



TRABAJO FIN DE MÁSTER

Máster en Física

Mención en Física de la Atmósfera y Clima

Título del Trabajo

Observaciones de la atmósfera de Marte a través de medidas
radiométricas a bordo del *Perseverance*

Autor:

Miguel Huerta Gómez

Tutores:

Roberto Román Díez | José Antonio Manrique



LaDIS
Laboratory for Disruptive
Interdisciplinary Science

Este trabajo ha sido realizado en el Grupo de Óptica Atmosférica (GOA-UVa) de la Universidad de Valladolid dentro del Laboratory for Disruptive Interdisciplinary Science (LaDIS) en colaboración con el grupo ERICA de la Universidad de Valladolid.

Índice

Abstract	2
Resumen	3
1. Introducción	4
1.1. El planeta Marte	4
1.2. Rover <i>Perseverance</i>	8
1.3. Motivación y objetivos	11
2. Instrumentación y datos	12
2.1. SuperCam	12
2.2. Datos	15
3. Metodología	18
3.1. Problema inverso	18
3.2. Método de Gauss-Newton	20
3.3. Modelo de transferencia radiativa	22
3.3.1. Albedo superficial	23
3.3.2. Perfil vertical	25
4. Resultados	26
4.1. Inversiones de SuperCam	26
4.2. Comparación con el AOD de Mastcam-Z	28
4.3. Otras propiedades de los aerosoles	30
5. Conclusiones	33
Referencias	39

Abstract

To study and understand the aerosols of a certain site is a labour of vital importance, not only because their effects on sun radiation are certainly complex, but also because there is a huge variety of types which can produce different effects on the atmosphere. Especially in the case of Mars, a planet which is being considered to hold human life in the near future. It is crucial for us to understand deeply its atmosphere before arriving to the place.

This paper develops a methodological approach to the understanding of the Martian aerosol and its characteristics, such as aerosol optical depth, concentration, type, radiation reflectance, among others. Using GRASP as a radiative transfer model, we have developed an algorithm which recreates Mars atmosphere in order to match SuperCam atmospheric measurements, one of the instruments on board of the Mars2020 mission Rover: the Perseverance. The results will be compared to another of the Perseverance's instruments: Mastcam-Z, which will determine how accurate the proposed method is. Both results will give a general idea of the Martian aerosol, with AODs generally above 0.4, indicating a cloudy environment. With an average AOD of 0.656 measured at 1545 nm wavelength, it has also been studied and demonstrated how martian mornings tend to be more turbid than afternoons.

Resumen

Estudiar y entender los aerosoles de un lugar determinado es una tarea de vital importancia, no solo por sus complejas interacciones con la radiación solar, si no también por la extensa variedad de tipos existentes, los cuales pueden tener efectos muy diversos en la atmósfera. Más aún en el caso de Marte, planeta candidato para albergar vida humana en un futuro cercano.

En este trabajo se desarrolla un método para el estudio del aerosol marciano y sus principales características, como el espesor óptico de aerosol, su concentración, su tipo y la radiación reflejada entre otros. Utilizando GRASP como modelo de transferencia radiativa, se ha desarrollado un algoritmo el cual recrea la atmósfera marciana. Esta se construye de tal modo que coincida con las medidas atmosféricas realizadas por SuperCam, uno de los instrumentos a bordo del Rover de la misión de Mars2020: el *Perseverance*. Los resultados serán comparados con los aportados por otro de los instrumentos del *Perseverance*: Mastcam-Z, el cual determinará cómo de preciso es el método propuesto. Ambos resultados aportarán una idea general sobre el aerosol marciano, constatando AODs generalmente superiores a 0.4, lo que indica un ambiente turbio. Con un AOD promedio de 0.656 medido a 1545 nm, también se ha estudiado y demostrado cómo las mañanas marcianas suelen presentar mayor turbiedad que las tardes.

Capítulo 1: Introducción

1.1. El planeta Marte

Marte, uno de los planetas más próximos a la Tierra, ha sido siempre una fuente de interés para los científicos. Desde las propiedades de su atmósfera, hasta indicios sobre el origen de la vida en la Tierra, diversos estudios e investigaciones han focalizado su atención en el planeta rojo en búsqueda de la respuesta a estas incógnitas [19, 22, 37].

Existen muchas motivaciones para estudiar la atmósfera y el clima de Marte. La primera es, sencillamente, que se trata de un interesante problema no resuelto de la ciencia planetaria. Otra motivación importante se encuentra en la astrobiología; si podemos entender cómo evolucionó el clima marciano, comprenderemos mejor si la vida pudo desarrollarse alguna vez y dónde buscarla, ya que cuenta con geoquímica similar a la de la Tierra en muchos aspectos, y ha tenido agua líquida en su superficie. El estudio de Marte también tiene el potencial de informarnos sobre la evolución de nuestro propio planeta, porque muchos de los procesos que se cree que fueron importantes para el clima en el Marte primitivo (por ejemplo, el vulcanismo o los impactos de meteoritos) también han sido de gran importancia en la Tierra [37]. La tarea de explicar las vías evolutivas que condujeron a estas atmósferas es de enormes proporciones, sobre todo si tenemos en cuenta las dificultades para conciliar la evolución divergente de las atmósferas de los planetas terrestres del sistema solar: Mercurio, Venus, la Tierra y Marte. Se cree que los tres últimos se formaron con atmósferas primitivas similares, y que evolucionaron hacia sus condiciones actuales drásticamente diferentes [21]. Por último, si se quieren mandar misiones tripuladas a Marte, estas implicarían estancias prolongadas de humanos en su superficie, y tener un conocimiento profundo de su atmósfera, aerosoles, dinámica, etc., es fundamental para garantizar la supervivencia de los astronautas y su equipo.

A diferencia de la Tierra, Marte carece tectónica de placas, y aunque los hubo, en la actualidad tampoco posee océanos globales. Como consecuencia de esto, su antigua corteza se encuentra en un estado de conservación óptimo [37]. Es por esta razón que Marte ofrece una visión de las condiciones existentes durante las primeras etapas del Sistema Solar, en un cuerpo que tenía atmósfera, agua líquida en la superficie y, en algunos lugares, una química superficial propicia para la supervivencia de la vida microbiana [37].

La evolución atmosférica de Marte ha estado principalmente gobernada por su campo magnético protector. El campo magnético marciano es único entre los pla-

netas de nuestro sistema solar. Sus fuentes son minerales magnéticos de la corteza que probablemente fueron magnetizados por un antiguo campo de dinamo global que estuvo activo hasta hace unos 4000 millones de años [20]. Los estudios magnéticos contribuyen a estas investigaciones porque un campo magnético global puede proporcionar condiciones favorables para la vida tal y como la conocemos [35]. Marte ha perdido la mayor parte de su atmósfera a lo largo de su historia, posiblemente relacionado con el cese de su campo de dinamo global, que puede haber facilitado la erosión atmosférica por el viento solar [4]. Por tanto, se trata de una atmósfera que ha evolucionado perdiendo la presión que había cuando tuvo agua en superficie. El resultado es la tenue atmósfera de CO_2 que tenemos hoy, la cual, es la única capaz de mantener la baja gravedad de Marte.

Las principales magnitudes de interés en la caracterización de la atmósfera marciana actual son la presión superficial, las temperaturas atmosféricas, la velocidad del viento, el espesor óptico de aerosoles (*Aerosol Optical Depth*; AOD) así como sus características físicas, y la abundancia de los gases que componen la atmósfera. Todas estas magnitudes pueden variar con el tiempo y el lugar. El objetivo de las observaciones atmosféricas es cuantificar las variaciones espaciales, diurnas, estacionales e interanuales [28].

Para poder analizar la atmósfera marciana, antes es necesario conocer los principales gases que la componen, lo que se muestra en la Figura 1.1. Como se puede observar, la atmósfera está compuesta en su mayoría (96 %) por dióxido de carbono (CO_2) y, en menor medida, por nitrógeno y argón [34]. Los gases traza, a pesar de encontrarse en proporciones menores al 1 %, pueden tener un importante impacto en el clima marciano, ya que cada gas presenta unas bandas espectrales características en las que absorben la radiación electromagnética, como por ejemplo la que llega del Sol. Por tanto, la presencia de un gas traza concreto puede suponer una capa completamente opaca en longitudes de onda determinadas. Atendiendo a la Figura 1.1, entre los gases más relevantes que presentan bandas de absorción en el rango solar se destacan el dióxido de carbono, el vapor de agua, y el ozono.

En la atmósfera, tanto terrestre como marciana, además de gases se encuentran también los aerosoles, que son partículas sólidas o líquidas en suspensión [36]. En la Tierra existen una gran diversidad de aerosoles, tanto naturales como antropogénicos, con radios que varían desde décimas de micras (aerosol fino: humo de incendios, partículas provenientes de tráfico rodado, etc.) a decenas de micras (aerosol grueso: polvo mineral de origen desértico, cristales de sal marina, polen, etc.) [33]. En Marte el aerosol predominante es polvo mineral con radios aproximadamente de $1 \mu m$ [8] aunque puede incrementar su tamaño durante tormentas de polvo [2]. Los aerosoles

juegan un papel fundamental en el balance radiativo planetario, ya que son capaces de dispersar y absorber parte de la radiación solar incidente. A diferencia de los gases, la absorción de los aerosoles no se da en bandas concretas si no que presenta una variación suave con la longitud de onda, normalmente caracterizada por la parte imaginaria de su índice de refracción. La dispersión de la radiación en otras direcciones está relacionada con la parte real del índice de refracción. La cantidad y el tamaño de los aerosoles también son relevantes, y suelen cuantificarse a través de la distribución de la concentración en volumen de las partículas en función del radio; estas distribuciones suelen asemejarse a una distribución log-normal centrada en un radio promedio [1]. Algunas partículas pueden tener una forma esférica mientras que otras pueden tener una morfología más irregular; la proporción entre ambas se suele caracterizar con lo que se conoce como fracción esférica. Finalmente, una de las propiedades más importantes de los aerosoles, es el espesor óptico de aerosoles. El AOD, que varía con la longitud de onda, está relacionado con la transmitancia de la atmósfera en la vertical a una longitud de onda concreta. Esta transmitancia viene dada por la exponencial del AOD con un signo negativo. El AOD da cuenta de la cantidad de partículas, y la variación espectral conforme al tamaño de las mismas; a menor variación espectral del AOD, mayor tamaño tienen las partículas [33].

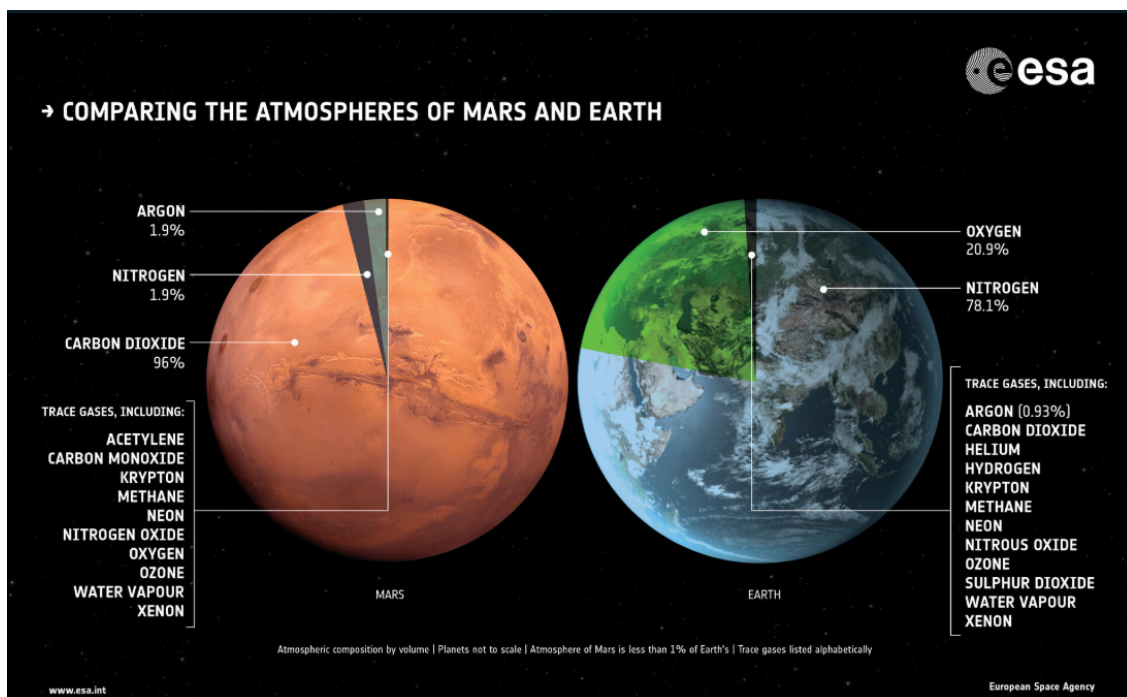


Figura 1.1: Imagen perteneciente a la Agencia Espacial Europea donde se comparan los componentes gaseosos de las atmósferas de Marte y la Tierra respectivamente. Fuente: <https://exploration.esa.int/web/mars/-/60153-comparing-the-atmospheres-of-mars-and-earth>.

