas diferentes, así como cambiar otros parámetros como la escala de alturas de los aerosoles o la altura de la cima de las nubes.

Para obtener el perfil de temperatura del aire, el código varía iterativamente el perfil inicial hasta encontrar aquel que arroje un mejor ajuste de espectros. Fijamos un valor máximo de 20 iteraciones, pues en anteriores trabajos (*Garate-Lopez et al., 2015*) esta cantidad de iteraciones resultaba suficiente para conseguir un buen ajuste. Para cuantificar el mejor ajuste entre espectros es usual utilizar la desviación cuadrática media entre los dos espectros, mediante la siguiente ecuación:

$$\chi = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (TB_i^{obs} - TB_i^{mod})^2}{n}} \quad (3.1)$$

donde TB es la temperatura de brillo observada y modelada para una longitud de onda determinada fijada por el parámetro i (toma 80 valores diferentes en el rango estudiado por VIRTIS).

Además de conseguir información sobre los perfiles de temperatura, el código contempla la posibilidad de variar los valores de otros términos que permiten cambiar considerablemente la forma del espectro, consiguiendo un mejor ajuste. Por un lado estaría la escala de alturas de los aerosoles (H_{aer}), principalmente H_2O y H_2SO_4 ². La altura de la cima de las nubes (Z_{cloud}) también puede tomar varios valores. Esta altura indica dónde el espesor óptico toma el valor unidad.

Con estos dos parámetros de la nube podemos definir el perfil vertical de la densidad de los aerosoles como una disminución exponencial de acuerdo a la ecuación:

$$n_{aer}(z) = \exp[-(z - Z_{cloud})/H_{aer}]/\sigma_{\lambda_*} H_{aer} \quad (3.2)$$

donde n_{aer} es la densidad del aerosol y σ_{λ_*} es la sección transversal que presentan los aerosoles, estudiándolos para una λ_* de $4 \mu m$. Esto implica que la definición de la altura de la cima de nubes depende de la longitud de onda usada en σ_{λ_*} , punto importante a la hora de comparar resultados de Z_{cloud} con otros estudios.

3.1.2 Arquitectura del tratado de los datos

En primer lugar, debemos conseguir los espectros reales a partir de los cubos que VIRTIS ha tomado. Tras esto, el segundo paso consiste en conseguir el valor óptimo de escala de alturas de los aerosoles H_{aer} y altura de la cima de las nubes Z_{cloud} que hace que χ se reduzca lo máximo posible. Para ello, promediamos 36 píxeles en lo que llamamos 'grupos' de 6×6 píxeles². Así obtenemos un espectro promedio de todos ellos y, consecuentemente, reducimos la resolución de las imágenes de 256×256 a 42×42 píxeles², disminuyendo así la

²Recordemos que la escala de alturas es la distancia que debemos movernos verticalmente para que la presión disminuya en un factor de e (2.718).

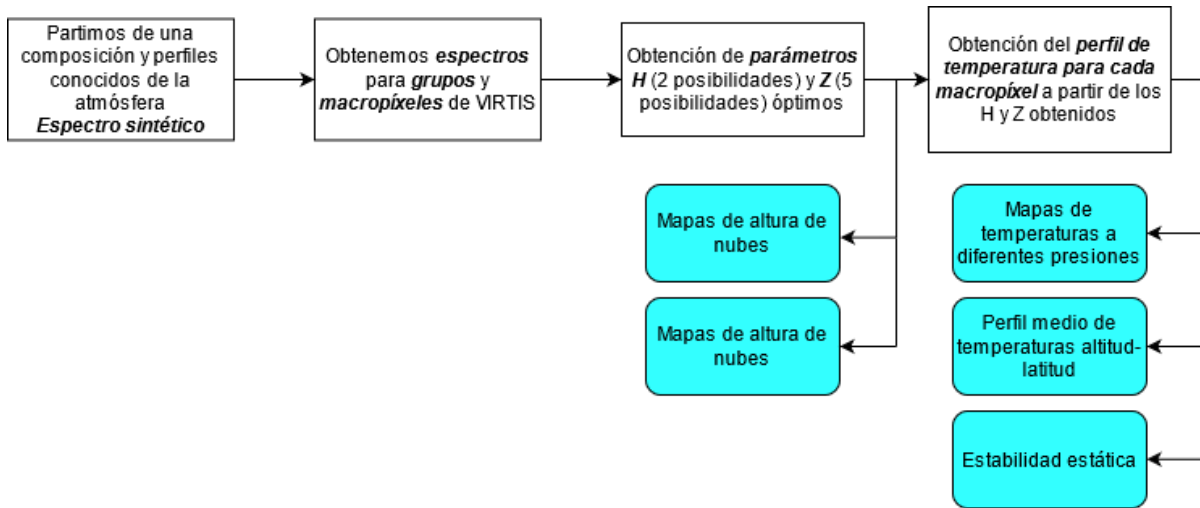


Figura 3.2: Diagrama de flujo de los pasos para obtener los perfiles de temperatura, escala de alturas de aerosoles H_{aer} y altura de la cima de las nubes Z_{cloud} . En azul se muestra qué podemos obtener en cada uno de los pasos.

carga computacional. Para el espectro observado de cada grupo conseguimos espectros sintéticos para todas las posibilidades de H_{aer} (que puede tomar valores de 2 o 4 km) y de altura de la cima de las nubes (con valores de 56, 58, 60, 62 y 64 km). Tras este paso seleccionamos aquel espectro sintético que haya resultado en un χ más bajo al compararlo con el espectro observado o real.

A partir de este punto comienza la obtención de mapas de temperatura. Para ello conservamos los valores de H_{aer} y Z_{cloud} óptimos para cada grupo obtenidos previamente, pero en esta ocasión promediamos los espectros observados en 'macropíxeles' de 2×2 píxeles² para conseguir mapas de temperatura de alta resolución espacial (128x128 píxeles). A cada macropíxel se le da aquellos valores de H_{aer} y Z_{cloud} que hayan resultado en un menor χ . Como en cada grupo caben 9 macropíxeles, todos ellos tendrán los mismos valores de H_{aer} y Z_{cloud} .

Para un cubo de VIRTIS se necesitan aproximadamente 48 horas de uso del servidor CIRCE (Intel Xeon Platinum 8180M 2.5GHz, 3.8GHz Turbo, 28C, 10.4 GT/s 3UPI, 38MB Cache, HT(205W) DDR4-2666) para completar todos los cálculos. Esto implica que para la obtención de todos los perfiles de temperatura y mapas de escala de alturas de los aerosoles y altura de cima de las nubes se han necesitado unas 288 horas de cálculo computacional. La figura 3.2 resume de forma simple cómo ha sido el proceso de obtención de perfiles de temperaturas y otros parámetros atmosféricos.

3.2 Resultados

Antes de exponer los resultados es importante mencionar que este análisis no es el mejor a la hora de obtener resultados de los mapas de H_{aer} y Z_{cloud} . Esto se podía intuir dado los pocos y discretizados valores que les damos a los dos parámetros, así como la baja resolución que van a presentar los mapas que obtengamos sobre estos parámetros. La figura 3.3 muestra cómo de grande es el área de promediado en una imagen de VIRTIS para la fase de estudio de H_{aer} y Z_{cloud} (donde promediamos en 'grupos') y para la fase de

obtención de temperaturas (donde promediamos en 'macropíxeles'). Viendo esto podemos ver que este método está diseñado para obtener mapas de temperatura a una gran resolución espacial.

Además, la técnica de inversión utilizada para la obtención de perfiles de temperatura está degenerada, lo que significa que en ocasiones puede obtenerse un espectro sintético casi idéntico con distintas combinaciones de los parámetros. De ahí la posibilidad de que aparezcan hotbins o puntos calientes (regiones de 6×6 píxeles² con una temperatura muy superior a la de su entorno) en los mapas. Algunos han podido eliminarse seleccionando otra combinación de los parámetros H_{aer} y Z_{cloud} , pero con un espectro sintético que ajusta igual de bien el observado. En los hotbins en los que los espectros sintéticos de otras combinaciones se alejaban del observado, se han mantenido los valores originales de H_{aer} y Z_{cloud} .

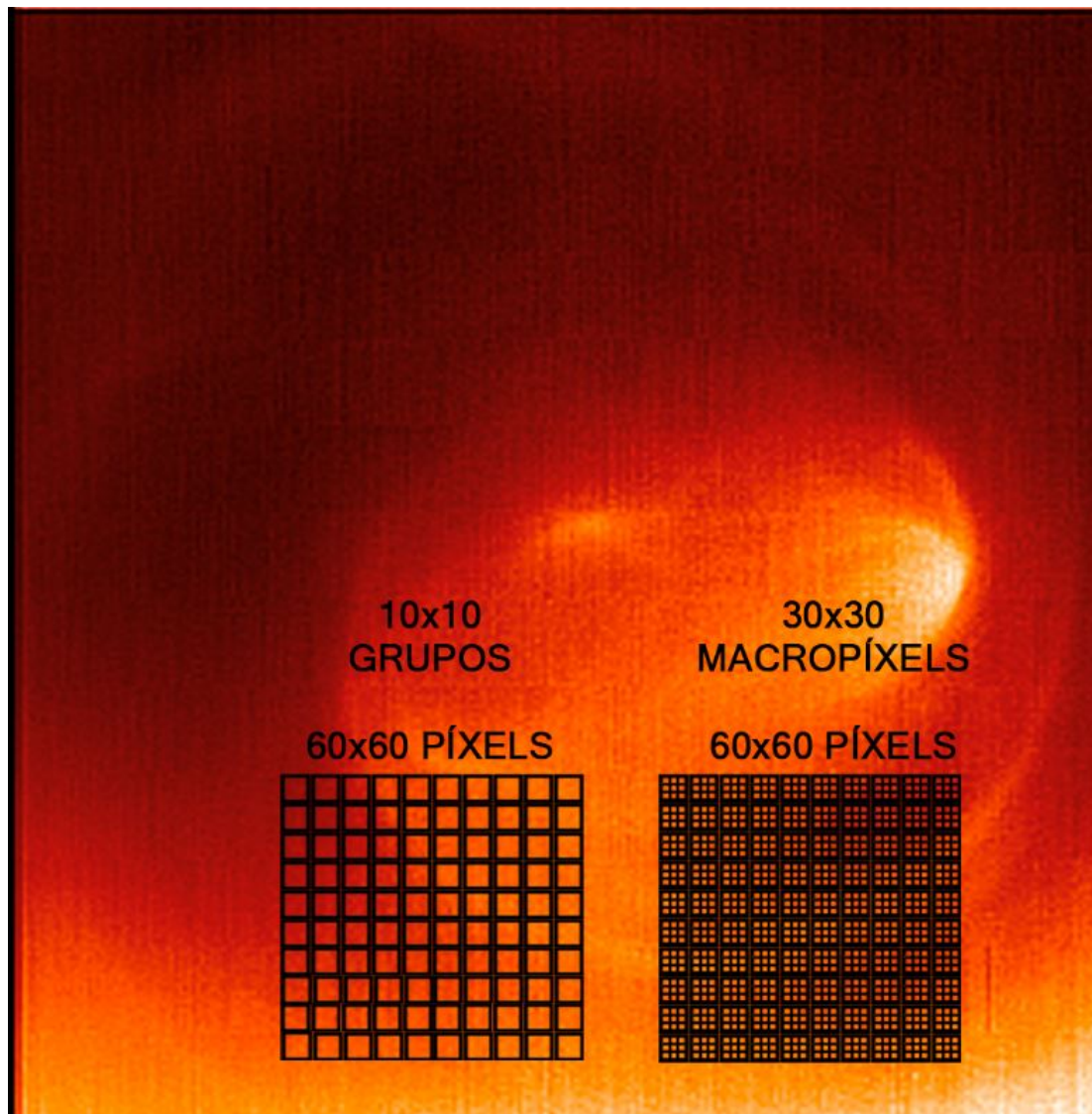


Figura 3.3: Representación del tamaño de grupos (6×6 píxeles²) y macropíxeles (2×2 píxeles²) sobre una imagen de VIRTIS.

Sin embargo, a pesar de que el código esté preparado para inferir los perfiles de temper-

altura sólo en el lado nocturno, ha sido posible aumentar un poco el área de la imagen a analizar ya que algunos espectros del lado diurno también presentan la banda de absorción del CO_2 .

3.2.1 Escala de altura de aerosoles y altura de la cima de nubes

Los mapas de escalas de altura de los aerosoles no parecen estar ligados a la morfología del vórtice, siendo H_{aer} en la mayor parte de las imágenes de 2 km, excepto en la zona superior izquierda, donde valores de 4 km son obtenidos en los seis cubos analizados para la órbita 478. En *Garate-Lopez, 2014* se encontraba que los espectros del vórtice mostraban un mejor ajuste con escalas de altura de 4 km, sin embargo en ninguna de las órbitas analizadas este resultado ha sido encontrado.

Por otro lado, es interesante ver los mapas que obtenemos en cuanto a la altura de la cima de las nubes se refiere. En todas las órbitas estudiadas parece haber una correlación entre los brazos espirales del vórtice y valores de Z_{cloud} altos. El vórtice se muestra como una zona más deprimida que su entorno, con un valor general de 56 km para Z_{cloud} . Los filamentos brillantes de la zona caliente del vórtice que podemos ver en la órbita 478 también presentan alturas superiores a las de su entorno. Por otro lado, dentro del *cold collar*, la distribución de Z_{cloud} es menos homogénea. Predominan los valores de 58 km y 60 km pero aparece una estructura en forma de arco que muestra una altura de 64 km para la cima de nubes y que coincide con la espiral exterior del vórtice. La figura 3.4 muestra estos detalles para tres de los seis cubos analizados en la órbita 478, además de la diferencia entre un filamento brillante de la zona caliente y un brazo espiral frío.

En las órbitas 638 y 640 (figura 3.5) obtenemos resultados similares. El mapa de escala de alturas de los aerosoles muestra un valor de 2 km en prácticamente toda la imagen excepto en la esquina superior izquierda en la órbita 638. En la 640 el mapa muestra un valor de 2 km en toda la imagen. La altura de la cima de las nubes es superior en aquellas zonas donde existe un brazo espiral frío al igual que ocurría en la 478. Estas órbitas no presentan filamentos brillantes en la zona más caliente del vórtice tan claros como los que aparecen en la órbita 478, por lo que la relación entre nubes ligeramente más altas que su entorno y los filamentos brillantes solo se muestra en la 478.

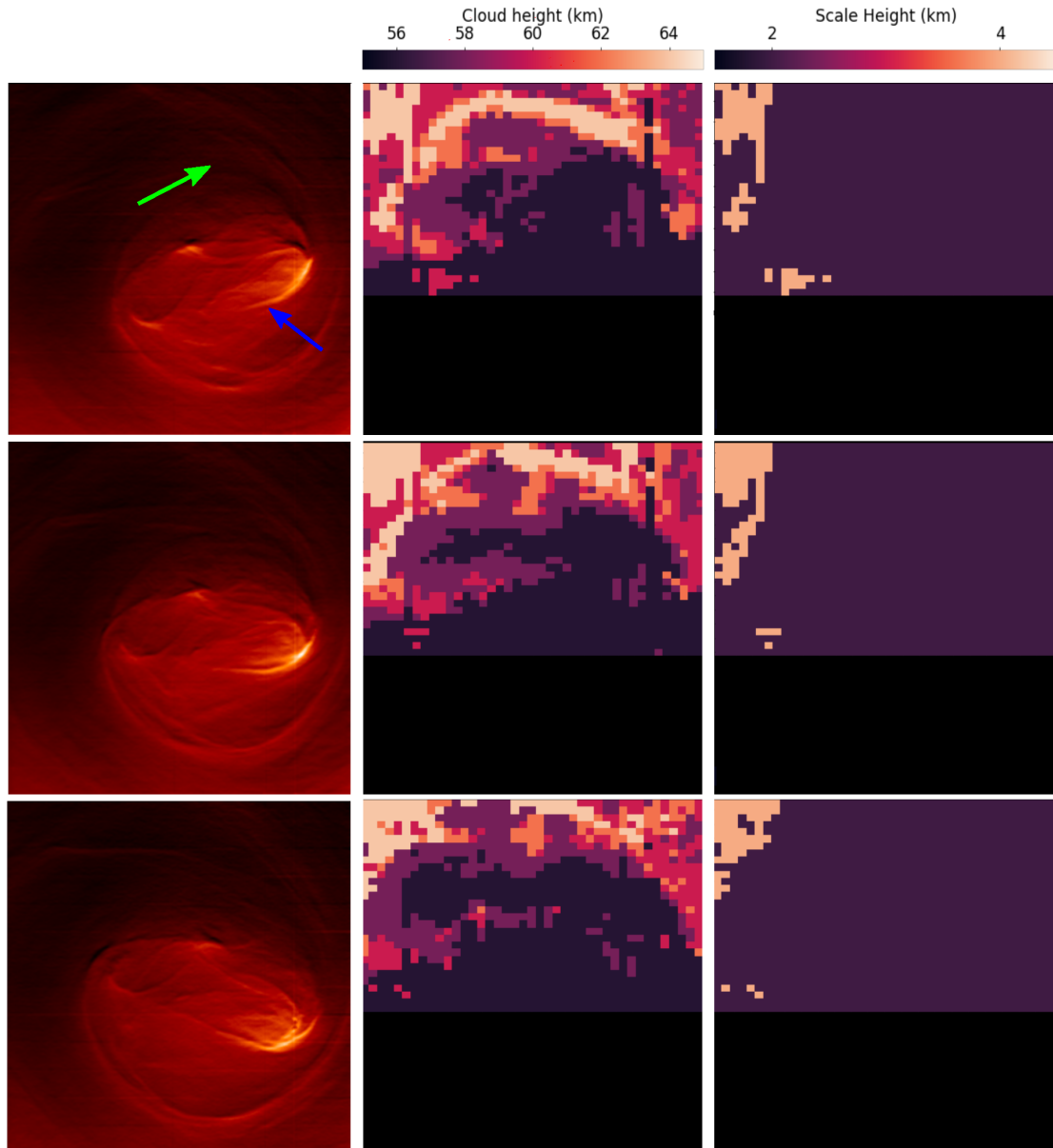


Figura 3.4: Altura de la cima de las nubes y escala de alturas de los aerosoles en la órbita 478, en los cubos 04 (arriba), 12 (medio) y 20 (abajo). En la columna izquierda vemos la imagen del vórtice en $5.1 \mu m$, en el centro el mapa de Z_{cloud} y a la derecha el mapa de H_{aer} . La flecha azul muestra un filamento brillante en la zona caliente del vórtice. La flecha verde muestra un brazo espiral frío.

En las órbitas 638 y 640 el mapa de alturas de la cima de las nubes muestra sobre todo alturas bajas, y las más altas parecen caer en zonas más oscuras del mapa en $5.1 \mu m$, mientras que los filamentos más brillantes (menos notorios que los de la 478) caen en valores de Z_{cloud} bajos. Debido a que las conclusiones obtenidas para la órbita 478 son contrarias a las obtenidas en las órbitas 638 y 640 en cuanto a la relación entre filamentos brillantes y mayor o menor altura de la cima de nubes, no podemos sacar ninguna conclusión firme. Sin embargo, creemos que el mapa de Z_{cloud} mantiene, en cierta medida, la misma morfología general que el vórtice en $5.1 \mu m$ y opinamos que éste es un aspecto interesante a estudiar en el futuro.

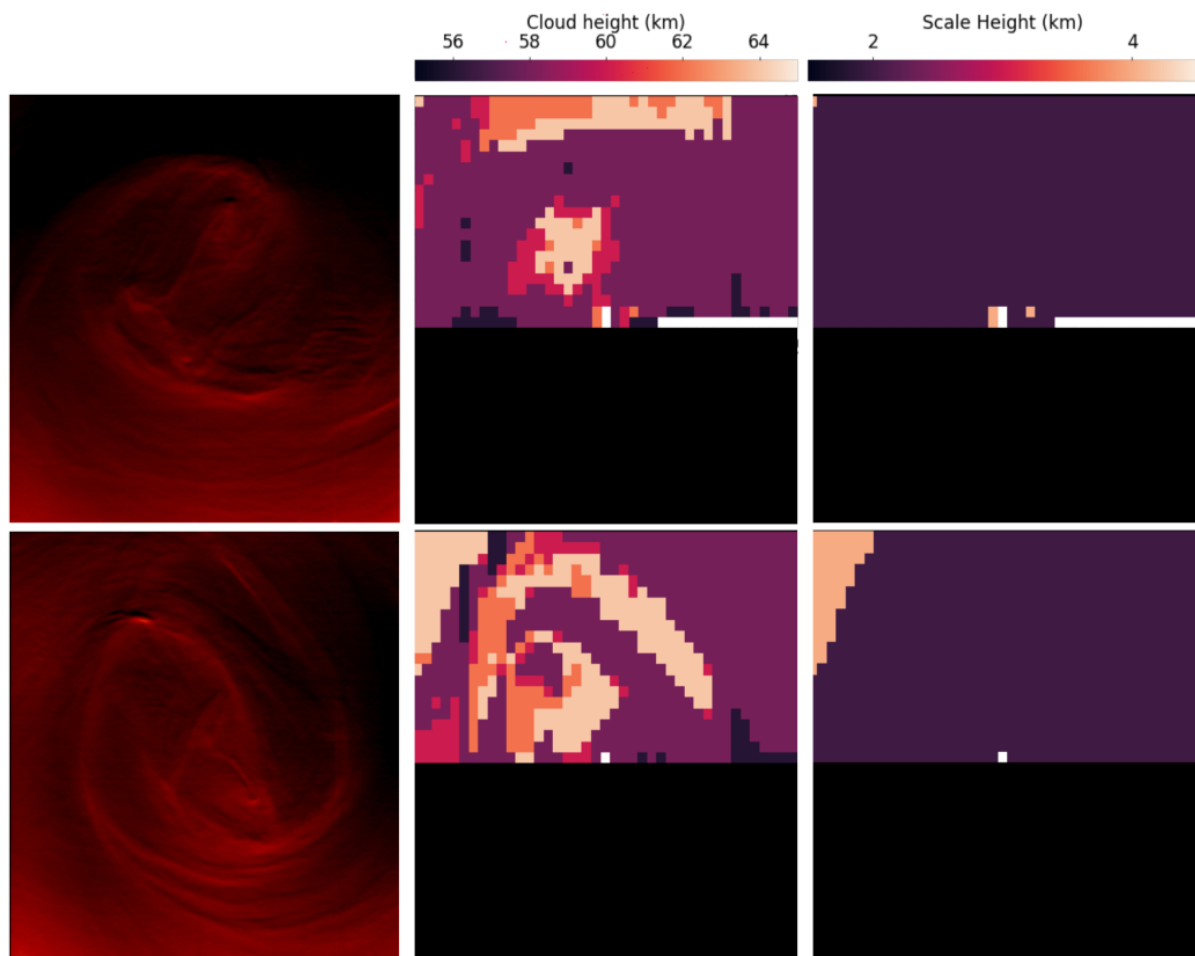


Figura 3.5: Altura de la cima de las nubes y escala de alturas de los aerosoles en las órbitas 638 (arriba) y 640 (abajo). En la columna izquierda vemos la imagen del vórtice en $5.1 \mu m$, en el centro el mapa de alturas de la cima de las nubes y a la derecha el mapa de escala de alturas de los aerosoles.

3.2.2 Temperatura atmosférica

De los espectros sintéticos obtenidos en este análisis conseguimos a su vez los perfiles de temperatura para cada macropíxel. Estos perfiles de temperatura muestran la variación de la temperatura a medida que profundizamos en la atmósfera de Venus. La temperatura aumenta a medida que estudiamos capas de la atmósfera más bajas (o lo que es lo mismo, presiones más altas). Como se ha mencionado, en algunas zonas de la atmósfera podremos observar el *cold collar*, que se manifiesta como una inversión del perfil de temperatura, donde la temperatura decrece a medida que aumenta la presión en un intervalo de alturas determinado, para posteriormente volver a aumentar con la presión. La figura 3.6 muestra tres ejemplos de perfiles de temperatura obtenidos que caen sobre diferentes estructuras de la región polar sur: uno en el *cold collar*, otro en un filamento brillante y el último en la zona caliente del vórtice pero sin filamento.