Al igual que en la Tierra, el clima de Marte viene, en parte, determinado por factores astronómicos como su distancia al Sol o la inclinación de su eje sobre la elíptica. La excentricidad de la órbita elíptica de Marte alrededor del Sol es de 0.0934. La distancia media de esta órbita al Sol es de 227.9 millones de kilómetros (1.52 unidades astronómicas). Un año marciano dura 668.6 soles (días solares marcianos) y un sol dura 24.6598 horas. La inclinación del eje de Marte es de aproximadamente 25.19° respecto a su órbita alrededor del Sol. Esta inclinación es bastante similar a la de la Tierra (que es de 23.5°), lo que significa que Marte también experimenta estaciones como la Tierra, aunque de manera diferente debido a su órbita más elíptica y a su distancia al Sol [22].

Un término muy utilizado a la hora de caracterizar la posición del planeta y su estacionalidad, es la denominada longitud solar de Marte (L_s). Es el ángulo Marte-Sol, medido a partir del equinoccio de primavera del hemisferio norte, donde $L_s=0^\circ$. Por tanto, $L_s=90^\circ$ corresponde al solsticio de verano boreal, al igual que $L_s=180^\circ$ marca el equinoccio de otoño boreal y $L_s=270^\circ$ el solsticio de invierno boreal (observar Figura 1.2). Los meses marcianos abarcan 30° de longitud solar. Dada la excentricidad de la órbita de Marte, la duración de los meses marcianos oscila entre 46 y 67 soles, como se indica en la Tabla 1.1.

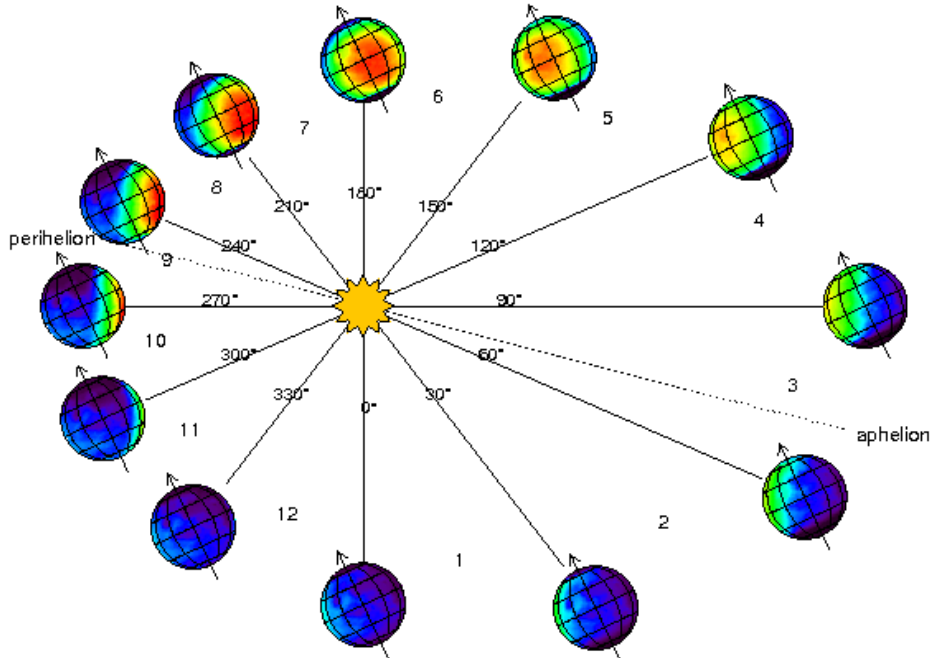


Figura 1.2: *Longitud solar de Marte (L_s).*

Tabla 1.1: *Meses marcianos con eventos astronómicos y meteorológicos destacados.*

Número de mes	Rango Ls (°)	Rango Sol	Duración (soles)	Especificaciones
1	0–30	0.0–61.2	61.2	Equinoccio de primavera en el hemisferio norte en Ls=0
2	30–60	61.2–126.6	65.4	
3	60–90	126.6–193.3	66.7	Afelio (mayor distancia Sol-Marte) en Ls=71
4	90–120	193.3–257.8	64.5	Solsticio de verano en el hemisferio norte en Ls=90
5	120–150	257.8–317.5	59.7	
6	150–180	317.5–371.9	54.4	
7	180–210	371.9–421.6	49.7	Equinoccio de otoño en el hemisferio norte en Ls=180. Comienza la temporada de tormentas de polvo
8	210–240	421.6–468.5	46.9	Temporada de tormentas de polvo
9	240–270	468.5–514.6	46.1	Perihelio (menor distancia Sol-Marte) en Ls=251. Temporada de tormentas de polvo
10	270–300	514.6–562.0	47.4	Solsticio de invierno en el hemisferio norte en Ls=270. Temporada de tormentas de polvo
11	300–330	562.0–612.9	50.9	Temporada de tormentas de polvo
12	330–360	612.9–668.6	55.7	Finaliza la temporada de tormentas de polvo

1.2. Rover *Perseverance*

Para estudiar la atmósfera y la superficie de Marte, se han realizado misiones en el pasado, como el envío de vehículos no tripulados equipados con distinta instrumentación científica. Se diferencian dos tipos principalmente: orbitadores, satélites que sobrevuelan el planeta pero no alcanzan su superficie, y aterrizadores, que son los rovers, como es el caso del *Perseverance*. Dentro de los orbitadores, algunos de los más importantes son, por ejemplo, las *Viking 1 y 2* (*NASA, 1975*), *Mars Express* (*ESA, 2003*), la *Maven* (*NASA, 2013*) y TGO (*trace gas orbiter*) (*ESA, 2016*). Entre los aterrizadores destaca el Rover *Curiosity*, de la misión *Mars Science Laboratory* (*NASA, 2011*), que es el precursor de *Perseverance*, y llevaba el masas SAM que ha medido la atmósfera, además de llevar REMs (que es el precursor de MEDA) y ChemCam (precursor de SuperCam). Otros aterrizadores fueron: *Phoenix* o *Insight*, donde hubo estación meteorológica también.

El Rover *Perseverance*, como parte de la misión Mars2020 es, a día de hoy, el último vehículo no tripulado de NASA en llegar al planeta rojo, pero el primero que se manda a Marte con objetivos astrobiológicos. El *Perseverance* aterrizó el 18 de febrero de 2021 (a partir de ahora sol número 1) en las coordenadas 18.44°N, 77.45°E, cerca del borde noroeste del cráter *Jezero*, en las laderas internas noroccidentales de *Isidis Planitia* [24] (ver Figura 1.3). En fechas de Marte, el aterrizaje

se produjo en el año marciano 36 con un $L_s = 6^\circ$.

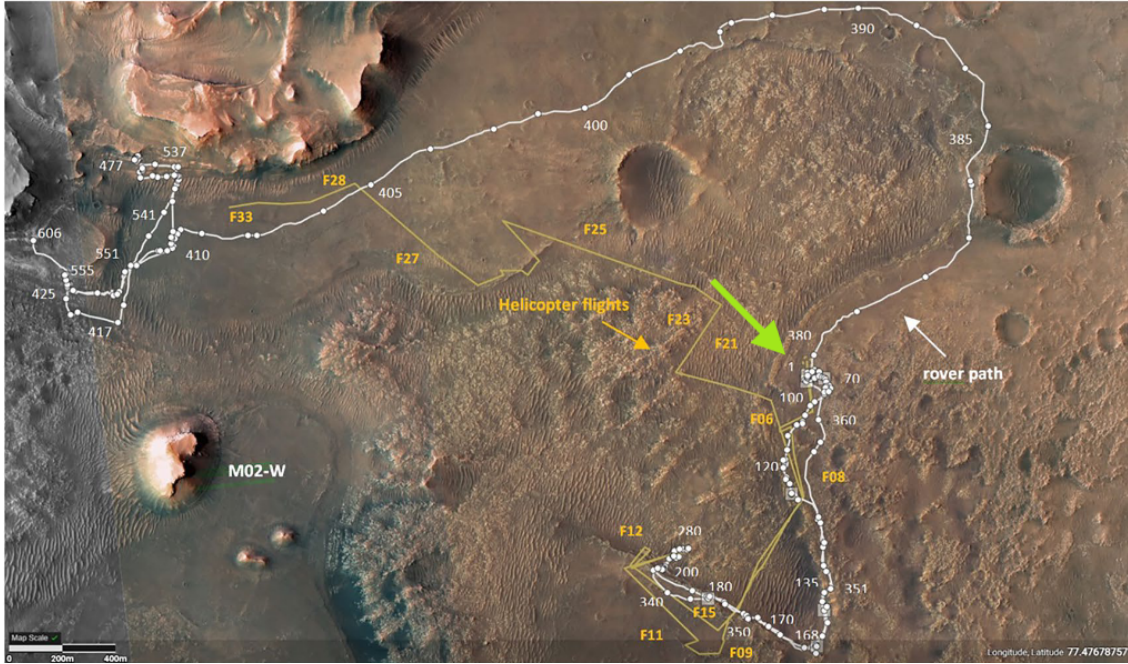


Figura 1.3: Cráter Jezero. Marcado con una flecha verde el lugar de aterrizaje del Perseverance (sol 1). Se muestra la ruta seguida a lo largo del cráter durante los primeros 606 soles. [3].

Como parte de la carga útil del *Perseverance*, se encuentran distintos instrumentos diseñados para el estudio de la atmósfera, como puede observarse en la Figura 1.4. Entre estos equipos se encuentra MEDA (*Mars Environmental Dynamics Analyzer*) [23]. MEDA cuenta con una combinación de instrumentos destinados al análisis de la atmósfera y el medio ambiente de Marte. En lo referente a aerosoles, hay dos instrumentos que aportan información importante: TIRS (*Thermal Infrared Sensor*) y SkyCam. TIRS es uno de los instrumentos utilizados por el equipo de Mars2020 para estimar el AOD a longitudes de onda del infrarrojo térmico (mayores a 4000 nm). Por otra parte, SkyCam toma imágenes y videos para realizar las medidas correspondientes.

Entre los equipos de medida del *Perseverance* participando en estudios de la atmósfera, también se encuentra Mastcam-Z [11]. Es el nombre que recibe el sistema de cámaras montadas en el mástil del Rover *Perseverance* y equipadas con función de zoom. Mastcam-Z dispone de cámaras que pueden enfocar y tomar imágenes en 3D y vídeo a alta velocidad, así como realizar un potente aumento para permitir el examen detallado de objetos lejanos. Además de esto, Mastcam-Z caracteriza directamente múltiples aspectos de los aerosoles atmosféricos para comprender el clima actual de Marte y los peligros potenciales para futuras exploraciones. Este instrumento es capaz de capturar imágenes del Sol con varios filtros (cuatro canales

diferentes, tres en el visible y uno infrarrojo cercano: RGB + 880 nm) que son de gran utilidad para derivar el espesor óptico de aerosoles. Estos datos de AOD se combinarán con la alta fidelidad radiométrica de las observaciones del cielo (difuso) para limitar el tamaño de las partículas y otras propiedades macrofísicas del polvo [11].

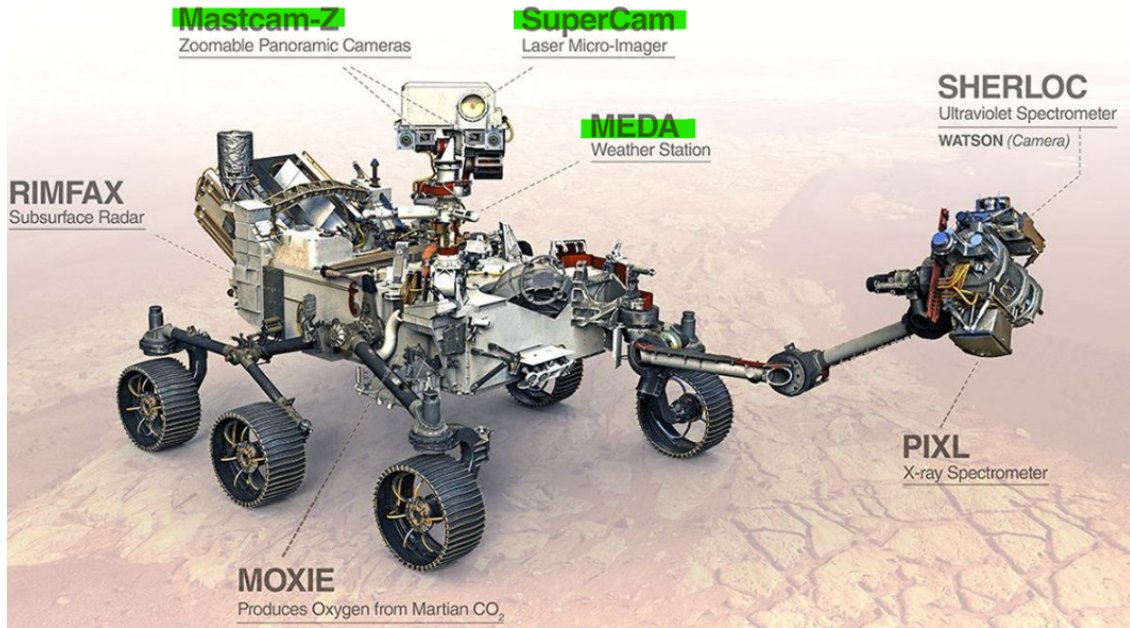


Figura 1.4: *Rover Perseverance y los instrumentos a bordo del mismo. Se destacan aquellos mencionados en este trabajo.* [3].