Al igual que en el apartado anterior dedicado al estudio del campo de viento, también se han analizado seis cubos de la órbita 478 que nos permitirán estudiar la evolución a corto plazo (6 horas) de los mapas y perfiles de temperatura de la región polar sur, que incluirá la estructura del vórtice y el *cold collar*. También se han analizado un cubo de la órbita 638 y otro de la 640 para estudiar la evolución en un intervalo de tiempo mayor.

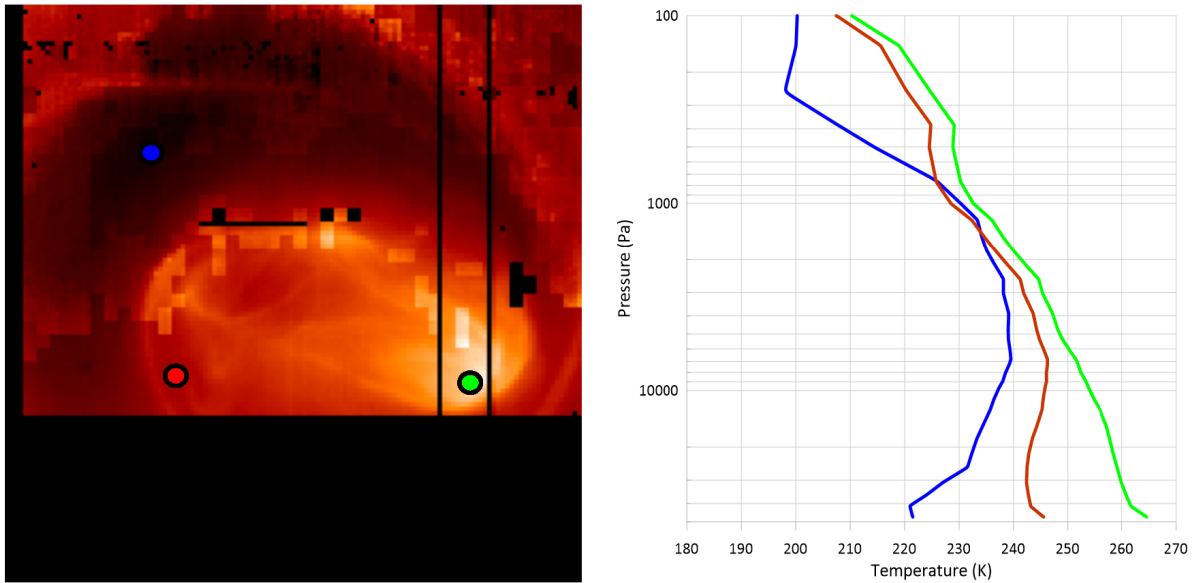


Figura 3.6: Diferentes perfiles de temperatura en el cubo 478-20. Verde: perfil de temperatura en la región donde hay un filamento en $5.1 \mu\text{m}$. Rojo: perfil de temperatura en el vórtice sin filamento. Azul: perfil de temperatura en el *cold collar*.

Dado que obtenemos perfiles de temperatura entre los 100 y los 40 km aproximadamente, representando la temperatura de cada macropíxel a un nivel de presión determinado, podemos obtener mapas de temperatura a diferentes alturas. La presión a 85 km es aproximadamente de 1 mbar, mientras que a unos 55 km la presión aumenta hasta los 360 mbar. Este intervalo de presiones y alturas es aquel donde el error asociado al método de obtención de temperatura es aceptable (*Garate-Lopez et al., 2015*). Las incertidumbres del análisis son relativamente bajas ($\sim 3 \text{ K}$) para los perfiles entre los 360 y 1 mbar, sin embargo crece hasta los 9 K en los 7 km de las capas más profundas. Por tanto, en este apartado representamos mapas de 1, 2.5, 5, 21, 35, 90, 155 y 360 mbar.

La figura 3.7 muestra los mapas de temperatura a diferentes presiones para el cubo 20 de la órbita 478. Los mapas de 1 y 2.5 mbar muestran imágenes con ruido donde no podemos ver ninguna estructura térmica relacionada con el vórtice. Podemos apreciar sin embargo una región de mayor temperatura en la parte baja de la imagen correspondiente al lado diurno del planeta. Entre 10 y 90 mbar vemos una región mucho más caliente en el lugar donde, a mayor presión, se encuentra el vórtice polar. Esta región está rodeada por una zona de temperatura más fría con respecto al vórtice ($\sim 20 \text{ K}$) donde se encuentra el *cold collar*. Este *cold collar* es especialmente notorio en alturas de entre 90 y 360 mbar, es decir, entre 65 y 55 km aproximadamente. A presiones de 155 y 360 mbar podemos comenzar a apreciar la morfología del vórtice que veíamos en $5.1 \mu\text{m}$, especialmente en los mapas de 360 mbar. En 360 mbar, también podemos observar filamentos brillantes, unos 15 K más calientes que su entorno.

Además, en estas altas presiones, el mapa de temperaturas es especialmente sensible a cambios en la altura de la cima de las nubes estudiados en el apartado anterior. Esto lo podemos apreciar por la presencia de cuadrados de tamaño "grupo", es decir, de 6×6

píxeles², generalmente de mayor temperatura que los adyacentes. Esto ocurre especialmente en los filamentos calientes. Como se ha mencionado anteriormente, el espectro sintético de estas regiones consigue un mejor ajuste con alturas de la cima de las nubes superiores a las de su entorno, y esto provoca que los mapas de temperatura tengan ese aspecto en algunas regiones. A pesar de ello, es fácil comprobar que la imagen en $5.1 \mu\text{m}$ es prácticamente la misma que el mapa de temperatura que obtenemos en 360 mbar, aunque esté presente una mayor cantidad de ruido.

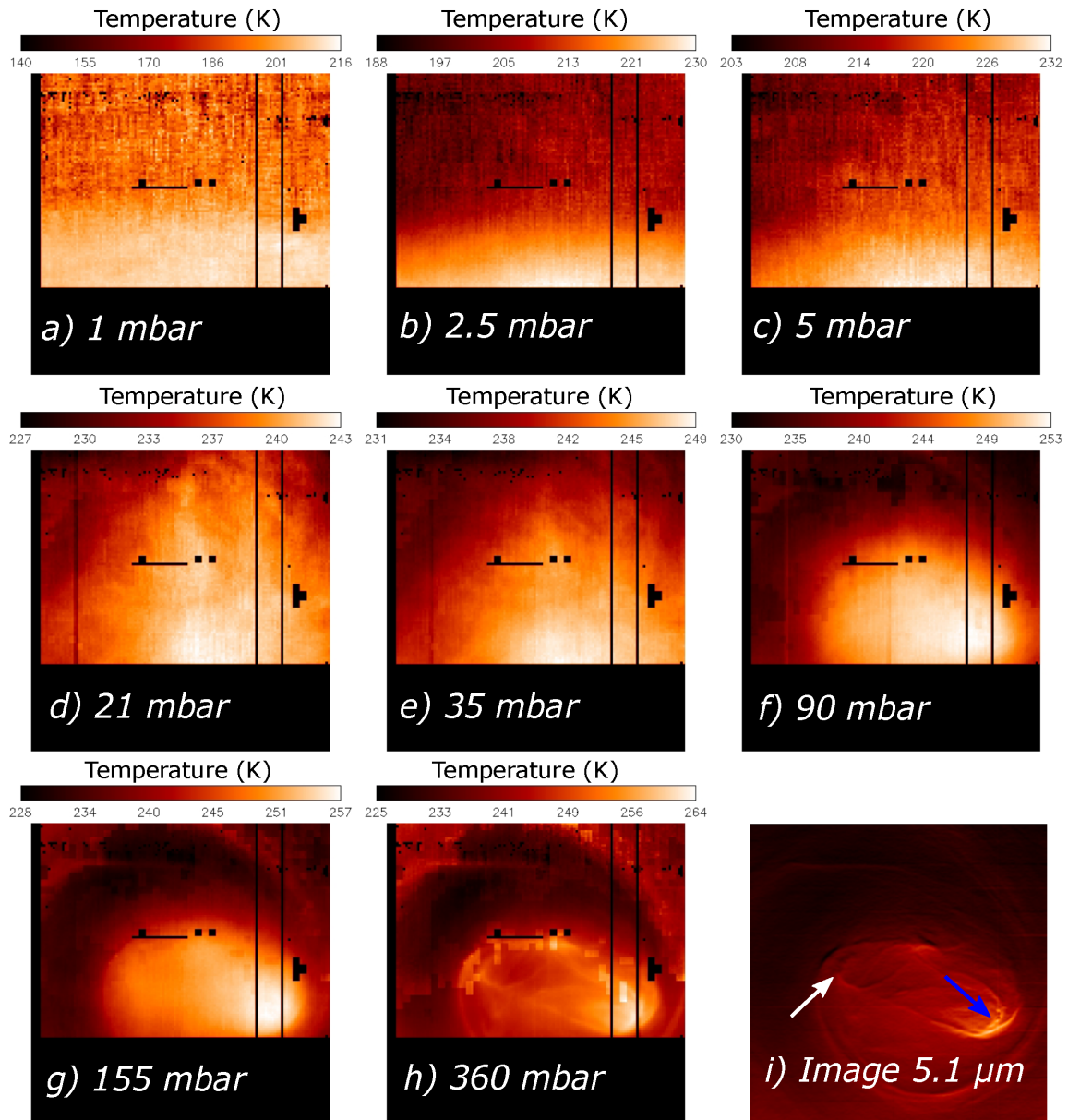


Figura 3.7: Mapas de temperatura de el cubo 478-20 a diferentes presiones atmosféricas a) 1 mbar (85 km), b) 2.5 mbar (81 km), c) 5 mbar (78 km), d) 21 mbar (70 km), e) 35 mbar (68 km), f) 90 mbar (63 km), g) 155 mbar (60 km), h) 360 mbar (55 km) e i) la imagen en $5.1 \mu\text{m}$ procesada. En la imagen procesada se marca un filamento brillante en forma de 'C' (flecha blanca) y la zona más brillante del vórtice (flecha azul).

La temperatura en el vórtice crece a medida que la presión aumenta. En la órbita 478, entre 35 y 90 mbar la temperatura aumenta poco, unos 4 K, y entre 90 y 360 mbar au-

menta de media unos 12 K. El *cold collar* está presente en todos los cubos analizados en esta órbita y su diferencia de temperatura con respecto al vórtice varía en función de la presión a la que lo estudiemos. Esta diferencia de temperaturas es máxima en 360 mbar, de unos 39 K y va disminuyendo con la presión: en 155 mbar es de 28 K, mientras que en 90 mbar disminuye hasta los 23 K de media. A presiones inferiores su estructura no es visible, dado que se extiende entre los 65 y 75 km de altura.

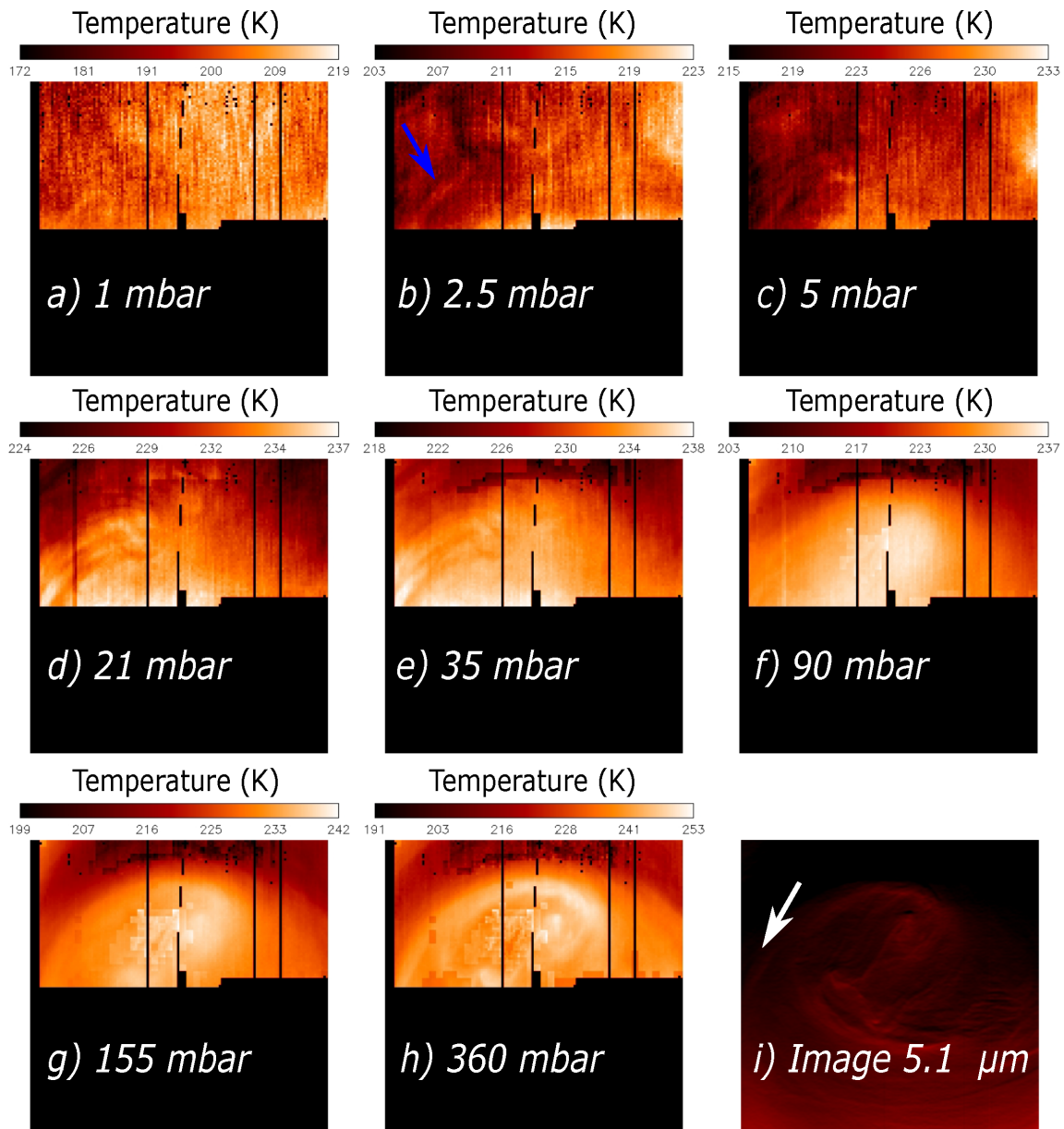


Figura 3.8: Mapas de temperatura de el cubo 638-05 a diferentes presiones atmosféricas a) 1 mbar (85 km), b) 2.5 mbar (81 km), c) 5 mbar (78 km), d) 21 mbar (70 km), e) 35 mbar (68 km), f) 90 mbar (63 km), g) 155 mbar (60 km), h) 360 mbar (55 km) e i) la imagen en $5.1 \mu\text{m}$ procesada. La flecha blanca señala al filamento en $5.1 \mu\text{m}$. La flecha azul señala la supuesta 'huella térmica' de ese filamento a un nivel de 2.5 mbar.

Los filamentos en la órbita 478 se concentran en el vórtice formando una estructura ovalada. En el capítulo 2 vimos que suelen evolucionar de una manera más rápida que la morfología general del vórtice, y aquí corroboramos que su temperatura es bastante

superior a la temperatura media del vórtice. El filamento con forma de 'C' en el lado izquierdo del vórtice (señalado en la figura 3.7 con una flecha blanca en la imagen en $5.1 \mu\text{m}$) tiene una temperatura de $\sim 252 \pm 9 \text{ K}$, y la diferencia con respecto a la región oscura a su derecha es de unos 9 K . La zona más brillante está situada en el lado derecho del vórtice (señalada en la figura 3.7 con una flecha azul en la imagen en $5.1 \mu\text{m}$), y tiene una temperatura de $\sim 262 \pm 9 \text{ K}$ y una diferencia de temperaturas con respecto a la zona más fría de su derecha de 18 K .

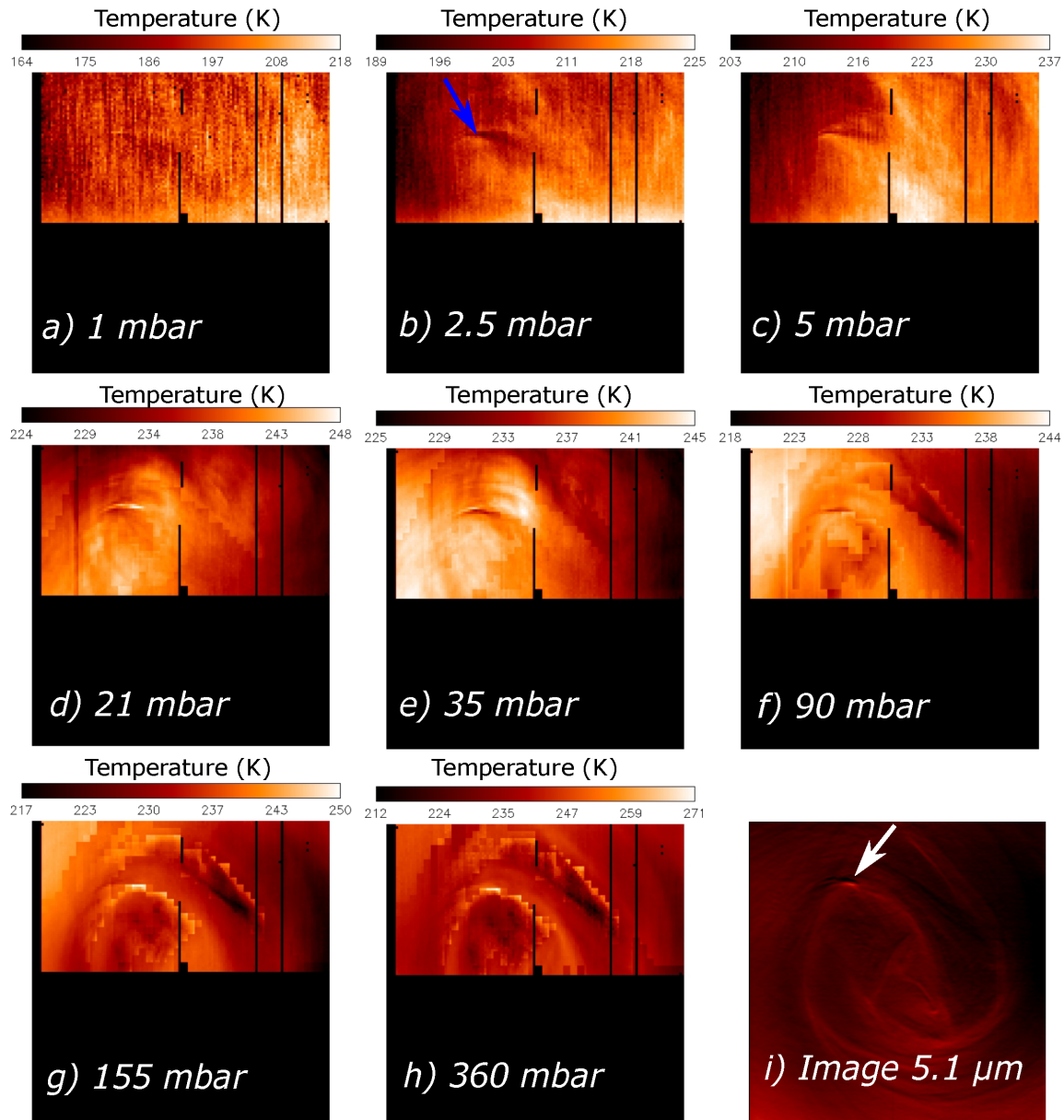


Figura 3.9: Mapas de temperatura de el cubo 640-01 a diferentes presiones atmosféricas a) 1 mbar (85 km), b) 2.5 mbar (81 km), c) 5 mbar (78 km), d) 21 mbar (70 km), e) 35 mbar (68 km), f) 90 mbar (63 km), g) 155 mbar (60 km), h) 360 mbar (55 km) e i) la imagen en $5.1 \mu\text{m}$ procesada. La flecha blanca señala al filamento en $5.1 \mu\text{m}$. La flecha azul la supuesta 'huella térmica' de ese filamento a un nivel de 2.5 mbar.

Aunque el error estimado y la diferencia de temperatura son del mismo orden de magnitud, la similitud entre el mapa de temperatura y la imagen a $5.1 \mu\text{m}$ para todos los cubos analizados hasta ahora, sugieren que las diferencias de temperatura obtenidas en

un mismo nivel de presión son reales.

Podemos inferir que el *cold collar* está, en este caso, acotado también en latitud, ya que en las imágenes de 360 mbar vemos que en las esquinas superiores las temperaturas vuelven a ascender hacia latitudes más bajas. Así pues, el análisis de la órbita 478 indica que el *cold collar* está confinado en un rango de alturas de entre los 60-70 km y de latitudes de entre 65-75°S, aunque puede extenderse hacia latitudes más cercanas al ecuador, formando una estructura alargada.

Los mapas de temperatura a diferentes alturas en las órbitas 638 y 640 se muestran en las figuras 3.8 y 3.9 respectivamente. En ellos podemos ver varias diferencias con respecto a la órbita 478.

En primer lugar, en ambas órbitas podemos intuir estructuras térmicas incluso a presiones en torno a 2.5 mbar (flechas azules en las figuras 3.8 y 3.9). En el caso de la 638 parece coincidir con la parte final del filamento más brillante del lado nocturno de la imagen en 5.1 μm (flechas blancas en ambas imágenes). Del mismo modo, en la 640, también aparece una estructura alta en el lugar donde la temperatura a 155 y 360 mbar muestra un mayor valor. Al igual que en la 478, entre los 21 y 90 mbar comenzamos a ver la estructura general del vórtice como una gran zona caliente rodeada del más frío *cold collar*.

Finalmente en las imágenes de 155 y 360 mbar ya podemos ver una imagen similar a la que la emisión en 5.1 μm muestra. En estos casos la estructura térmica horizontal del vórtice a 155 y 360 mbar es más homogénea que en la órbita 478, es decir, muestra menos contraste térmico entre los filamentos o rasgos presentes en los mapas. Parece que en estos casos la estructura térmica del vórtice se extiende más en altura y menos en la dimensión horizontal.

Pasamos ahora al estudio de la evolución térmica a corto plazo, realizado para la órbita 478. Restringimos este análisis a las imágenes a 360 mbar únicamente dado que en el resto de capas apenas hay cambios apreciables en el campo de temperaturas. De la figura 3.10 podemos inferir que la temperatura a este nivel evoluciona de la misma manera que lo hace la forma del vórtice a 5.1 μm . En el periodo de 6 horas analizado para la órbita 478 la cabeza del vórtice (zona más caliente a la derecha del mismo) varía su temperatura aumentando y disminuyendo entre 263 y 267 K. El *cold collar* mantiene una temperatura de unos 226 K con variaciones de 2 K.

Como ya se ha mencionado, el error en temperatura obtenido a este nivel es de 9K, mayor que las variaciones sufridas por el *cold collar* o el vórtice en esta órbita. No obstante el hecho de obtener mapas de temperatura similares a la imagen en 5.1 μm con un método que no tiene en cuenta en ningún momento la información de macropíxeles adyacentes y, por tanto, obtiene valores completamente independientes, muestra la robustez del método utilizado y la validez de los valores obtenidos.

Otra forma de estudiar la temperatura en la atmósfera de Venus es mediante los promedios de temperatura en función de la latitud y altura, como los que podemos ver en la figura 1.2. Estos mapas permiten comprender cómo es la estructura térmica de la atmósfera de una manera más general. Por ejemplo, la figura 3.11 muestra la evolución de la es-

estructura térmica durante la órbita 478 en cuatro de los seis cubos analizados. En ella podemos destacar que la estructura térmica del vórtice apenas varía. En el primer caso el vórtice tiene una zona más caliente de $250 \text{ K} \pm 3 \text{ K}$ concentrada alrededor de los 60 km. A medida que la estructura evoluciona esta zona caliente se expande hacia alturas más bajas, permaneciendo así en los demás cubos. En todos los cubos la estructura térmica del vórtice toma una forma bien diferenciada y marcada por las isotermas de 240 y 245 K. Esta estructura se extiende latitudinalmente en alturas superiores y, a medida que bajamos en altura, se vuelve más estrecha.