SuperCam, por último, es un equipo muy versátil también a bordo del *Perseverance*, pero que está principalmente diseñado para el estudio de la geología del planeta rojo. SuperCam reúne un conjunto de cinco técnicas que proporcionan observaciones críticas y complementarias mediante: espectroscopia de plasma inducido por láser (LIBS), Raman y luminiscencia resueltos en el tiempo (TRR/L), espectroscopia en el visible e infrarrojo cercano (VISIR), imágenes en color de alta resolución (RMI) y grabación acústica (MIC) [18]. Dada su polivalencia, SuperCam realiza medidas a la atmósfera a partir de la espectroscopia VISIR y el micrófono [18]. Nos ocuparemos fundamentalmente de las medidas de espectroscopía de la atmósfera. Estas actividades consisten en medidas de la radiación solar espectral dispersada por la atmósfera a unos ángulos concretos del cielo marciano. Este tipo de medidas se suelen utilizar en la Tierra para determinar propiedades de los aerosoles [6], por lo que se podría aplicar una metodología similar a estas medidas de SuperCam para caracterizar el aerosol marciano.

1.3. Motivación y objetivos

Sabiendo de la importancia de caracterizar la atmósfera marciana, es crucial disponer de métodos y medidas que ayuden a cuantificarla, por ejemplo, para conocer mejor los aerosoles presentes. Para ello, el Rover *Perseverance* ofrece un robusto equipo de instrumentos que proporcionan medidas de interés. Uno de estos equipos es SuperCam, el cual, aunque su diseño principal no esté orientado al estudio de la atmósfera, realiza medidas ocasionales que pueden ser de utilidad para caracterizar el aerosol marciano.

En este marco, el objetivo principal de este trabajo es proponer una nueva metodología para explotar los datos de SuperCam para caracterizar el aerosol atmosférico de Marte. Como objetivo adicional, se pretende validar la metodología propuesta utilizando datos obtenidos con otros instrumentos a bordo del *Perseverance*, como Mastcam-Z.

Capítulo 2: Instrumentación y datos

2.1. SuperCam

Como se ha introducido, SuperCam cuenta con cinco técnicas de medida distintas. Estas están distribuidas a lo largo de los tres subsistemas independientes que conforman SuperCam. La Unidad de Cuerpo, ubicada dentro del cuerpo del Rover, contiene los tres espectrómetros utilizados para LIBS, raman y luminiscencia, y el rango visible de espectroscopia pasiva. La Unidad de Mástil, ubicada en la parte superior del mástil, sobre Mastcam-Z, incluye el láser, la óptica de enfoque y recolección, el micrófono, el sensor de imágenes y el espectrómetro de infrarrojo. El conjunto del Objetivo de Calibración de SuperCam (SCCT) se encuentra en la cubierta del Rover [17].

En este trabajo, se han utilizado las medidas de reflectancia de la atmósfera proporcionadas por el espectrómetro de infrarrojo. Este instrumento trabaja en el rango espectral entre $1.3 \mu m$ y $2.6 \mu m$. Este es el instrumento que, cada cierto tiempo, apunta a la atmósfera y adquiere las medidas de interés. Se utiliza el espectrómetro de infrarrojo en lugar del visible (rango entre $0.4 \mu m$ y $0.85 \mu m$) ya que resulta más útil a la hora de detectar gases como el CO_2 , CO , H_2O y O_2 , lo cual supone otra de las aplicaciones para las que fue diseñado este instrumento. En la figura 2.1, se muestra la Unidad Mástil, donde se encuentra el espectrómetro de infrarrojo. La figura 2.2 muestra el interior de esta unidad, y los instrumentos que allí se encuentran.

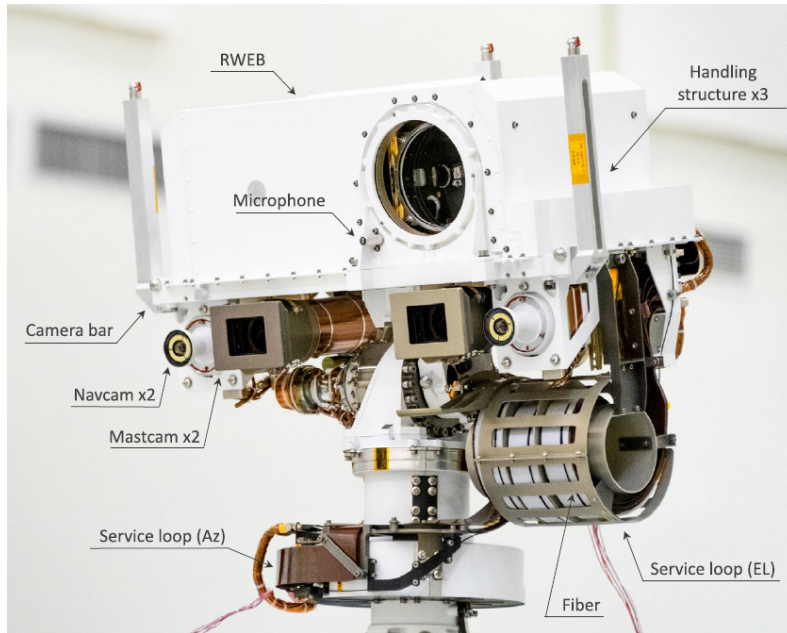


Figura 2.1: Unidad del Mástil de SuperCam, donde también se encuentran las cámaras de Mastcam y Navcam. [18].

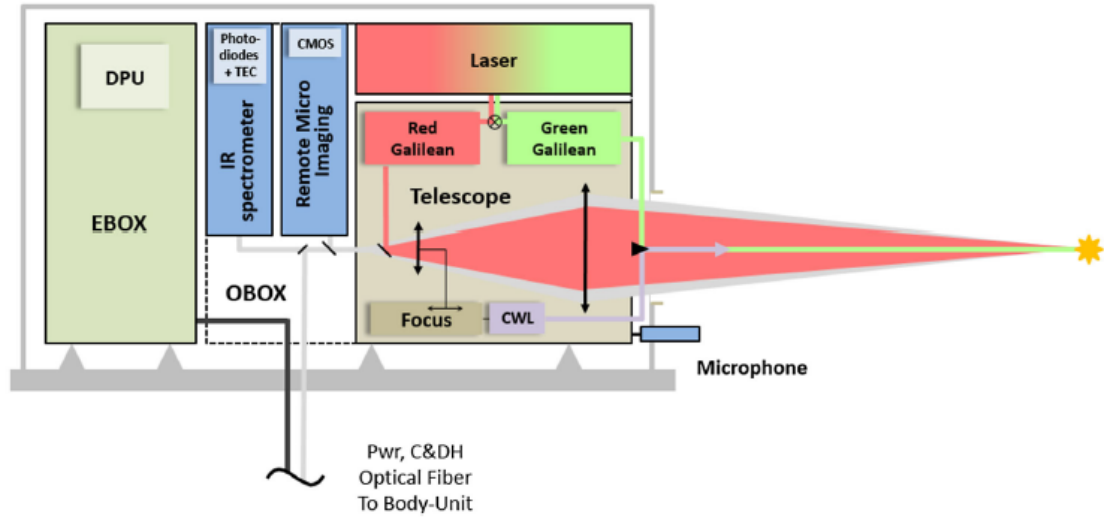


Figura 2.2: Corte transversal de la Unidad de Mástil de SuperCam. En su interior se aprecian los diferentes instrumentos que la constituyen. Entre ellos se encuentra el espectrómetro de infrarrojo utilizado. También se aprecia el sistema óptico a partir del cual se realizan las medidas. En la parte inferior conecta con la Unidad de Cuerpo de SuperCam. [18]

La Figura 2.3 muestra un ejemplo del método de medida llevado a cabo por SuperCam. SuperCam realiza una medida espectral de la radiancia del cielo a baja elevación (línea azul en el ejemplo de la Figura 2.4), próxima a la superficie, donde se capte un largo camino de la luz dispersada. Adicionalmente, SuperCam toma otra medida espectral de radiancia del cielo a una elevación mayor (línea verde en el ejemplo de la Figura 2.4), de tal forma exista una diferencia notable entre las distancias que ha recorrido la luz en ambos casos.

A partir de estas medidas se puede calcular el cociente de las medidas a baja elevación entre las de mayor elevación (línea roja en el ejemplo de la Figura 2.4). El cálculo del cociente a dos ángulos de elevación diferentes es una técnica ventajosa, que ya se utiliza en otros métodos como en el MAX-DOAS [7]. Resulta conveniente ya que, al dividir las medidas, no es necesario conocer las unidades en las que vienen expresadas; basta con la señal bruta sin calibrar. Además, el valor del cociente es independiente de la irradiancia extraterrestre que llega al planeta.

SuperCam realiza sets de 2 o 4 medidas espectrales consecutivas a una misma elevación y azimut, y a continuación, cambia a la segunda elevación y realiza el mismo número de medidas. Los ángulos de elevación altos que ha utilizado SuperCam varían entre 60° y 70° ; mientras que los ángulos pequeños a los que ha medido oscilan alrededor de los 20° . El azimut, por otra parte, se ha mantenido constante en las medidas a una misma elevación. Sin embargo, no es relevante a la hora de

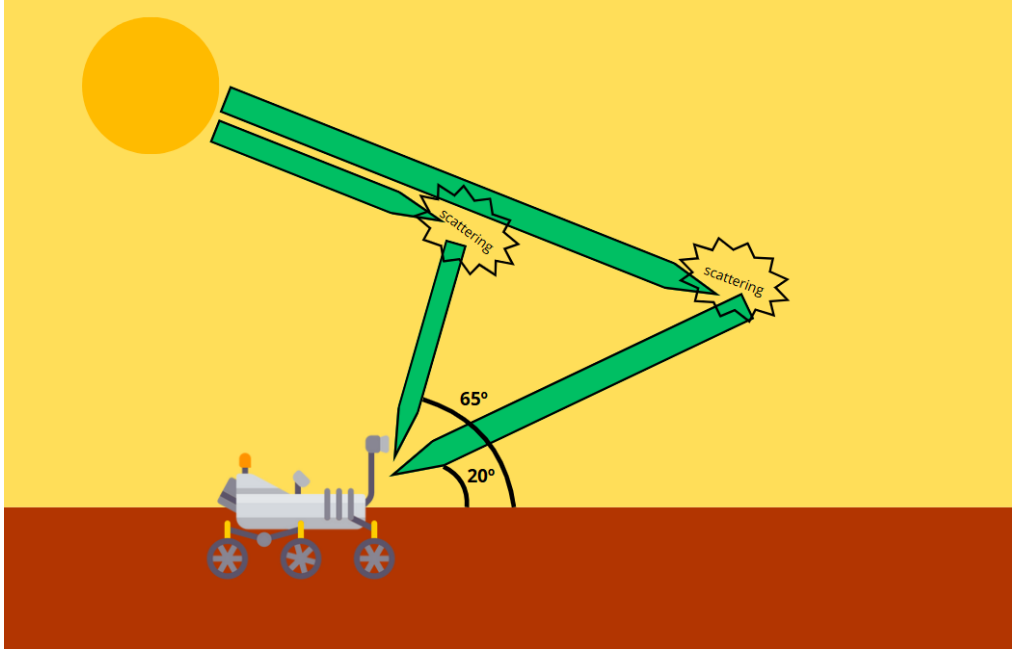


Figura 2.3: *Esquema de la radiancia del cielo medida por SuperCam a dos elevaciones diferentes. Imagen creada por el autor.*

determinar el numerador y el denominador del cociente, como sí lo es la elevación. En la Figura 2.4 se muestra un ejemplo del espectro de medidas de radiancia del cielo realizadas por SuperCam para una elevación baja, alta, y el cociente entre ambas.

La radiancia del cielo que llega a la superficie marciana, y que es medida por SuperCam, viene determinada por el camino que recorre la radiación solar en su entrada al planeta Marte. La radiación solar que llega a la parte más alta de la atmósfera (irradiancia extraterrestre) va siendo absorbida y dispersada en otras direcciones al ir atravesando la atmósfera marciana. En el caso de la componente directa de la irradiancia solar, que es la que llega a la superficie en la dirección del Sol, está controlada por la ley de Beer-Bouguer-Lambert. Esta ley, un principio fundamental en la espectroscopia, relaciona la irradiancia solar directa medida en superficie, I , con la irradiancia solar extraterrestre, I_0 , y el espesor óptico de la atmósfera, τ [13]. El espesor óptico se define sobre la vertical y es la suma de los espesores ópticos de los gases y los aerosoles. La ley de Beer-Bouguer-lambert establece la siguiente ecuación (2.1):

$$I = I_0 e^{(-m\tau)} \quad (2.1)$$

Donde m es la masa óptica, definida como el inverso del coseno del ángulo solar cenital (SZA), el ángulo complementario a la elevación solar.