También podemos estudiar la evolución de la estructura térmica del *cold collar* en intervalos de tiempo pequeños. En un primer momento, el *cold collar* se presenta como una zona alargada de temperatura más baja que proviene de latitudes más cercanas al ecuador (ver figura 3.11).

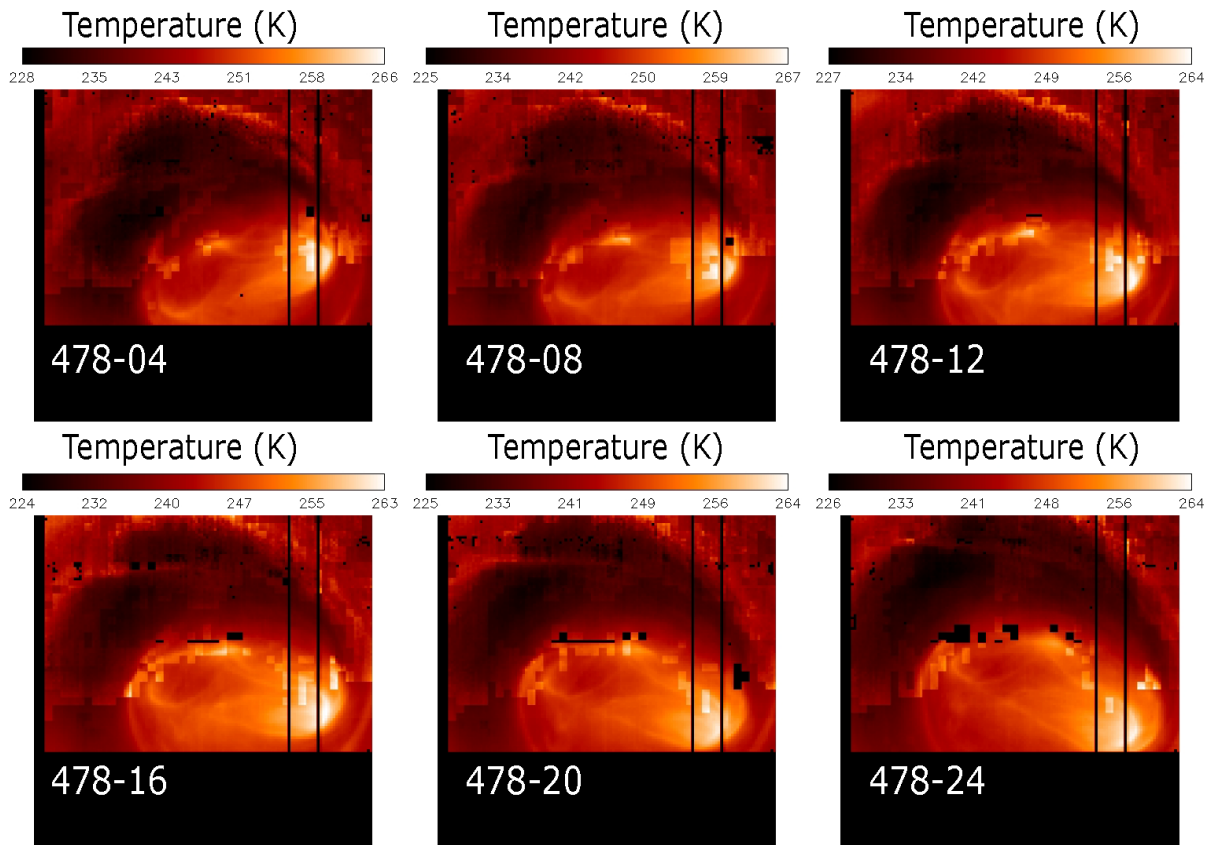


Figura 3.10: Evolución de la temperatura en la órbita 478 para las seis horas analizadas en el nivel de presión de 360 mbar. Los números de cada panel indican el cubo de datos correspondiente.

En los siguientes cubos podemos ver cómo la isoterma de 235 K se va cerrando en latitudes de $\sim 65^{\circ}\text{S}$ hasta formar una estructura cerrada de menor temperatura. Esta estructura se mantiene en los demás cubos, aunque su tamaño se expande y contrae unos 6° latitudes medias, mientras que el extremo más polar permanece fijo en latitudes de alrededor de 72°S . La diferencia de temperatura media entre las estructuras del *cold collar* y el vórtice es de $\sim 15 \text{ K}$ a unos 63 km de altura, menor a las diferencias observadas con los mapas de temperatura a diferentes alturas. Esto es debido a que estamos promediando en latitudes y el vórtice no siempre está centrado en el polo, como hemos visto en el capítulo 2. Estas

diferencias de temperatura entre *cold collar* y vórtice concuerdan con los estudios previos de *Tellmann et al., 2009* y *Lee et al., 2012*.

La atmósfera sobre los 75 km se muestra mucho más estratificada en temperatura, siendo la variación de temperatura con la altura más rápida. Además, los mapas térmicos correspondientes a estas alturas son más homogéneos, mostrando prácticamente la misma temperatura en todos los puntos de la imagen (ver figuras 3.7, 3.8 y 3.9), lo que concuerda muy bien con los promedios zonales ahora analizados.

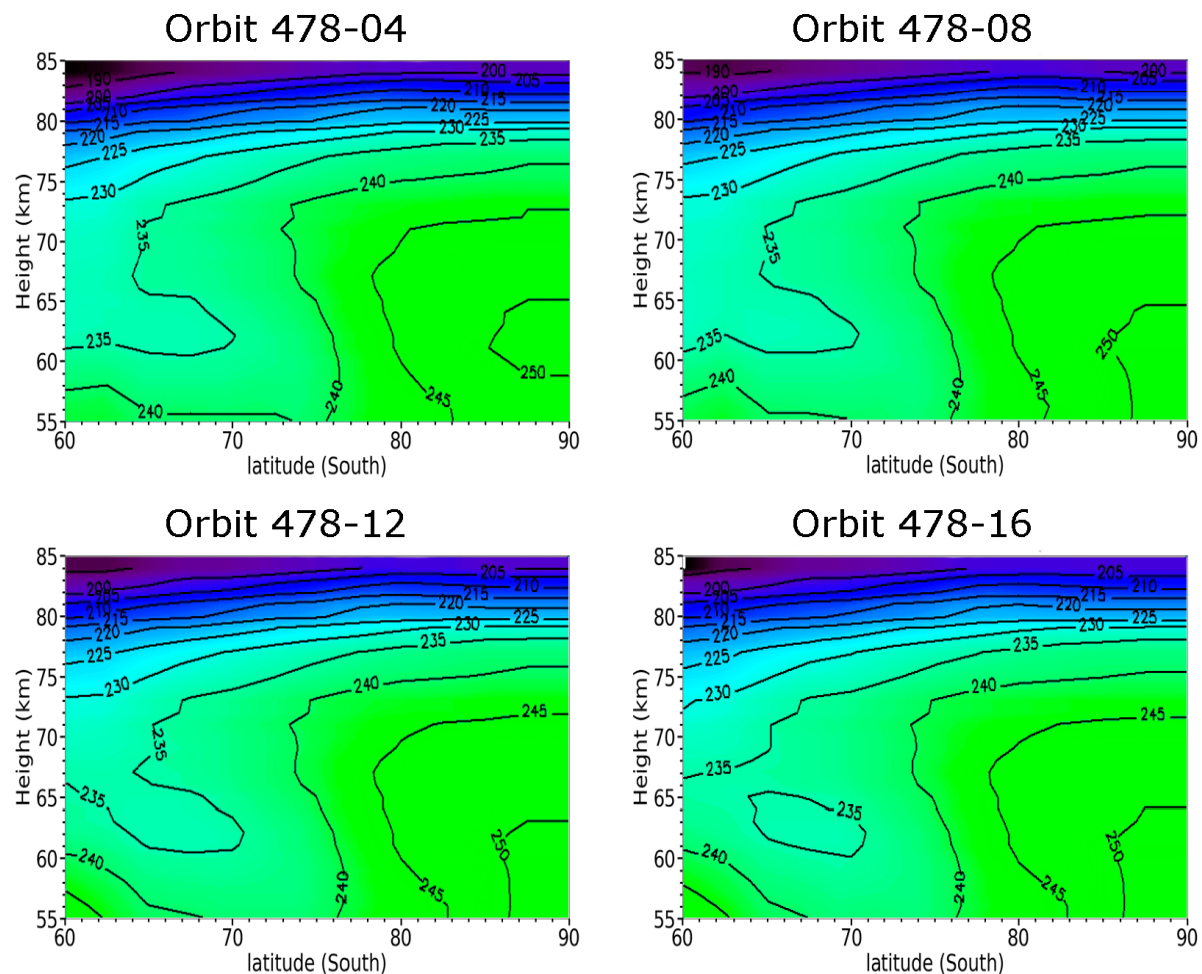


Figura 3.11: Mapas de temperatura media en latitud para diferentes cubos de la órbita 478

Estudiando la evolución en un periodo de tiempo mayor, comparando la órbita 478 con la 475 estudiada en *Garate-Lopez, 2014*, vemos que el mapa de temperatura media en latitud no muestra grandes variaciones más allá de los cambios ya observados en el *cold collar* a lo largo de la órbita 478.

Sin embargo, el cambio sufrido por el vórtice desde la órbita 638 a la 640, en un periodo de tiempo similar, es drástico en cuanto a temperatura promediada se refiere. La figura 3.12 muestra los mapas para las dos órbitas. En la 638 vemos un *cold collar* especialmente grande y frío en comparación con la órbita 478. También el vórtice se manifiesta ahora como una región más fría que en la órbita 478. Ambas estructuras, vórtice y *cold collar*,

son ~ 15 K más frías que en la órbita 478, pero mantienen el contraste térmico de ~ 18 K entre ellos.

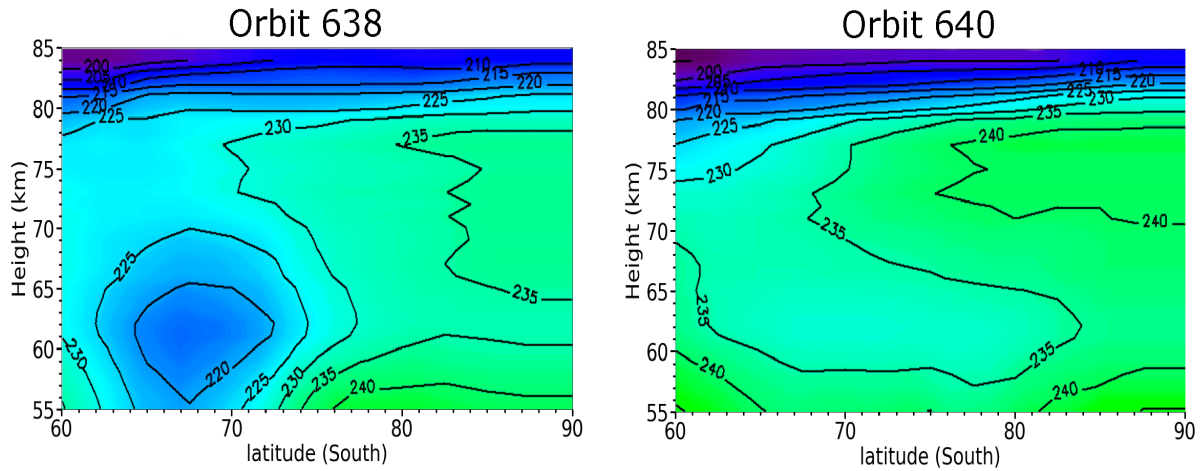


Figura 3.12: Mapas de temperatura promediados en latitud en las órbitas 638 y 640 para alturas entre 55 y 85 km.

Entre las órbitas 638 y 640 pasan menos de 48 horas. Aún así en la órbita 640 la situación es completamente diferente. El *cold collar* se vuelve a calentar unos 15 K, pero el vórtice solo se calienta 5 K. El *cold collar* se expande llegando hasta latitudes de 85 °S. El panel inferior de la figura 3.12 parece mostrar toda una región polar especialmente fría, sin núcleo o centro caliente asociado al vórtice, pero para el que seguimos observando filamentos en $5.1 \mu\text{m}$ (ver último panel de la figura 3.9). La diferencia de temperatura entre el *cold collar* y el vórtice es de tan solo ~ 5 K en este caso.

3.2.3 Estabilidad estática

Un parámetro importante para comprender la atmósfera de cualquier planeta es la estabilidad estática. Este parámetro permite saber si las estructuras de nubes que se forman en la atmósfera de un planeta van a poder permanecer en el tiempo o no. Para ello tiene en cuenta las fuerzas de flotabilidad o *buoyancy* y la fuerza de la gravedad. La fuerza de empuje que se genera sobre una nube está directamente relacionada con su densidad y la de su ambiente, que a su vez está relacionada con la temperatura y presión de la nube. Podemos pensar en una burbuja de aire que se crea a una cierta altura con una temperatura determinada. Si esa burbuja se eleva, su densidad cambiará. Si en su nueva posición la densidad es mayor que la de su entorno, caerá y volverá a su posición de equilibrio, en este caso hablamos de una atmósfera estable estáticamente. Si, por el contrario, la densidad de la nube en la nueva capa es menor, la fuerza de *buoyancy* la empujará hasta arriba acelerándola. En este caso la atmósfera sería inestable. La ecuación que define la estabilidad estática es la siguiente:

$$S_T = \frac{dT}{dZ} + \frac{g}{C_P} \quad (3.3)$$

donde el primer término representa el gradiente vertical de temperatura, mientras que el segundo $\Gamma = g/C_P$ es el gradiente adiabático de la atmósfera, siendo g la aceleración de la gravedad y C_P el calor específico (Sanchez-Lavega, 2011). De acuerdo a la ecuación y

a lo explicado anteriormente, podemos decir que la atmósfera es estable cuando $S_T > 0$ e inestable cuando $S_T < 0$.

Es usual suponer que la ecuación general de estado de los gases se cumple y, por tanto, tomar el valor de C_P como constante para todas las capas de la atmósfera. Sin embargo, el calor específico de un gas varía con la presión y temperatura realmente y el cambio es notorio cuando la presión o la temperatura varía en una gran cantidad. Aunque para muchos de los estudios realizados en otros planetas se pueda suponer el C_P constante, Venus presenta unas variaciones de presión y temperatura demasiado grandes para que tal suposición pueda ser utilizada. Por ello, para el cálculo de la estabilidad estática vamos a seguir la aproximación realizada por *Epele et al., 2007*.

Para moléculas triatómicas como es el CO_2 , que representa casi la totalidad de la atmósfera de Venus, se puede expresar el calor específico mediante la siguiente ecuación:

$$C_P = \frac{7}{2}R + \sum_{T_\nu} R \left(\frac{T_\nu}{2T} \right)^2 \sinh^{-2} \left(\frac{T_\nu}{2T} \right) \quad (3.4)$$

donde $R = 8.3143 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ es la constante de los gases, T la temperatura a la que se encuentra el gas, y T_ν hace referencia a las temperaturas características de vibración de la molécula de CO_2 .

Sin embargo, se puede reducir la ecuación 3.4 mediante un ajuste cuadrático para el cual necesitamos únicamente tres exponentes. De este modo conseguimos una ecuación (3.5) mucho más cómoda con la que trabajar. Los coeficientes son obtenidos en el laboratorio experimentalmente y permiten modelar el comportamiento del calor específico de una manera óptima dentro del rango de interés de presiones y temperaturas.

$$C_P \frac{M_{CO_2}}{R} = C_P/R^* \sim A + BT + CT^2 \quad (3.5)$$

donde $M_{CO_2} = 44.01 \text{ g mol}^{-1}$ es la masa molar del CO_2 . Los coeficientes de ajuste toman los valores: $A = 2.5223$, $B = 0.77101 \cdot 10^{-2} \text{ K}^{-1}$ y $C = 0.3981 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-2}$ *Epele et al., 2007*. Como vemos los coeficientes B y C (que son los que generan la dependencia del C_P con la temperatura) son muy pequeños, por lo que podrían ser obviados en los casos en lo que la temperatura no varíe mucho.

Por otro lado, hemos tenido que dividir la atmósfera analizada en capas de suficiente grosor para que el error del primer término en la estabilidad estática sea de alrededor de un 10% del valor de Γ . En total, para el intervalo de 55 a 85 km, definimos 7 capas de los siguiente espesores comenzando por arriba: 4, 3.2, 3.3, 3.7, 3.2, 4.9 y 7.3 km. Exceptuando el caso de la capa más profunda, cuyo error es de 1.7 K/km, el resto de capas tienen un error en la estabilidad estática menor al 1 K/km.

La figura 3.13 muestra mapas de estabilidad obtenidos para distintas capas de la atmósfera de Venus en la órbita 478 para el cubo 04. Podemos notar que, al igual que los mapas de temperatura en la figuras 3.7, 3.8 y 3.9, los mapas de estabilidad en las capas superiores (81-71 km) son mapas homogéneos sin estructuras distinguibles a parte de la diferencia

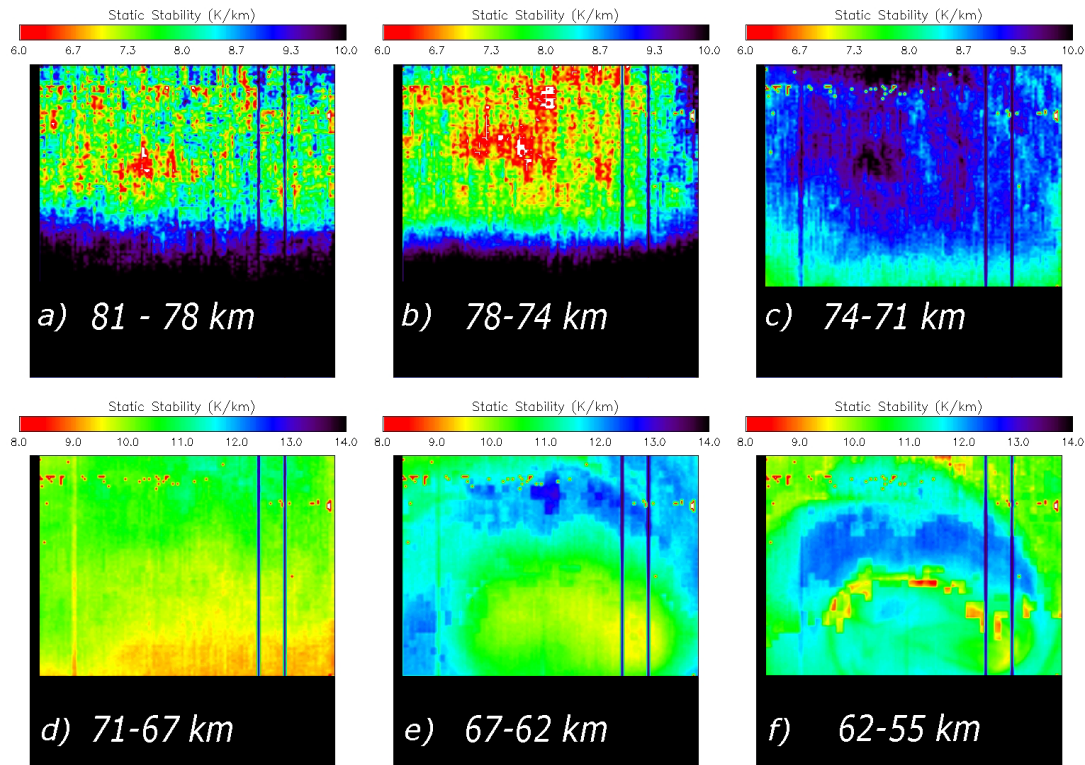


Figura 3.13: Estabilidad estática en el cubo 478-20 para varias capas de la atmósfera; (a) 81-78 km, (b) 78-74 km, (c) 74-71 km, (d) 71-67 km, (e) 67-62 km, y (f) 62-55 km. La escala varía a lo largo de las diferentes capas, siendo las más bajas las que presentan una estabilidad mayor en comparación.

entre la parte diurna y nocturna, aunque la capa 74-71 km muestra valores de estabilidad estática algo mayores que las otras dos.

El mapa de estabilidad entre 71 y 67 km es completamente homogéneo con una estabilidad media de unos 10 K/km. Finalmente, en el intervalo de 67 y 62 km podemos comenzar a inferir las estructuras generales del vórtice y el *cold collar*. El *cold collar* se muestra como la estructura más estable con unos valores de estabilidad de 12 K/km mientras que el vórtice presenta valores de 10 K/km. La diferencia de 2 K/km es el doble al error de cálculo asociado a este nivel.

Que el vórtice aparezca como una estructura menos estable que el *cold collar* tiene sentido dado que, mientras que el *cold collar* parece ser una estructura permanente en la atmósfera de Venus sin ningún cambio aparente en su morfología, el vórtice cambia de forma casi diariamente. Aún así, todos los valores de estabilidad son positivos (indicativo de una atmósfera estable) y concuerdan con valores previos obtenidos en *Tellmann et al., 2009*.

En la capa de 62-55 km la morfología del vórtice se muestra de manera algo más clara, ya que podemos apreciar claramente uno de los filamentos principales y también algún otro filamento, aunque más difícilmente, dentro del vórtice.

Los filamentos calientes aparecen con unos niveles de estabilidad más bajos que el resto de la región polar. Al igual que la diferencia de estabilidad entre el vórtice y el *cold collar*, esta estabilidad menor en los filamentos cobra sentido dado que estos evolucionan muy

rápido y suelen aparecer y desaparecer con frecuencia. Además, las zonas más frías del vórtice aparecen como las zonas más estables del mismo.

El análisis de la evolución a corto plazo de la estabilidad estática (no expuesto) muestra que las estructuras identificables en la capa 62-55 km siguen la misma evolución que la morfología del vórtice, tal y como ocurre con la temperatura (ver sección 3.2.2).

En las figuras 3.14 y 3.15 podemos ver los distintos mapas de estabilidad para las órbitas 638 y 640. Al igual que en los mapas de temperatura, parece que podemos ver alguna estructura en las capas altas que, especialmente en la órbita 640, podrían corresponder a las partes más calientes de los filamentos de esa órbita.

La órbita 640 presenta dos estructuras en forma de arco de menor estabilidad que el entorno en las capas de entre 67 y 55 km, y que en $5.1 \mu m$ se manifiestan como filamentos algo más brillantes que el entorno. Entre los 71 y 67 km estas estructuras se vuelven las más estables con diferencias de 2 K/km por encima de sus regiones. Es interesante ver como el final arqueado de una de estas estructuras (ver flecha blanca en la figura 3.9) mantiene su forma a medida que subimos en altura. Finalmente, entre los 81 y 74 km, esta estructura vuelve a tomar valores más bajos que su entorno.