En cuanto a la radiación solar dispersada en otras direcciones (radiancia del cielo),

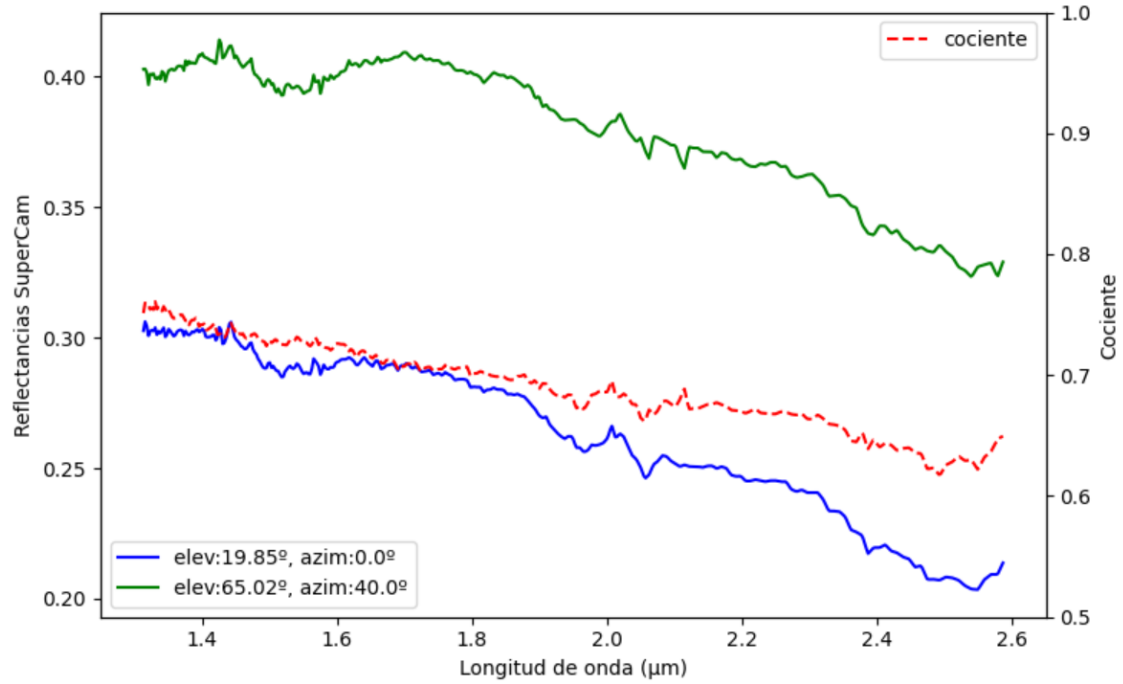


Figura 2.4: *Ejemplo de medidas consecutivas a dos elevaciones distintas correspondientes al sol 104. Corresponden a un ángulo solar cenital (SZA) y hora marciana promedios de 52.78° y 8.37 , respectivamente.*

que es lo que realmente mide SuperCam, su cálculo resulta más complejo, pero se puede estimar a través de la teoría de transferencia radiativa conociendo la composición de la atmósfera y sus propiedades ópticas. Para ello se suele utilizar un modelo de transferencia radiativa como por ejemplo el de GRASP (*Generalized Retrieval of Atmospheric and Surface Properties* [5]), utilizado en este trabajo e introducido en el Capítulo 3.

2.2. Datos

Para tener medidas de los cocientes de radiancias del cielo mencionados, en este trabajo se ha realizado primero un promedio de cada uno de los *sets* de medidas consecutivos (ver Sección 2.1), promediando dos o cuatro espectros, según el caso, para cada elevación. De este modo se obtiene una única medida a elevación baja (numerador) y otra a elevación mayor (denominador). En un mismo sol, se han realizado varios *sets* independientes, de modo que se han calculado diferentes cocientes correspondientes al mismo sol. Sin embargo, SuperCam no realiza este tipo de medidas diariamente, si no que se las realiza ocasionalmente, por lo que no se dispone de medidas en todos los soles.

Con todo esto, se dispone de los valores cocientes de radiancias en un amplio

espectro de longitudes de onda. Muchas de estas longitudes de onda corresponden a bandas de absorción de algunos gases atmosféricos. Sin embargo, esas longitudes de onda no son de interés en este trabajo, ya que el foco está puesto en los aerosoles; por tanto, se quiere aislar el efecto de los gases. Para ello se van a seleccionar longitudes de onda pertenecientes a ventanas atmosféricas.

Una ventana atmosférica es un término utilizado en teledetección para determinar una franja en el espectro electromagnético donde la atmósfera no presenta una absorción significativa, y por tanto, la luz es capaz de atravesarla. Es decir, un rango determinado de longitudes de onda donde los componentes atmosféricos tienen transmitancias altas. A la hora de buscar las ventanas atmosféricas, se ha de tener en cuenta el rango espectral en el que SuperCam realiza medidas atmosféricas.

Las atmósferas de Marte y la Tierra están formadas prácticamente por los mismos gases. Por tanto, observando el espectro de la transmitancia atmosférica terrestre en el rango de estudio (Figura 2.5), podemos estimar qué gases son los que tendrán absorciones a esas longitudes de onda. Se aprecia como en el espectro de interés (1.3 a 2.6 μm ; 1300 nm a 2600 nm en la figura) solo tienen efectos notables el dióxido de carbono y el vapor de agua. Se observa la predominancia del efecto del vapor del agua sobre los demás. El CO_2 presenta absorción alrededor de 2 μm . En la Figura 2.5 se pueden observar algunos rangos espectrales candidatos de ser ventanas atmosféricas; por ejemplo, el rango entre 1.55 y 1.7 μm o entre 2.1 y 2.2 μm . Para evitar longitudes de onda afectadas por la absorción de gases, se han seleccionado algunas de manera discreta dentro de estas ventanas.

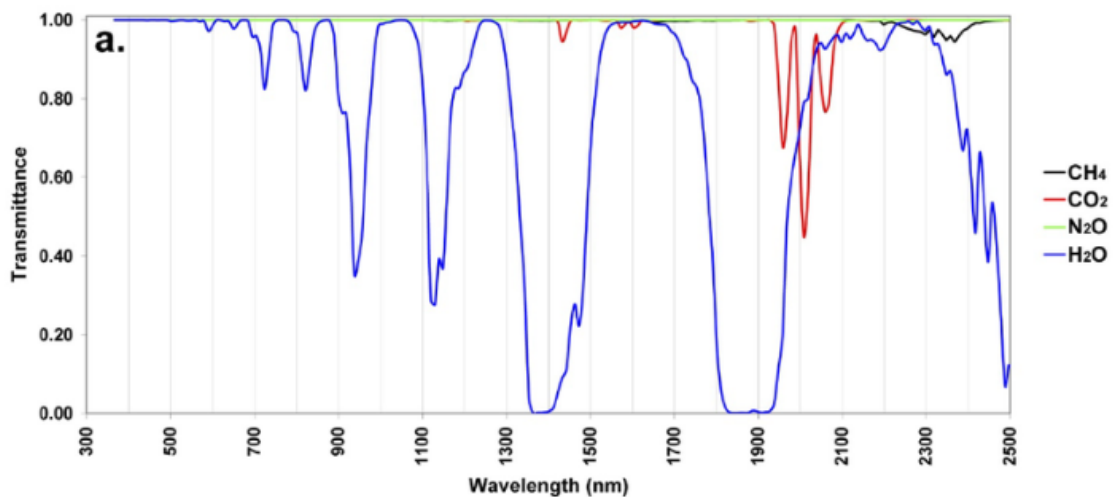


Figura 2.5: *Transmitancia de algunos de los principales gases con bandas de absorción en el infrarrojo cercano. [32].*

Para esta selección se va a escoger el máximo número de longitudes de onda di-

ferentes sin que estén demasiado próximas entre sí. Con este fin, se ha utilizado la transmitancia de una atmósfera estándar (*US Standard 1976*), representada en la Figura 2.6, con longitudes de onda equiespaciadas 1 nm. En este espectro, se han filtrado las ventanas con transmitancias mayores de 0.9 en al menos 20 nm consecutivos. A continuación, se han tomado las longitudes de onda que ocupan el centro de estas ventanas. Las longitudes de onda elegidas han sido: 1.545, 1.587, 1.642, 1.681, 2.100, 2.155 y 2.222 μm . La Figura 2.6 muestra también las longitudes de onda elegidas, las cuales encajan con ventanas donde los gases atmosféricos presentan transmitancias próximas a la unidad.

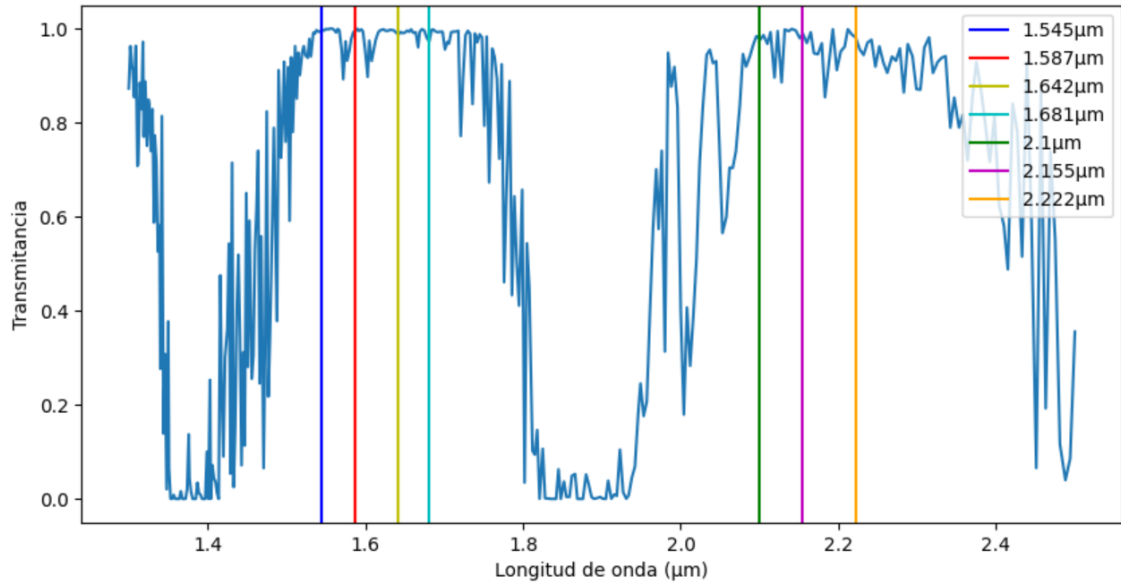


Figura 2.6: *Transmitancias de una atmósfera terrestre estándar (US Standard 1976). Las rectas coloreadas verticales coinciden con los valores de longitud de onda escogidos.*

Una vez calculadas las longitudes de onda, las medidas que se van a utilizar en el resto del trabajo van a ser los valores del cociente de radiancias de cielo, calculado como se ha explicado anteriormente, a estas siete longitudes de onda. Es decir, se va a disponer de siete medidas de ese cociente para cada momento disponible.

Capítulo 3: Metodología

3.1. Problema inverso

El cociente de radiancias del cielo que se tiene de las medidas de SuperCam a las siete longitudes de onda seleccionadas, dependerá del ángulo solar cenital y de la composición de la atmósfera. Como se han elegido longitudes de onda en ventanas atmosféricas, en este último caso, solo dependerá de las propiedades de los aerosoles presentes. Por tanto, las medidas disponibles contienen información de los aerosoles.

Conocidas las propiedades de los aerosoles, se podrían derivar directamente las observaciones del cociente de radiancias a través de un modelo de transferencia radiativa. Sin embargo, obtener las propiedades de los aerosoles a través de las observaciones no es un problema directo, si no que, en este caso, se trata de un problema inverso. Además, se trata de un problema inverso "mal planteado" (*ill-posed*), puesto que no existe una única solución, ya que distintas combinaciones de las propiedades de los aerosoles pueden reproducir las mismas medidas del cociente de radiancias.

Para resolver este problema inverso se ha utilizado la metodología que se detalla a continuación para realizar una inversión. Toda medida física puede expresarse de acuerdo a la ecuación (3.1):

$$f^* = f(a) + \Delta f^* \quad (3.1)$$

Donde f^* son las medidas y Δf^* el error de las mismas, f es el operador correspondiente a la ley física que proporciona las medidas, y a las variables que causan las medidas. Así tenemos que $f(a)$ es la ley física aplicada a las causas y f^* los efectos de estas. En el caso de este trabajo, a serían las propiedades de los aerosoles, f las leyes de la transferencia radiativa, y f^* las medidas de los cocientes de radiancia del cielo a distintas longitudes de onda.

En el caso del problema directo, se parte de a (variables o "causa"), del que se puede derivar f^* como resultado aplicando f sobre a . Por el contrario, en el caso inverso, se conoce f^* y f , y se trata de hallar a . Con el apoyo de herramientas matemáticas y físicas, como se detallará más adelante, es posible abordar el problema inverso sin recurrir a métodos de prueba y error. Sin embargo, en esencia, en este trabajo se realiza una labor similar : se trata de iterar en busca de un valor, o en este caso, un vector (varios valores) a , con los cuales se obtenga las medidas de radiancia conocidas f^* aportadas por SuperCam.

En el problema propuesto en este trabajo, la causa (el vector de valores a) está en las propiedades de los aerosoles de la atmósfera marciana, ya que son los responsables de que se obtengan las medidas concretas del cociente de radiancias. Se han considerado como las propiedades que definen al aerosol marciano, y por ende, los valores del vector a (a partir de ahora **vector de propiedades**), las siguientes 6 características de los aerosoles:

- Las tres primeras propiedades corresponden a la concentración en volumen de los aerosoles, cuya distribución tamaños se ha aproximado a una distribución log-normal, que queda determinada por:
 - Radio promedio (r).
 - Desviación estándar de la distribución (σ).
 - Concentración en volumen total (CVT), que corresponde a la integral de la distribución para todos los radios posibles.
- Parte real del índice de refracción (se ha considerado la misma para las siete longitudes de onda).
- Parte imaginaria del índice de refracción (se ha considerado la misma para las siete longitudes de onda).
- Fracción esférica.

En un principio se planteó añadir dos propiedades extra: la altura de la capa de aerosol, y el grosor de la misma. Sin embargo, los resultados no presentaban sensibilidad a las variaciones en estas propiedades. Al igual que las propiedades en altura, habrá otras propiedades de Marte (como el albedo superficial) que habrá que definir a priori. Estas magnitudes son necesarias en el método con el que se resolverá el problema inverso, que se explica más adelante.

Queda por conocer el “operador” f que actuará sobre el vector de propiedades del aerosol para dar lugar a unos cocientes de radiancias, los cuales deben coincidir con los medidos por SuperCam. Esto se consigue con un modelo de transferencia radiativa (RTM), el cual, al introducir el vector a como input, aportará unas simulaciones teóricas de radiancia del cielo. Con estas simulaciones se puede generar el cociente de radiancias, y por tanto, $f(a)$. Dado que $f(a)$ y f^* comparten dimensiones, esto permitirá compararlos entre sí.

El problema de la ecuación (3.1) puede resolverse considerando que el operador físico es lineal. De esta manera f puede expresarse como una matriz K , de modo que se cumple la ecuación (3.2):

$$f(a) = Ka \quad (3.2)$$

Sin embargo, en el caso propuesto, el operador transferencia radiativa no es lineal. El funcionamiento de un RTM se trata de cálculos complejos y, por supuesto, no lineales, explicación la cual está fuera de los objetivos de este trabajo.

Por tanto, se abarcará el problema a partir de métodos iterativos no lineales. Estos serán la herramienta que permitirá converger a una solución de manera mucho más rápida, evitando la prueba y error de a en $f(a)$ hasta obtener algo similar a f^* . En este trabajo se ha utilizado el método iterativo de Gauss-Newton para resolver el problema inverso no lineal planteado.

3.2. Método de Gauss-Newton

El método de Gauss-Newton consiste en un ajuste por mínimos cuadrados iterativo para obtener el vector de propiedades a . Este método itera hasta encontrar un vector a que al aplicarle $f(a)$, proporcione resultados similares a los de los cocientes entre radiancias de SuperCam (f^*). Para ello se ha de partir de una estimación inicial a_0 , y se obtiene una solución en cada iteración que difiere de la anterior en un valor δ , como se puede ver en la ecuación (3.3):

$$a_1 = a_0 - \delta_0, \text{ en el caso genérico : } a_{n+1} = a_n - \delta_n \quad (3.3)$$

Por tanto, el problema recae en calcular el valor de δ_n de la iteración n que permita obtener la siguiente estimación a_{n+1} . Para ello, se puede linealizar el operador f en serie de Taylor centrada en el vector genérico a_n . Para linealizarlo, se trunca la serie por el término de la primera derivada. Por tanto, se obtiene la siguiente ecuación lineal de f :

$$f(x) = f(a_n) + \frac{\partial f(a_n)}{\partial a_n}(x - a_n) \quad (3.4)$$

Si se evalúa f de la ecuación (3.4) para a_{n+1} , que según la ecuación (3.3) es $a_n - \delta$, se tiene la siguiente ecuación (3.5):

$$f(a_n - \delta_n) = f(a_n) - J_n \delta_n \quad (3.5)$$

En este caso $J(a_n)$ es el Jacobiano, o matriz Jacobiana, de a_n , y se puede calcular

según la ecuación (3.6):

$$J_n = \begin{pmatrix} \frac{\partial f_1}{\partial a_1} & \frac{\partial f_1}{\partial a_2} & \cdots & \frac{\partial f_1}{\partial a_{N_a}} \\ \frac{\partial f_2}{\partial a_1} & \frac{\partial f_2}{\partial a_2} & \cdots & \frac{\partial f_2}{\partial a_{N_a}} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{\partial f_{N_f}}{\partial a_1} & \frac{\partial f_{N_f}}{\partial a_2} & \cdots & \frac{\partial f_{N_f}}{\partial a_n} \end{pmatrix} \quad (3.6)$$

En la matriz J_n hay una fila por cada número de longitudes de onda disponibles ($N_f=7$), y una columna por cada elemento de a ($N_a=6$). Recordemos que tanto f como a son vectores, de modo que $f = (f_1, f_2, \dots, f_7)$, cada uno correspondiente al cociente de una de las 7 longitudes de onda escogidas en las ventanas atmosféricas. Del mismo modo se expresan los componentes a_i , correspondientes a las 6 diferentes propiedades del aerosol propuestas.

Para calcular cada una de las componentes del Jacobiano, se utiliza la definición matemática de las derivadas parciales discretas, mostrada en la ecuación (3.7):

$$\frac{\partial f_i}{\partial a_1} = \lim_{\Delta a_1 \rightarrow 0} \frac{f_i(a_1 + \Delta a_1, a_2, \dots, a_6) - f_i(a_1 - \Delta a_1, a_2, \dots, a_6)}{2\Delta a_1} \quad (3.7)$$

En este caso, el diferencial que ha de sumarse y extraerse de la componente a_i correspondiente, se ha calculado como el 0.1 % de dicho valor en cada caso. Por tanto, para cada elemento del Jacobiano, es necesario ejecutar el RTM 2 veces. Es decir, por cada Jacobiano calculado se aplica el RTM $2 \times 6 \times 7 = 84$ veces. Este es el proceso que más tiempo de cálculo requiere. Aproximadamente unos 4 minutos por Jacobiano. Aplicar el RTM es el único proceso que consume tiempo. El resto de cálculos de la iteración (productos matriciales, inversas y transpuestas) requieren un tiempo de cálculo despreciable.

El método de Gauss-Newton trata de minimizar en cada iteración n la suma cuadrática de las diferencias entre las medidas, f^* , y las mismas observaciones simuladas con un RTM, $f(a_n)$. Esta suma, χ , se puede expresar como la ecuación (3.8):

$$\chi_n = \sum_1^{N_f} (f^* - f(a_n) + J_n \delta)^2 \quad (3.8)$$

Para encontrar el valor de δ que minimiza la suma del error cuadrático, se calcula la derivada de la ecuación (3.8) respecto de δ_n y se iguala a cero. Como resultado se obtiene que el valor de δ que sirve para obtener a_{n+1} (ver ecuación (3.3)), se puede

calcular mediante la ecuación (3.9):

$$\delta_n = (J_n^T J_n)^{-1} J_n^T (f(a_n) - f^*) \quad (3.9)$$

Ha de tenerse en cuenta que, además de las 84 veces de cada elemento del Jacobiano, para calcular δ_n se debe ejecutar el RTM una vez más, para obtener $f(a_n)$ (ver (3.9)). Con esta última ecuación, y partiendo de un vector de propiedades inicial, a_0 , se puede ir calculando iterativamente el valor de δ_0 , que sirve para calcular el vector a_1 (ecuación (3.3)), que a su vez sirve para calcular δ_1 , y así sucesivamente hasta que se decida parar las iteraciones.

Para determinar en que iteración parar, se va a utilizar un criterio basado en la diferencia en el residuo entre dos iteraciones consecutivas. El residuo en una iteración n está relacionado con la diferencia cuadrática relativa entre las observaciones (el cociente de radiancias en este caso) simuladas con el RTM usando la solución a_n , es decir, $f(a_n)$, y las observaciones medidas (f^*). En el caso de este trabajo, el residuo de la iteración n se calcula mediante la siguiente ecuación (3.10) [25]:

$$R_n = 100 \% \sqrt{\frac{1}{N_f} \sum_{i=1}^{N_f} \left[2 \frac{f_i(a_n) - f_i^*}{f_i(a_n) + f_i^*} \right]^2} \quad (3.10)$$

Donde R_n representa el residuo de la iteración n , y N_f es el número de medidas: 7, un cociente por cada longitud de onda. Este residuo representa el grado de acuerdo entre las observaciones que reproduce la solución a_n y las medidas reales. Cuanto menor sea el residuo, mejor reproduce a_n las medidas obtenidas. Este residuo se ha calculado en cada iteración, y se ha comparado con el de la iteración anterior. Si el residuo de una iteración: R_n , es menor que un umbral, se considera que el método ya se ha aproximado lo suficiente a la solución, y se para el proceso iterativo, siendo a_n la solución final que determina las propiedades del aerosol de la atmósfera marciana. Ese umbral se ha establecido en este trabajo en 0.1 %. En el caso de que la diferencia de residuos $R_n - R_{n-1}$ sea negativa, con un residuo mayor en la última iteración, se descarta la última iteración y se toma el resultado anterior a_{n-1} como el resultado final. Todos los casos que han mostrado un residuo final mayor del 10 % han sido descartados de este trabajo, ya que se considera que la solución no converge y no se tiene en cuenta como una solución aceptable.

3.3. Modelo de transferencia radiativa

El RTM utilizado en este trabajo para calcular $f(a)$ en el método explicado en la sección anterior, es el modelo de transferencia radiativa que viene incluido en el al-

goritmo GRASP. GRASP (<https://www.grasp-open.com>) es un software versátil dedicado a realizar inversiones de las propiedades de la atmósfera utilizando distintas medidas desde superficie y desde satélite. Para ello, GRASP tiene un módulo independiente que es un RTM [15, 10]. Este RTM también se ha utilizado para calcular el Jacobiano de la ecuación (3.6) a través de la ecuación(3.7), generando las radiancias medidas y su cociente bajo distintas propiedades de aerosoles.

Para ejecutar el RTM de GRASP, se requiere de un archivo externo de *Settings*, donde se definen las propiedades de la atmósfera bajo la cual se quiere simular las medidas de radiancia del cielo mencionadas. Para ello, se introducen los valores de las seis propiedades de los aerosoles definidas en el vector a . Sin embargo, hay algunos parámetros, como el albedo superficial o la distribución vertical del aerosol, que no se incluyen dentro del vector a pero que son necesarios para realizar las simulaciones.

3.3.1. Albedo superficial

El albedo superficial es la fracción de radiación solar que es reflejada por la superficie de un planeta. Por tanto, una parte de la radiación solar que es reflejada por la superficie volverá a ser dispersada por la atmósfera de vuelta a la superficie, y esta contribución debe tenerse en cuenta en las simulaciones.

Con las medidas de SuperCam se han obtenido valores de la reflectancia de la superficie marciana correspondientes al cráter de *Jezero*. Esta se midió de dos formas diferentes, como se aprecia en la Figura 3.1: espectros de larga distancia (*larga_dist*), y de todas las observaciones geológicas (*general*). Las medidas de larga distancia se realizaron desde un punto más lejano a la superficie, por lo que son más representativos de la reflectancia global de *Jezero*, al cubrir áreas más grandes. En comparación con las observaciones geológicas de proximidad, en las que al apuntar a zonas minerales concretas, algunas mineralogías podrían estar sobrerrepresentadas en el espectro promedio. Esto es porque a menudo apunta a venas de materiales como sulfatos, o muestras de aluminosilicatos, que en promedio son minoritarias, pero en los espectros tienen más predominancia. Por tanto, las medidas de larga distancia son los valores que se han utilizado. Todos los valores disponibles de la reflectancia de larga distancia se han promediado, y de ellos se han seleccionado los siete correspondientes a las longitudes de onda elegidas anteriormente (ver Figura 2.6). Estos siete valores de reflectancia han sido utilizados como el albedo superficial en los *Settings* del RTM.