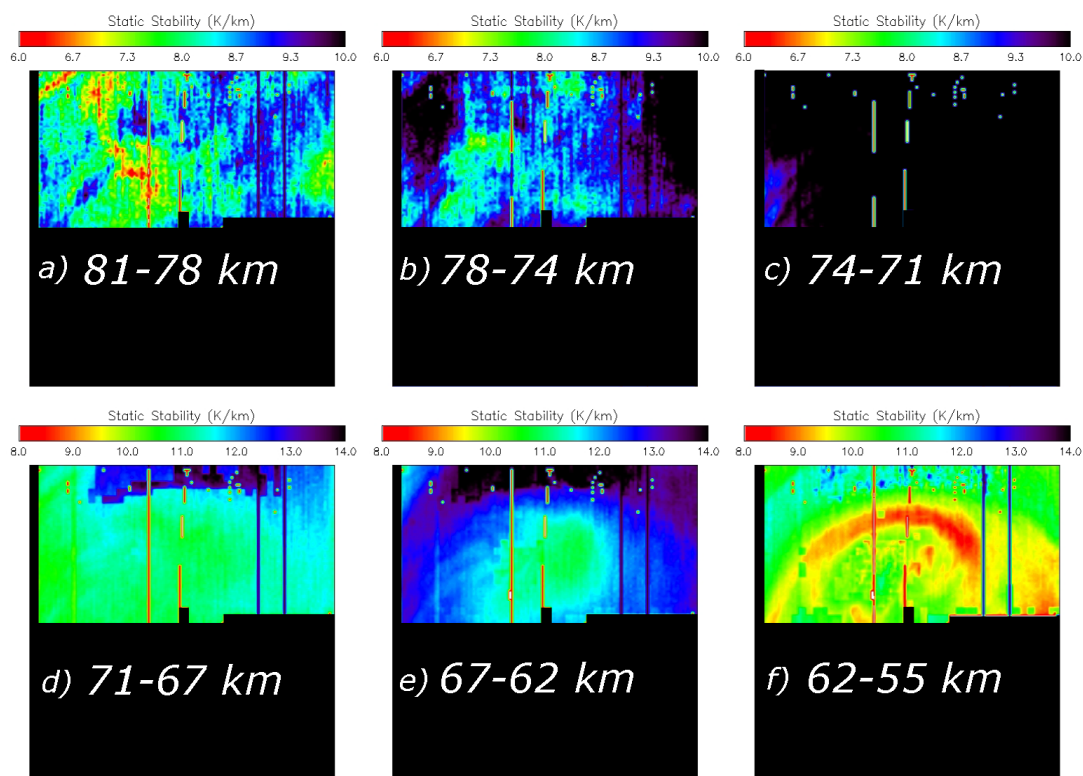


Figura 3.14: Estabilidad estática en el cubo 638-05 para varias capas de la atmósfera; (a) 81-78 km, (b) 78-74 km, (c) 74-71 km, (d) 71-67 km, (e) 67-62 km, y (f) 62-55 km.

Si nos fijamos en la estabilidad entre los 67 y 62 km de altura, vemos que en el caso de la órbita 638 la región de mayor estabilidad (correspondiente al *cold collar*) es muy extensa mientras que el vórtice parece estar confinado a una pequeña región cerca del polo, lo que concuerda con los resultados de la figura 3.12. Esta característica también parece

intuirse, aunque en menor medida, en la órbita 640, donde el *cold collar* se extiende prácticamente a toda la imagen, salvo a la región superior izquierda y a una pequeña región en la parte inferior central del mapa, correspondiente al vórtice caliente. La órbita 478 también muestra esta dicotomía entre el *cold collar* y el vórtice, completando así el total de las órbitas analizadas, lo que podría apuntar a que la variabilidad del vórtice y sus filamentos se debe a perturbaciones provocadas por inestabilidades barotrópicas tal y como propone *Ando et al., 2017* y que afectan en mayor medida al vórtice que al *cold collar*.

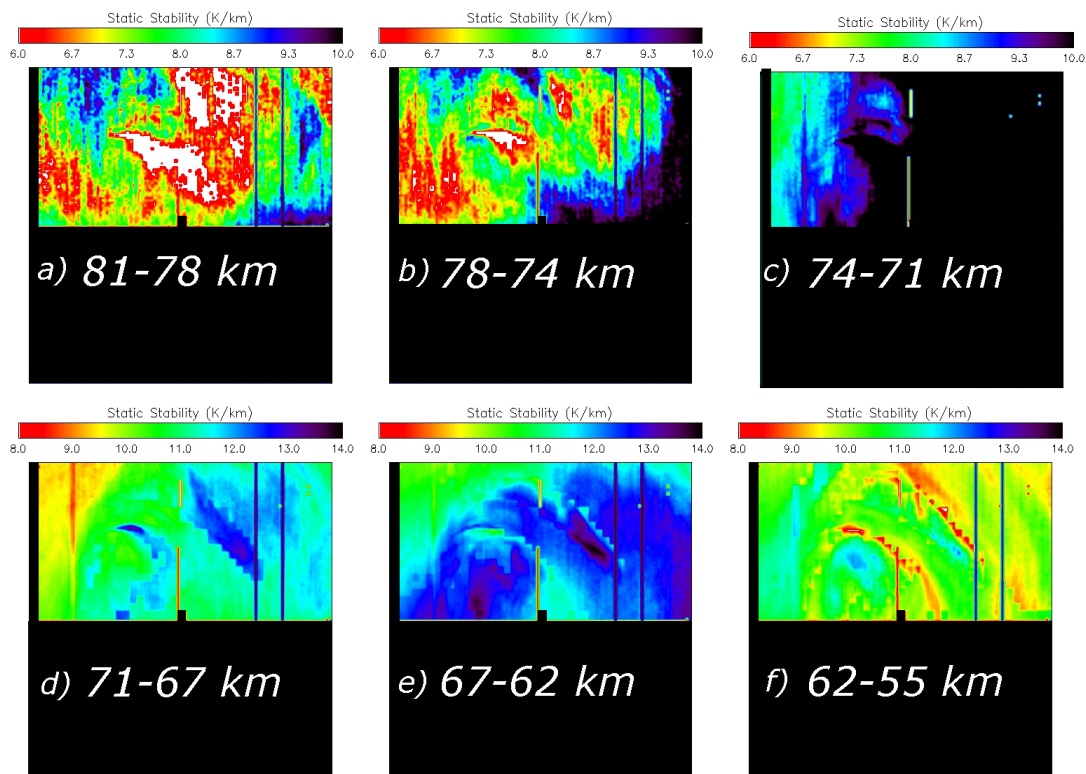


Figura 3.15: Estabilidad estática en el cubo 640-01 para varias capas de la atmósfera; (a) 81-78 km, (b) 78-74 km, (c) 74-71 km, (d) 71-67 km, (e) 67-62 km, y (f) 62-55 km.

Capítulo 4

Conclusiones

En este trabajo hemos estudiado la dinámica de la región polar sur de Venus. Para ello, hemos usado los datos tomados por el instrumento VIRTIS a bordo de la nave Venus Express. Este set de datos ha permitido realizar el estudio del campo de viento mediante el uso de imágenes en $1.74 \mu m$ (para estudiar las nubes de la capa baja y 3.8 y $5.1 \mu m$ (para estudiar la capa alta) para un total de once órbitas. Para ello hemos utilizado la técnica de *cloud tracking* con el programa PICV. Además, hemos investigado la dependencia de las componentes zonal y meridional del viento con la hora local.

Por otro lado, el estudio espectroscópico de los cubos nos ha permitido indagar en la estructura tridimensional de la temperatura en la región polar sur, además de conocer otros parámetros como son la escala de alturas de los aerosoles o la altura de la cima de las nubes de Venus. Hemos estudiado la órbita 478 con un total de seis cubos, lo que nos ha permitido estudiar la evolución de la temperatura durante seis horas en intervalos de una hora. Además, hemos analizado un cubo para la órbita 638 y otro para la 640, pudiendo estudiar la evolución de la temperatura en menos de 48 horas.

En definitiva, en este proyecto se ha podido conocer y trabajar con dos técnicas diferentes gracias a la versatilidad de los cubos obtenidos por VIRTIS, lo que nos ha permitido, además, extraer las siguientes conclusiones.

4.1 Campos de vientos

Hemos conseguido un total de 13840 nuevas medidas de la velocidad del viento entre los 60 y $90^\circ S$. Estas medidas muestran unos perfiles del viento zonal muy similares a estudios anteriores (*Hueso et al., 2015*). Hemos podido estudiar la variabilidad de los perfiles zonales a lo largo de una semana, y concluimos que mientras que en la capa alta de las nubes las variaciones zonales de velocidad son muy pequeñas, en la capa inferior de las nubes pueden darse cambios de hasta 25 m/s en menos de tres días.

Los mapas de velocidad meridional en las nubes de la capa alta suelen mostrar dos parches con velocidades opuestas más intensas que las de su entorno. Esto puede ser debido a que el vórtice nunca cae exactamente en el polo planetográfico. Estudiando los vientos meridionales de todas las órbitas en hora local, podemos observar una migración de los vientos alrededor de las 9 a las $18 - 21$ hora local, es decir, de la parte de la atmósfera que comienza a ser iluminada hacia el polo. Este comportamiento también se pudo ver

en Garate-Lopez, 2014 y parece ser un indicio de que las mareas térmicas provocadas por el Sol se extienden, al menos en parte, hasta la región polar en la capa alta de las nubes en la atmósfera de Venus. En la órbita 477 hemos podido medir velocidades meridionales muy superiores a las típicas, pudiendo ser explicadas como una medición de la velocidad local de un filamento más brillante.

Estudiando el centro de velocidades del vórtice hemos podido ver cómo precesa alrededor del polo sur en un periodo de ~ 8 días, entre las órbitas 473 y 479. Estos resultados son muy diferentes a los obtenidos en *Garate-Lopez et al., 2013* donde se podía ver que el vórtice se movía de manera errática, la precesión en estas órbitas también ha sido vista en *Luz et al., 2011*.

La vorticidad relativa ha sido obtenida a través de los mapas de viento anteriores. La vorticidad en ambas capas de nubes se manifiesta como parches de alta vorticidad sobre un fondo homogéneo de menor vorticidad. En la capa inferior de nubes aparentemente estos parches no se relacionan con la morfología del vórtice. En la capa superior de nubes, en cambio, encontramos ocasiones en las que parches de vorticidad superior caen en regiones donde la imagen del vórtice en $5.1 \mu m$ muestra una zona de menor brillo, mostrando así una aparente anticorrelación entre brillo y vientos ya vista en el anterior estudio (*Garate-Lopez et al., 2016*). Esta anticorrelación podría estar indicando una relación entre vientos y temperatura.

4.2 Estructura térmica

Los mapas de escala de alturas de los aerosoles no muestran ninguna relación con la morfología en las órbitas analizadas. En el estudio anterior en varias órbitas el vórtice polar tomaba valores de escalas de alturas de 4 km, pero este comportamiento no se ha visto en el análisis actual. Los mapas de altura de la cima de nubes, por otro lado, sí que muestran una aparente relación entre dicha altura y la morfología del vórtice en $5.1 \mu m$. Tanto el *cold collar* como el vórtice aparecen como una regiones deprimidas con respecto a su entorno. Los filamentos brillantes arrojan unos resultados contradictorios: mientras que en la órbita 478 parecen manifestarse como zonas en las que las nubes se extienden hasta alturas superiores que en el entorno, en las órbitas 638 y 640 ocurre todo lo contrario. Debido a la baja cantidad de órbitas analizadas, y al estudio limitado que permite nuestro método para estos dos parámetros de la nube, no podemos sacar conclusiones de peso.

Los mapas de temperatura a presiones bajas muestran valores de temperatura homogéneos, sin ningún atisbo de la estructura del vórtice. Entre los 21 y 155 mbar podemos comenzar a distinguir una zona de mayor temperatura, que finalmente en 360 mbar se manifiesta como el vórtice polar sur, siendo el mapa de temperatura de este nivel de presión prácticamente idéntico a la morfología vista en la imagen en $5.1 \mu m$. En las órbitas 638 y 640 parece que la estructura de un filamento brillante es también visible a niveles de presión bajos. Las mismas conclusiones se pueden obtener de *Garate-Lopez et al., 2015*, exceptuando la aparición de filamentos a alturas mayores.

Los mapas de temperatura promediados zonalmente y analizados en intervalos de una hora, exponen al *cold collar* como una región más variable que el vórtice polar en cuanto a estructura térmica. La diferencia media de temperatura entre estas dos estructuras

es de unos 15 K para la órbita 478 a un nivel de presión de 360 mbar que es, aproximadamente, donde esta diferencia térmica entre las dos estructuras se hace más acusada. Estos valores concuerdan con los registrados en *Garate-Lopez et al., 2015*. Por otro lado, los mapas de las órbitas 638 y 640 son completamente diferentes entre sí. Mientras que en la 638 el *cold collar* se muestra como una zona con una fuerte inversión de temperaturas, en la 640 apenas es 5 K más frío que el vórtice polar, extendiéndose casi hasta el polo.

Finalmente, los mapas de estabilidad estática muestran al *cold collar* como la región más estable entre los 67 y 55 km de altura, mientras que los filamentos son las estructuras menos estables, sobre todo entre los 62 y 55 km. En la órbita 478 no obtenemos ninguna estructura por encima de los 71 km, lo que también concuerda con el estudio anterior (*Garate-Lopez et al., 2015*). Sin embargo, en las órbitas 638 y 640, algunos filamentos muestran un comportamiento inesperado; entre los 74 y 67 km de altura parecen ser más estables que su entorno, aunque en alturas superiores vuelvan a ser menos estables.