El albedo superficial en GRASP se introduce mediante tres componentes diferentes, la reflectancia mencionada y otras dos adicionales para indicar no solo la

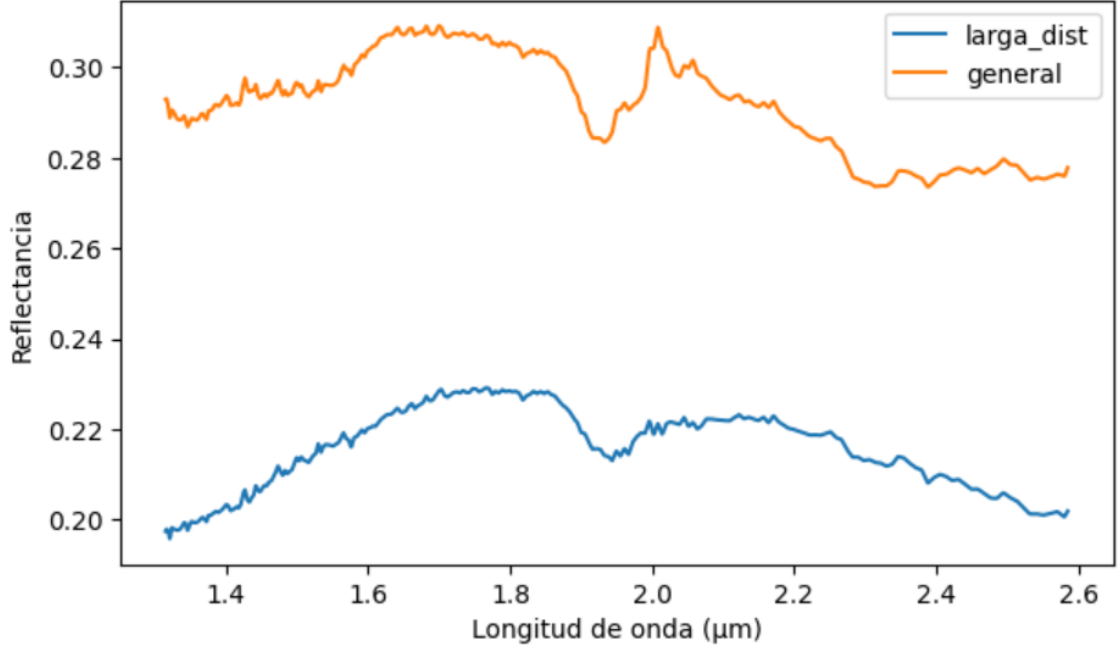


Figura 3.1: Promedio de la reflectancia de Marte de larga distancia (*larga_dist*) y de todas las observaciones geológicas (*general*).

cantidad de radiación reflejada, sino también la dirección de la radiación reflejada. Esto se suele parametrizar con lo que se conoce como BRDF (*Bidirectional Reflectance Distribution Function*) [26]. En el caso de GRASP se utiliza el modelo de Ross-Li [27, 16], que tiene 3 parámetros, *iso* (la reflectancia mencionada), *vol*, y *geo*. Estos parámetros representan los tipos básicos de dispersión: dispersión isotrópica, dispersión volumétrica de tipo transferencia radiativa y dispersión superficial geométrico-óptica [9].

Los valores *iso* que se han utilizado son los datos ya mencionados de reflectancia de SuperCam (Figura 3.1). Sin embargo, los valores de *vol* y *geo* no están disponibles. Estos valores se han asumido iguales a los que sí están disponibles para una estación en el Observatorio Paranal (24.64091°S, 70.38705°W), ubicado en el Desierto de Atacama, Chile (ver Figura 3.2), el cuál se suele utilizar como análogo al cráter *Jezero*. Los parámetros *vol* y *geo* de la BRDF para la estación del Observatorio Paranal se han obtenido a través de una climatología disponible obtenida con el instrumento satelital MODIS (*MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer*). La obtención de estos valores climatológicos de la BRDF está explicada en detalle en [26].



Figura 3.2: *Paranal (Desierto de Atacama, Chile) y su semejanza con la superficie marciana.*

3.3.2. Perfil vertical

Otras dos de las características que se han añadido en los *Settings*, y las cuales se han mantenido constantes durante todas las simulaciones, son la altura promedio del perfil vertical y su desviación estándar. En ellos se determina básicamente la altitud de la capa de aerosol, así como el grosor de la misma, ambas en metros.

En un principio se optó por incluir ambas características en el vector de propiedades, añadiendo dos elementos más en a , para poder ajustarlas a la realidad de la misma manera que se hace con el resto de componentes, pero no se observó sensibilidad en las radiancias del cielo a los cambios en estos parámetros. Esto ocurre dado que el tipo de medidas que se realizan no aportan prácticamente información sobre el perfil vertical de las propiedades del aerosol [26].

Capítulo 4: Resultados

4.1. Inversiones de SuperCam

Con los datos disponibles de SuperCam, se ha calculado el cociente de radiancias a las siete longitudes de onda siguiendo la metodología explicada en el Capítulo 2. A estos datos se les ha aplicado el método iterativo de Gauss-Newton propuesto en el Capítulo 3, obteniendo un vector de propiedades por cada medida. En total se han obtenido 214 valores distintos del vector de propiedades en distintos momentos, de los cuales 74 valores (35 %) han sido descartados por sobrepasar el residuo de 10 %. Por tanto, se han obtenido un total de 140 inversiones, las cuales convergen con un residuo lo suficientemente pequeño.

Además de disponer de los 6 valores definidos para el vector de propiedades en cada inversión, aplicando el modelo de transferencia radiativa a estos valores se ha calculado el AOD a las siete longitudes de onda seleccionadas. Pueden observarse los AODs obtenidos en la Figura 4.1. En esta figura, se puede apreciar un AOD por lo general mayor a 0.4, que en la Tierra se consideraría alto, lo cual indica turbiedad en la atmósfera para la mayor parte del recorrido del *Perseverance*. Además de esta turbiedad generalmente mantenida, se observan eventos esporádicos de muy alta turbiedad con valores de AOD superiores a 1. Debido a la inexistencia de la mayoría de aerosoles más comunes en la Tierra (antropogénicos, marinos, biológicos, etc.), se asocia esta turbiedad mantenida a polvo en suspensión [29]. No es el único posible causante, las nubes de hielo también cubren la atmósfera marciana [29]. Sin embargo, son menos frecuentes y es poco probable que sean las causantes de ese AOD mantenido, ya que implicaría que durante toda la trayectoria del Rover, este ha captado nubes en todas las medidas. A pesar de esto, es probable que alguno de los eventos de AOD más alto, o alguna de las inversiones que así lo indican, fuesen provocados por el posicionamiento de una nube de hielo entre el detector y el Sol.

Dentro de los picos de alta turbiedad destaca la franja alrededor de los soles 500-600. No solo se alcanzan los valores máximos de AOD del periodo analizado, si no que además se extiende durante un largo periodo de tiempo. Según la Tabla 1.1, el periodo de tormentas de polvo se extiende durante valores de Ls en torno 180° - 360°, lo que correspondería aproximadamente con los soles entre 400 y 600. Se observa también un pico que llama la atención en el sol 278. Esta fecha correspondería con Ls de entre 120° y 140° del año marciano 36, lo que coincide con la formación de un ciclón anular doble [31]. De hecho, alrededor del Ls 150°, el *Perseverance* entró en una tormenta de arena en la que se llegó a constatar un pico de AOD ~ 2 [14], a pesar de que no se detecte con los datos disponibles. En torno a Ls 146° del

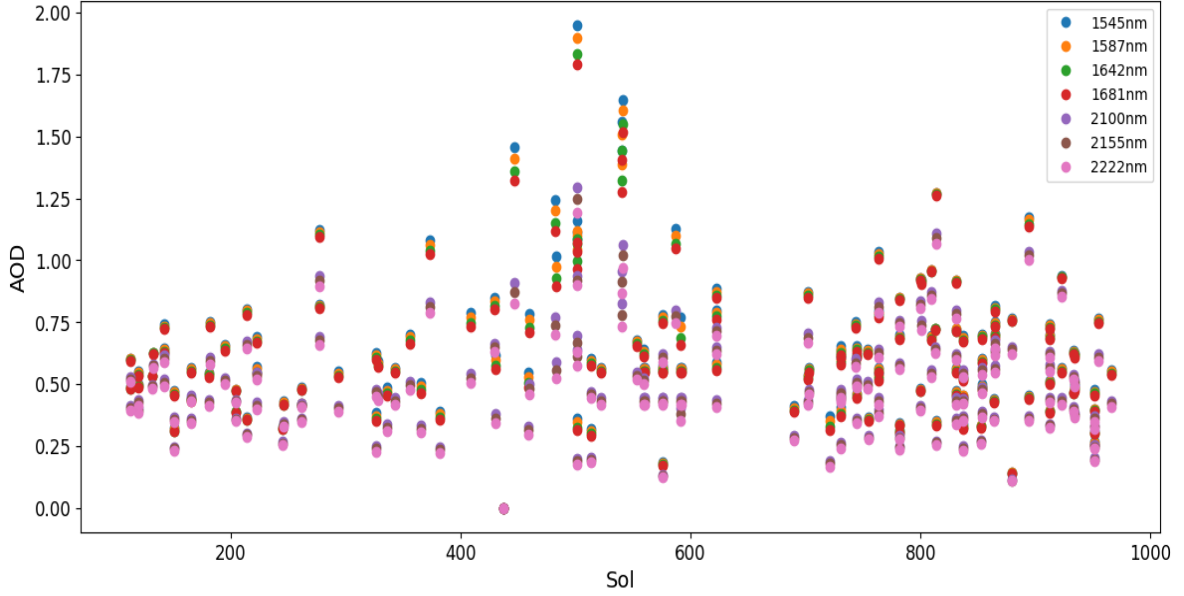


Figura 4.1: *Espesor óptico de aerosol (AOD) marciano a distintas longitudes de onda durante los 1000 primeros soles de la misión Mars2020 obtenido con SuperCam aplicando el método propuesto en el trabajo.*

año marciano 36, se data de un periodo de nubes de hielo que cubrieron gran parte del cráter *Jezero* [31], lo que correspondería con los primeros soles de la misión, antes del sol 100. Sin embargo, no se tenían medidas útiles de SuperCam anteriores al sol 104, por lo que no se ha podido analizar el efecto de esas nubes en este estudio.

En la Figura 4.1 resulta interesante analizar los resultados para las diferentes longitudes de onda. Se puede apreciar una diferencia significativa entre el AOD de las longitudes de onda menores y mayores de 2000 nm; lo cual resulta lógico, ya que las longitudes de onda de cada uno de los dos grupos están separadas unas decenas de nm, pero la diferencia entre los dos grupos mencionados, supera los 400 nm. A pesar de esto, hay poca dependencia con la longitud de onda, lo que implica la presencia de partículas gruesas [12].

Para cuantificar los resultados de la Figura 4.1, la Tabla 4.1 muestra los valores promedio y la desviación estándar del AOD obtenido. Además se muestran los mismos valores para las medidas realizadas exclusivamente por la mañana y por la tarde. Otros estudios ya han constatado la existencia de ciertas diferencias en la atmósfera de ambos periodos del día [30]. Como se observó previamente, se trata de un ambiente turbio, con AODs considerablemente altos, de media 0.656 y 0.479 a 1545 nm y 2222 nm, respectivamente. La variabilidad de estos valores de AOD es en torno a 42 %-45 % para todas las longitudes de onda. Por otra parte, al comparar las dos últimas columnas de la Tabla 4.1, se aprecia como en todos los casos el AOD presenta mayores valores por la mañana. Es decir, la atmósfera de Marte

es más opaca durante las primeras horas del día. Estos resultados coinciden con los de otros autores que han utilizado otras técnicas de medida [30]. Por otro lado, la variabilidad relativa en el AOD de la tarde es ligeramente mayor que por el día.

Tabla 4.1: *Valores promedio y desviación estándar del AOD para las longitudes de onda escogidas diferenciando entre mañana y tarde. La columna 'Total' contiene los promedios de todos los datos, sin distinguir entre periodos del día.*

Longitud de onda (μm)	Total	Mañana	Tarde
1.545	0.656 ± 0.293	0.679 ± 0.297	0.631 ± 0.286
1.587	0.647 ± 0.285	0.670 ± 0.289	0.622 ± 0.279
1.642	0.635 ± 0.276	0.658 ± 0.280	0.609 ± 0.271
1.681	0.626 ± 0.271	0.650 ± 0.274	0.601 ± 0.265
2.100	0.507 ± 0.211	0.531 ± 0.211	0.482 ± 0.209
2.155	0.494 ± 0.206	0.518 ± 0.205	0.469 ± 0.204
2.222	0.479 ± 0.200	0.503 ± 0.198	0.454 ± 0.198

4.2. Comparación con el AOD de Mastcam-Z

Para comprobar la bondad de los valores de AOD obtenidos con SuperCam, se necesita una medida de AOD obtenida mediante un instrumento independiente. En este caso se ha utilizado el instrumento Mastcam-Z, el cual es capaz de derivar el AOD a través de imágenes que captura del Sol a distintas longitudes de onda (ver Capítulo 1).