4.3 Posible continuación del estudio

De las once órbitas analizadas en el capítulo 2, solo la 604 y 605 podrían extender el análisis térmico, ya que tienen información en 4.3 y 5.1 μm , longitudes de onda necesarias para la obtención de temperaturas.

Del conjunto de órbitas estudiadas hemos conseguido información de vientos y temperatura en tres órbitas diferentes. Mientras que la órbita 478 ha sido analizada al completo, las 638 y 640 tienen más cubos que podrían mejorar la estadística acerca de la evolución temporal en escalas de tiempo pequeñas.

Con los datos de temperatura y vientos, el siguiente paso sería la obtención de los mapas de vorticidad potencial de Ertel. La vorticidad potencial de Ertel es una cantidad matemática que se conserva y que puede ser usada como un trazador pasivo de los movimientos del fluido de una manera más precisa. A pesar de que el estudio previo sobre esta cantidad (*Garate-Lopez et al., 2016*) concluía que los mapas de vorticidad potencial de Ertel tienen una forma muy similar a los de vorticidad relativa, la obtención de estos mapas para las órbitas estudiadas en el actual trabajo mejoraría la estadística, además de añadir un caso más (la 478) al estudio de la evolución a corto plazo de la dinámica atmosférica polar de Venus.

Referencias

- Ando, H., Imamura, T., Sugimoto, N., Takagi, M., Kashimura, H., Tellmann, S., Pätzold, M., Häusler, B., & Matsuda, Y. (2017). Vertical structure of the axi-asymmetric temperature disturbance in the Venusian polar atmosphere: Comparison between radio occultation measurements and GCM results. *J. Geophys. Res. Planets*, *122*(8), 1687–1703. <https://doi.org/10.1002/2016JE005213>
- Bains, Petkowski, J. J., Seager, S., Ranjan, S., Sousa-Silva, C., Rimmer, P. B., Zhan, Z., Greaves, J. S., & Richards, A. M. (2021). Phosphine on venus cannot be explained by conventional processes. *Astrobiology*. <https://doi.org/10.1089/ast.2020.2352>
- Basilevsky et al. (1995). Global Stratigraphy of Venus: Analysis of a Random Sample of Thirty-Six test Areas. *Earth Moon and Planets*, *66*, 285–336.
- Bertaux, Nevejans, D., Korablev, O., Villard, E., Quémerais, E., Neefs, E., Montmessin, F., Leblanc, F., Dubois, J.-P., Dimarellis, E., et al. (2007). Spicav on venus express: Three spectrometers to study the global structure and composition of the venus atmosphere. *Planetary and Space Science*, *55*(12), 1673–1700. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2007.01.016>
- Cardesin-Moinelo. (2010). *Study and implementation of the end-to-end data pipeline for the virtis imaging spectrometer onboard venus express: "from science operations planning to data archiving and higher level processing"* (Doctoral dissertation). Universita di Padova.
- Carlson, R. W., Baines, K. H., Encrenaz, T. H., Taylor, F. W., Drossart, P., Kamp, L. W., Pollack, J. B., Lellouch, E., Collard, A. D., Calcutt, S. B., Grinspoon, D., Weissman, P. R., Smythe, W. D., Ocampo, A. C., Danielson, G. E., Fanale, F. P., Johnson, T. V., Kieffer, H. H., Matson, D. L., . . . Soderblom, L. A. (1991). Galileo Infrared Imaging Spectroscopy Measurements at Venus. *Science*. <https://www.science.org/doi/abs/10.1126/science.253.5027.1541>
- Coradini et al. (2007). Virtis: An imaging spectrometer for the rosetta mission. *Space Science Reviews*, *128*(1-4), 529–559. [https://doi.org/10.1016/S0032-0633\(98\)00025-7](https://doi.org/10.1016/S0032-0633(98)00025-7)
- Davaille et al. (2017). Experimental and observational evidence for plume-induced subduction on venus. *Nature Geoscience*, *10*. <https://doi.org/10.1038/ngeo2928>
- Dyudina, Ingersoll, A. P., Ewald, S. P., Vasavada, A. R., West, R. A., Baines, K. H., Momary, T. W., Del Genio, A. D., Barbara, J. M., Porco, C. C., et al. (2009). Saturn's south polar vortex compared to other large vortices in the solar system. *Icarus*, *202*(1), 240–248. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2009.02.014>

- Epele, Fanchiotti, H., Garcia Canal, C. A., Pacheco, A. F., & Sanudo, J. (2007). Venus atmosphere profile from a maximum entropy principle. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 14(5), 641–647. <https://doi.org/10.5194/npg-14-641-2007>
- Garate-Lopez et al. (2013). A chaotic long-lived vortex at the southern pole of venus. *Nature Geoscience*, 6(4), 254–257. <https://doi.org/10.1038/ngeo1764>
- Garate-Lopez. (2014). *Dynamics of the south polar vortex of venus* (Doctoral dissertation). Universidad del Pais Vasco-Euskal Herriko Unibertsitatea.
- Garate-Lopez et al. (2015). Instantaneous three-dimensional thermal structure of the south polar vortex of venus. *Icarus*, 245, 16–31. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2014.09.030>
- Garate-Lopez et al. (2016). Potential vorticity of the south polar vortex of Venus. *J. Geophys. Res. Planets*, 121(4), 574–593. <https://doi.org/10.1002/2015JE004885>
- Garate-Lopez et al. (2018). Latitudinal variation of clouds' structure responsible for venus' cold collar. *Icarus*, 314, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2018.05.011>
- García-Muñoz, Wolkenberg, P., Sánchez-Lavega, A., Hueso, R., & Garate-Lopez, I. (2013). A model of scattered thermal radiation for venus from 3 to 5 μ m. *Planetary and Space Science*, 81, 65–73. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2013.03.007>
- Grassi, Migliorini, A., Montabone, L., Lebonnois, S., Cardesin-Moinelo, A., Piccioni, G., Drossart, P., & Zasova, L. (2010). Thermal structure of venusian nighttime mesosphere as observed by virtis-venus express. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 115(E9). <https://doi.org/10.1029/2009JE003553>
- Greaves, Richards, A., Bains, W., Rimmer, P. B., Sagawa, H., Clements, D. L., Seager, S., Petkowski, J. J., Sousa-Silva, C., Ranjan, S., et al. (2020). Phosphine gas in the cloud decks of venus. *Nature Astronomy*, 5(7), 655–664. <https://doi.org/10.1038/s41550-020-1174-4>
- Grinspoon. (1993). Implications of the high d/h ratio for the sources of water in venus' atmosphere. *Nature*, 363(6428), 428–431. <https://doi.org/10.1038/363428a0>
- Haus, Kappel, Arnold, & Gabriele. (2014). Atmospheric thermal structure and cloud features in the southern hemisphere of venus as retrieved from virtis/vex radiation measurements. *Icarus*, 232, 232–248. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2014.01.020>
- Häusler, Pätzold, M., Tyler, G., Simpson, R., Bird, M., Dehant, V., Barriot, J.-P., Eidel, W., Mattei, R., Remus, S., et al. (2006). Radio science investigations by vera onboard the venus express spacecraft. *Planetary and Space Science*, 54(13-14), 1315–1335. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2006.04.032>
- Hueso et al. (2009). The jovian anticyclone ba: Ii. circulation and interaction with the zonal jets. *Icarus*, 203(2), 499–515. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2009.05.004>
- Hueso et al. (2012). Assessing the long-term variability of venus winds at cloud level from virtis-venus express. *Icarus*, 217(2), 585–598. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2011.04.020>
- Hueso et al. (2015). Six years of venus winds at the upper cloud level from uv, visible and near infrared observations from virtis on venus express. *Planetary and Space Science*, 113, 78–99. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2014.12.010>

- Hueso, Legarreta, J., Rojas, J., Peralta, J., Pérez-Hoyos, S., del Río-Gaztelurrutia, T., & Sánchez-Lavega, A. (2010). The planetary laboratory for image analysis (plia). *Advances in Space Research*, *46*(9), 1120–1138. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2010.05.016>
- Ignatiev, Titov, D., Piccioni, G., Drossart, P., Markiewicz, W., Cottini, V., Roatsch, T., Almeida, M., & Manoel, N. (2009). Altimetry of the venus cloud tops from the venus express observations. *Journal of Geophysical Research: Planets*, *114*(E9). <https://doi.org/10.1029/2008JE003320>
- lee. (2012). *Venus cloud structure and radiative energy balance of the mesosphere* (Doctoral dissertation). Universität Carolo-Wilhelmina.
- Lee, Titov, D., Tellmann, S., Piccialli, A., Ignatiev, N., Pätzold, M., Häusler, B., Piccioni, G., & Drossart, P. (2012). Vertical structure of the venus cloud top from the vera and virtis observations onboard venus express. *Icarus*, *217*(2), 599–609. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2011.07.001>
- Luz, Berry, D., Piccioni, G., Drossart, P., Politi, R., Wilson, C., Erard, S., & Nuccilli, F. (2011). Venus's southern polar vortex reveals precessing circulation. *Science*, *332*(6029), 577–580. <https://doi.org/10.1126/science.1201629>
- Pätzold, Häusler, B., Bird, M., Tellmann, S., Mattei, R., Asmar, S., Dehant, V., Eidel, W., Imamura, T., Simpson, R., et al. (2007). The structure of venus' middle atmosphere and ionosphere. *Nature*, *450*(7170), 657–660. <https://doi.org/10.1038/nature06239>
- Piccioni, Drossart, P., Sanchez-Lavega, A., Hueso, R., Taylor, F., Wilson, C., Grassi, D., Zasova, L., Moriconi, M., Adriani, A., et al. (2007). South-polar features on venus similar to those near the north pole. *Nature*, *450*(7170), 637–640. <https://doi.org/10.1038/nature06209>
- PSA UI [[Online; accessed 7. Sep. 2021]]. (2021). <https://archives.esac.esa.int/psa/#!Home%20View>
- Russell, Zhang, T., Delva, M., Magnes, W., Strangeway, R., & Wei, H. (2007). Lightning on venus inferred from whistler-mode waves in the ionosphere. *Nature*, *450*(7170), 661–662. <https://doi.org/10.1038/nature05930>
- Sagdeev, Linkin, V., Kerzhanovich, V., Lipatov, A., Shurupov, A., Blamont, J., Crisp, D., Ingersoll, A., Elson, L., Preston, R., et al. (1986). Overview of vega venus balloon in situ meteorological measurements. *Science*, *231*(4744), 1411–1414.
- Sanchez-Lavega. (2011). *An introduction to planetary atmospheres*. CRC Press.
- Sánchez-Lavega, Hueso, R., Piccioni, G., Drossart, P., Peralta, J., Pérez-Hoyos, S., Wilson, C. F., Taylor, F. W., Baines, K. H., Luz, D., et al. (2008). Variable winds on venus mapped in three dimensions. *Geophysical Research Letters*, *35*(13). <https://doi.org/10.1029/2008GL033817>
- Taylor, Beer, R., Chahine, M., Diner, D., Elson, L., Haskins, R., McCleese, D., Martonchik, J., Reichley, P., Bradley, S., et al. (1980). Structure and meteorology of the middle atmosphere of venus: Infrared remote sensing from the pioneer orbiter. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, *85*(A13), 7963–8006. <https://doi.org/10.1029/JA085iA13p07963>
- Tellmann, Pätzold, M., Häusler, B., Bird, M. K., & Tyler, G. L. (2009). Structure of the venus neutral atmosphere as observed by the radio science experiment vera

- on venus express. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 114(E9). <https://doi.org/10.1029/2008JE003204>
- Titov, Markiewicz, W. J., Ignatiev, N. I., Song, L., Limaye, S. S., Sanchez-Lavega, A., Hesemann, J., Almeida, M., Roatsch, T., Matz, K.-D., et al. (2012). Morphology of the cloud tops as observed by the venus express monitoring camera. *Icarus*, 217(2), 682–701. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2011.06.020>
- Voosen. (2020). Potential signs of life on venus are fading fast. <https://www.science.org/doi/abs/10.1126/science.370.6520.1021>