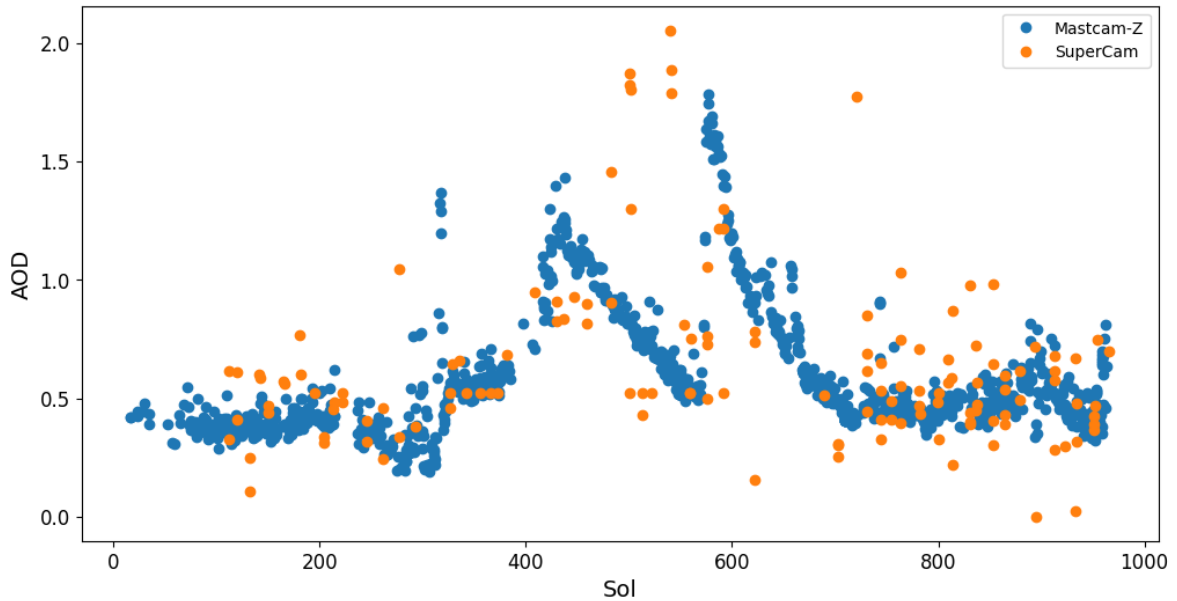


Figura 4.2: *Espesor óptico de aerosoles (AOD) a 880 nm obtenido con Mastcam-Z y SuperCam.*

El principal problema a la hora de comparar los resultados de ambos instrumentos es que la longitud de onda más alta a la que Mastcam-Z obtiene el AOD es 880 nm, mientras que la longitud de onda más baja con la que se ha trabajado con los datos de SuperCam, se tiene a 1545 nm. Para poder comparar ambas bases de datos, se ha calculado para SuperCam el AOD a 880 nm utilizando el RTM de GRASP sobre los vectores de propiedades invertidos y asumiendo que las dos componentes del índice de refracción a 880 nm son iguales que a 1545 nm.

La Figura 4.2 muestra el AOD a 880 nm tanto para Mastcam-Z como para SuperCam. Se aprecia una semejanza relativa, al menos en la tendencia temporal. Es cierto que el método reconoce un evento de alta turbiedad entre los soles 400 y 600, sin embargo, no alcanza la precisión de los resultados correspondientes a Mastcam-Z, en parte probablemente por la carencia de datos. A parte del evento anterior, los resultados correspondientes a SuperCam logran reproducir al menos el comportamiento global del AOD, en cuanto a subidas y bajadas en la concentración. Se aprecia como, en los picos de los últimos soles medidos, alrededor de los soles 900 y 950, los resultados coinciden en gran parte con los del equipo de Mastcam-Z. De manera algo menos precisa, lo hacen los resultados de los picos alrededor de los soles 300 y 750. De nuevo, dan constancia de un evento de aumento del AOD, pero no terminan de definir con tal precisión el periodo de tiempo exacto.

Una comparación más cuantitativa se ha realizado emparejando cada valor de AOD a 880 nm de SuperCam con el más cercano obtenido por Mastcam-Z, siempre que la diferencia temporal sea menor que 1 sol. En la Figura 4.3 se ha representado estos pares de puntos apareciendo los de SuperCam en función de los de Mastcam-Z. Se puede observar que la mayoría de puntos se acumulan cerca de la línea $y = x$, en torno a valores de AOD de 0.5. Sin embargo, algunos valores muestran discrepancias grandes entre los dos métodos, lo que causa una baja correlación entre ambas series de datos. Esto puede deberse, en parte, a que las medidas de ambos métodos no son realizadas en el mismo momento, pudiendo haber cambios significativos en el AOD mientras tanto. Además, algunas medidas podrían estar contaminadas por la presencia de nubes de hielo.

Para analizar más exhaustivamente las diferencias entre los dos métodos, se han calculados las diferencias (ΔAOD) del AOD a 880 nm de SuperCam menos el de Mastcam-Z a esa misma longitud de onda. El histograma de frecuencias de estas diferencias está representado en la Figura 4.4. La distribución de estas diferencias muestra un comportamiento Gaussiano, centrado cerca del cero. Este histograma muestra como la mayoría de las diferencias en el AOD se encuentra entre ± 0.33 con respecto a los obtenidos por Mastcam-Z. La media de las diferencias es de 0.03, lo

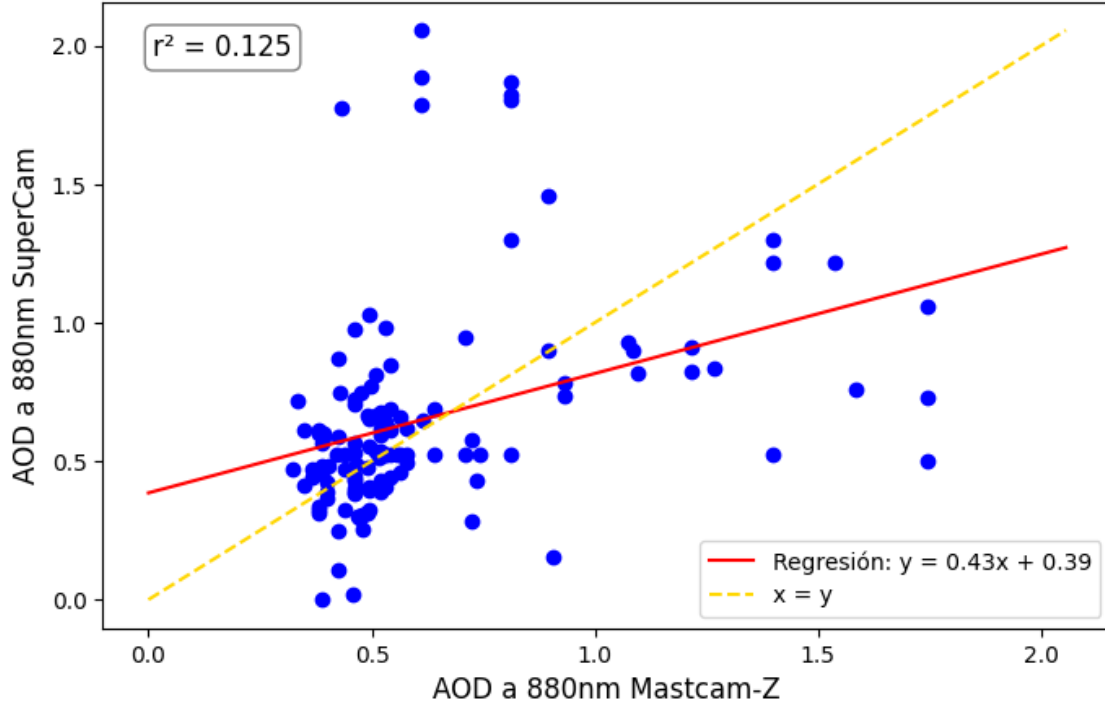


Figura 4.3: *Espesor Óptico de aerosoles (AOD) a 880 nm de SuperCam en función del AOD a 880 nm de Mastcam-Z. La línea discontinua amarilla representa la recta 1:1. En color rojo el ajuste por mínimos cuadrados de los datos representados.*

que señala que el método propuesto sobrestima ligeramente el valor del AOD de Mastcam-Z. Por otro lado, la desviación estándar muestra un valor de 0.4, indicando una alta variabilidad que probablemente se deba a la presencia de varios outliers en la distribución.

4.3. Otras propiedades de los aerosoles

La ventaja del método utilizado con SuperCam es que no solo se obtiene el AOD, sino que del proceso también se derivan otras propiedades de los aerosoles, en concreto, las seis que están incluidas en el **vector de propiedades** a .

En la Tabla 4.2, se muestra el promedio de los resultados obtenidos para cada una de las 6 componentes del vector a , indicando la propiedad que representa cada una. Al igual que en el caso del AOD, también resulta de interés realizar el estudio por separado de las características del aerosol por la mañana y por la tarde.

La media del radio del aerosol se encuentra alrededor de 1 micra, indicando partículas gruesas, como ya se ha deducido. Además, estos radios promedio son levemente más gruesos por la mañana. Por otro lado, la anchura de la distribución

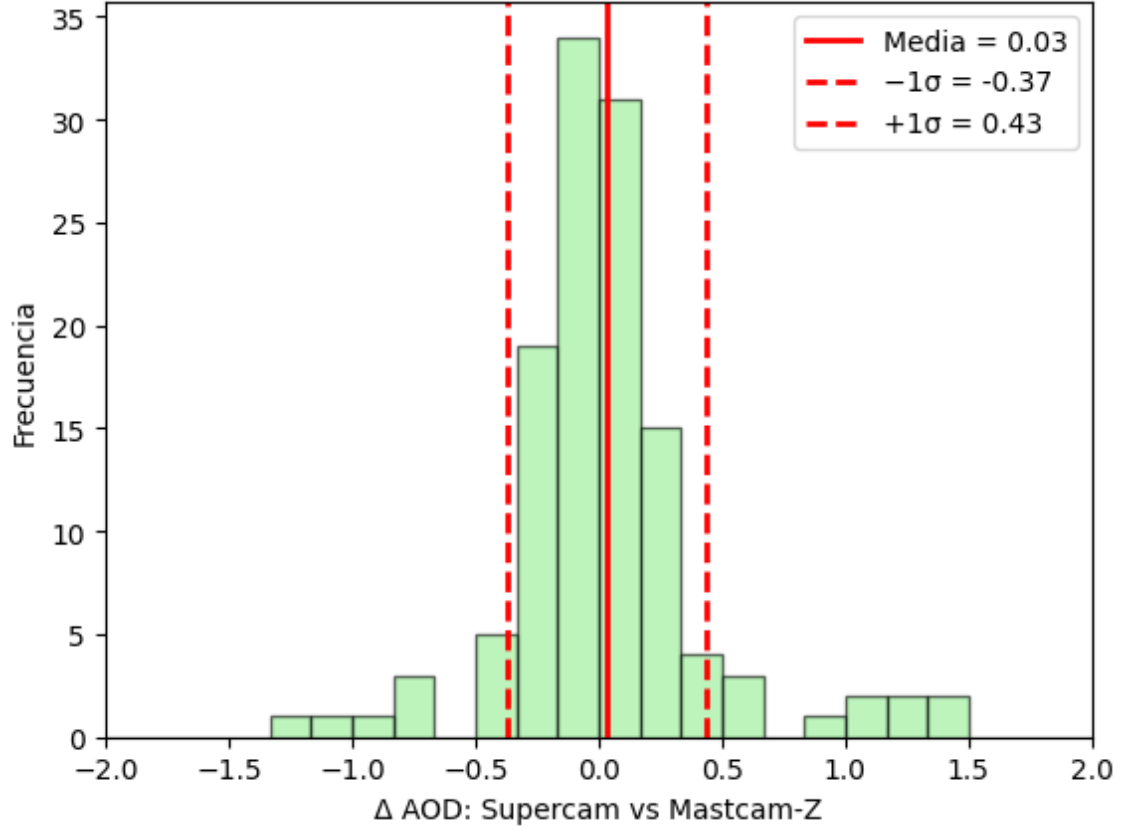


Figura 4.4: *Histograma de frecuencias de las diferencias ΔAOD entre el AOD a 880 nm de SuperCam menos el de Mastcam-Z. La media y el intervalo ± 1 desviación estándar están representados con líneas rojas verticales.*

de tamaños, con valores en torno a $0.37 \mu m$, es ligeramente mayor por la tarde. Lo que se aprecia más claramente es que, por la mañana, la concentración en volumen de aerosol es mayor; lo cual es coherente con lo que se observa en el AOD en la Tabla 4.1. Una hipótesis que podría explicar este comportamiento sería la formación de una capa límite atmosférica en Marte de forma similar a la que se da en la Tierra debido a procesos convectivos. Esto causaría mayor turbulencia en la atmósfera durante la mañana. Explicaría también la variabilidad significativamente mayor que aparece por la mañana en todos los parámetros de la distribución de tamaños.

Con respecto al índice de refracción, este muestra un valor promedio de 1.53 y 0.0008 para su parte real e imaginaria, respectivamente, indicando un aerosol muy poco absorbente. Respecto a la variación mañana/tarde, la parte real del índice de refracción a penas cambia. La parte imaginaria es ligeramente mayor por la mañana, pero con un valor todavía muy bajo, indicando una absorción casi despreciable. A diferencia de la distribución de tamaños, la variabilidad en la parte real del índice de refracción es ligeramente mayor por la tarde, pero con un valor muy similar al de la mañana.

Tabla 4.2: *Valores promedio y desviación estándar de los parámetros que caracterizan a los aerosoles marcianos. La columna 'Total' contiene los promedios de todos los datos, sin distinguir entre periodos del día*

Parámetro	Total	Mañana	Tarde
Radio promedio (μm)	1.08 ± 0.29	1.10 ± 0.35	1.07 ± 0.21
Desv. estándar de la distribución de tamaños (μm)	0.367 ± 0.14	0.357 ± 0.15	0.378 ± 0.14
Concentración en volumen total ($\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$)	0.276 ± 0.28	0.291 ± 0.37	0.259 ± 0.12
Parte REAL del índice de refracción	1.53 ± 0.08	1.53 ± 0.07	1.52 ± 0.08
Parte IMAGINARIA del índice de refracción	0.0008 ± 0.0025	0.0009 ± 0.0034	0.0006 ± 0.0007
Fracción esférica (%)	0.40 ± 3.2	0.68 ± 4.40	0.090 ± 0.020

Por último, la fracción esférica parece presentar un cambio más notable que el resto de las propiedades entre mañana y tarde. Sin embargo, dado que se trata de porcentaje, no supone un cambio significativo; ambos son valores muy pequeños, menores al 1 %. Esto indica que prácticamente la totalidad de las partículas presentes en la atmósfera marciana, concretamente en la zona del cráter *Jezero*, presentan una morfología irregular. Esta característica es típica de las partículas de polvo mineral.

Capítulo 5: Conclusiones

En este trabajo se presenta un método nuevo y alternativo para obtener diversas propiedades del aerosol mediante medidas del equipo SuperCam, a bordo del Rover *Perseverance*. Aplicando esta metodología se obtiene un *set* de propiedades de aerosoles para 140 casos. A partir de estos datos, se hace un análisis del aerosol marciano y sus propiedades a partir de las medidas de SuperCam, un instrumento cuyo objetivo principal no es el estudio de la atmósfera.

Se han obtenido unos resultados satisfactorios, ya que proporcionan información de utilidad acerca de propiedades importantes del aerosol, como puede ser su tamaño o su índice de refracción. A este respecto, se ha visto que el radio promedio de las partículas presentes en la atmósfera marciana está cercano a $1\ \mu m$, como también se ha observado en otros trabajos. Aunque el radio y la anchura de la distribución de tamaños es más o menos similar por la mañana y por la tarde, la concentración en volumen es mayor por la mañana ($0.29\ \mu m^3/\mu m^2$). La morfología del polvo presente en Marte es altamente irregular.

Respecto al espesor óptico de aerosoles (AOD), se ha establecido un valor medio de 0.656 a 1545 nm durante el periodo analizado que corresponde aproximadamente a los primeros mil soles del Rover *Perseverance*. El AOD decrece con la longitud de onda, pero con una variación pequeña, lo que confirma la presencia de partículas gruesas como el polvo. Además, el AOD es significativamente más grande por la mañana que por la tarde, coincidiendo con lo obtenido para la concentración en volumen. Sin embargo, parece que las diferencias de AOD con otros instrumentos de referencia que se focalizan en la atmósfera, como Mastcam-Z, son demasiado notables. A pesar de que el comportamiento general del AOD corresponde adecuadamente con el de Mastcam-Z (el valor medio de las diferencias de resultados es próximo a cero), las diferencias presentan mucha variabilidad (± 0.4). Por tanto, el AOD obtenido con SuperCam en este trabajo no es tan preciso como el de Mastcam-Z. El origen de esta imprecisión puede deberse a varios factores:

- Errores sistemáticos, por una parte, ya que, a diferencia de Mastcam-Z u otros instrumentos de medida de la atmósfera, SuperCam realiza medidas muy separadas en el tiempo. Perdiendo así la continuidad y probablemente omitiendo algunos eventos importantes que han ocurrido en la atmósfera. Además de esto, SuperCam utiliza espectroscopia en el infrarrojo, un rango espectral no tan aconsejable para medir parámetros relacionados con el aerosol como es el AOD.

- Errores metodológicos: El método iterativo que se propone resulta simple. A partir del método de Gauss-Newton se ha obtenido un número apreciable de casos (alrededor del 30 %) que ni si quiera convergen a una solución aceptable. Tal vez, un método de inversión amortiguado, como el de Levenberg-Marquadt [5], daría lugar a un mayor número de resultados válidos y más próximos a la solución. Por otra parte, se han supuesto valores como constantes, cuando en realidad, no lo son, como el movimiento del Sol durante la toma de medidas que se demora un tiempo tal vez no despreciable.
- Además de todo esto, se ha de tener en cuenta que, debido a la menor frecuencia de medida de SuperCam, las comparaciones de AOD con Mastcam-Z no se realizan a una misma hora, si no que tienen un margen de ± 1 sol, tiempo suficiente para la aparición de nubes, motas de polvo, etc. Además, puede que estas comparaciones correspondan a diferentes periodos del día (mañana y tarde) lo que, como se ha estudiado, da lugar a diferencias en concentraciones, tamaños y distribuciones de aerosoles.

A pesar de todos los posibles aspectos de mejoría, el método resulta útil para ver la evolución temporal del AOD en el cráter *Jezero*. Si bien existen instrumentos más precisos, como sería Mastcam-Z, resulta útil conocer este resultado, en caso de un fallo inesperado en alguno de estos instrumentos, o simplemente para comparar resultados y cerciorarse del buen comportamiento de ambos. Realizando una síntesis de los resultados de AOD se puede concluir que Marte cuenta con un ambiente turbio, con AODs considerablemente altos a lo largo de todo el año, aunque más notables durante la segunda mitad del año (a partir del sol 200 aproximadamente), cuando son más frecuentes las tormentas de polvo. Además, cabe destacar un aumento ligero en la turbiedad de la atmósfera por las mañanas en comparación con las tardes.

En base a los resultados obtenidos, se plantea como posibles trabajos futuros algunas tareas que mejoren el método propuesto.

- En primer lugar, tener en cuenta la posición exacta del Sol a la hora que se realiza cada medida para tener simulaciones más exactas.
- Utilizar un método de inversión con amortiguamiento, como el de Levenberg-Marquadt para encontrar soluciones más estables.
- Invertir el logaritmo del vector de propiedades $\ln(a)$ en lugar de a , para que la diferencia en el orden de magnitud de las propiedades no genere problemas.
- No invertir la fracción esférica, ya que parece ser que se puede asumir cercana a 0 %, y así reducir el número de incógnitas a resolver, lo que facilitará la convergencia del método.

- Intentar fomentar la toma de medidas más frecuentes y en el rango visible del espectro electromagnético por parte de SuperCam.

Referencias

- [1] Juan Carlos Antuña Sanchez. Configuración y metodología para el uso de cámaras de todo cielo en la obtención de parámetros atmosféricos. *Tesis doctorales UVa*, 2022.
- [2] R. Todd Clancy, Michael J. Wolff, and Philip R. Christensen. Mars aerosol studies with the mgs tes emission phase function observations: Optical depths, particle sizes, and ice cloud types versus latitude and solar longitude. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 108(E9), 2003.
- [3] Viúdez-Moreiras D., Lemmon M., Newman C.E., Guzewich s., and et al. Winds at the mars 2020 landing site: 1. near-surface wind patterns at jezero crater. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 127, 2022.
- [4] V. Dehant, H. Lammer, Y. N. Kulikov, J. M. Grießmeier, D. Breuer, O. Verhoeven, and et al. Planetary magnetic dynamo effect on atmospheric protection of early earth and mars. *Space Science Reviews*, 129(1-3):279–300, 2007.
- [5] O. Dubovik, D. Fuertes, P. Litvinov, A. Lopatin, and et al. A comprehensive description of multi-term lsm for applying multiple a priori constraints in problems of atmospheric remote sensing: Grasp algorithm, concept, and applications. *Frontiers in Remote Sensing*, 2:706–851, 2021.
- [6] O. Dubovik and M.D. King. A Flexible Inversion Algorithm for Retrieval of Aerosol Optical Properties from Sun and Sky Radiance Measurements. *J. Geophys. Res.*, 105(D16):20,673–20,696, 2000.
- [7] C. G. Honninger, U. von Friedeburg, and Platt. Multi axis differential optical absorption spectroscopy. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 4:231–254, 2004.
- [8] Scott D. Guzewich, Michael D. Smith, and Michael J. Wolff. The vertical distribution of martian aerosol particle size. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 119(12):2694–2708, 2014.
- [9] A. H. Strahler and J. P. Muller. Modis brdf/albedo product: Algorithm theoretical basis document. *MODIS Science Team*, 1999.
- [10] M. Herreras-Giralda, P. Litvinov, O. Dubovik, Y. Derimian, T. Lapyonok, D. Fuertes, O. Sourdeval, R. Preusker, and J. Fischer. Thermal emission in the successive orders of scattering (sos) radiative transfer approach. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 291:108327, 2022.

- [11] J. F. Bell III, J. N. Maki, M. A. Ravine, and et al. The mars 2020 perseverance rover mast camera zoom (mastcam-z) multispectral, stereoscopic imaging investigation. *Space Science Reviews*, 217:24, 2021.
- [12] D.G. Kaskaoutis and H.D. Kambezidis. Investigation into the wavelength dependence of the aerosol optical depth in the athens area. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132:2217–2234, 2007.
- [13] Moses Kayanda Kiteto and Cleophas Achisa Mecha. Insight into the bouguer-beer-lambert law: A review. *Sustainable Chemical Engineering*, 5:567–587, 2024.
- [14] M. T. Lemmon, M. D. Smith, D. Viudez-Moreiras, M. de la Torre-Juarez, A. Vicente-Retortillo, A. Munguira, A. Sanchez-Lavega, R. Hueso, G. Martinez, B. Chide, R. Sullivan, D. Toledo, L. Tamppari, T. Bertrand, J. F. Bell III, C. Newman, M. Baker, D. Banfield, J. A. Rodriguez-Manfredi, J. N. Maki, and V. Apestigue. Dust, sand, and winds within an active martian storm in jezero crater. *Geophysical Research Letters*, 49(17):e2022GL100126, 2022.
- [15] J. Lenoble, M. Herman, J.L. Deuzé, B. Lafrance, R. Santer, and D. Tanré. A successive order of scattering code for solving the vector equation of transfer in the earth’s atmosphere with aerosols. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 107(3):479–507, 2007.
- [16] Xiaowen Li, Alan H Strahler, et al. Geometric-optical bidirectional reflectance modeling of the discrete crown vegetation canopy: Effect of crown shape and mutual shadowing. *IEEE transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30(2):276–292, 1992.
- [17] J.A. Manrique, A. Lopez-Reyes, G. abd Cousin, S. Maurice, R.C. Wien, and et al. Supercam calibration targets: Design and development. *Space Science Reviews*, 216:138, 2020.
- [18] S. Maurice, R.C. Wien, P. Caïs, and et al. The supercam instrument suite on the mars 2020 rover: Science objectives and mast-unit description. *Space Science Reviews*, 217:47, 2021.
- [19] Joseph R. Michalski, Tullis C. Onstott, Stephen J. Mojzsis, John Mustard, Queenie H. S. Chan, Paul B. Niles, and Sarah Stewart Johnson. The martian subsurface as a potential window into the origin of life. *Nature Geoscience*, 11:21–26, 2018.
- [20] A. Mittelholz, A. Morschhauser, C. L. Johnson, B. Langlais, R. J. Lillis, F. Vervelidou, and B. P. Weiss. The mars 2020 candidate landing sites: A magnetic field perspective. *Earth and Space Science*, 5:410–424, 2018.

- [21] Robin Ramstad and Stas Barabash. Do intrinsic magnetic fields protect planetary atmospheres from stellar winds? *Space Science Reviews*, 217(36), 2021.
- [22] Adele Richardson. *Mars*. Capstone Press, Minnesota 56002, 2007.
- [23] J.A. Rodriguez-Manfredi, M. de la Torre Juarez, A. Alonso, V. Apéstigue, and et al. The mars environmental dynamics analyzer, meda. a suite of environmental sensors for the mars 2020 mission. *Space Science Reviews*, 217(48), 2021.
- [24] J.A. Rodriguez-Manfredi, M. de la Torre Juarez, A. Sanchez-Lavega, and et al. The diverse meteorology of jezero crater over the first 250 sols of perseverance on mars. *Natural Geoscience*, 16:19–28, 2023.
- [25] R. Román, Juan Carlos Antuña Sanchez, Ramiro Gonzalez, David Mateos, César López, D. Fuertes, M. Herreras-Giralda, B. Torres, C. Toledano, O. Dubovik, V.E. Cachorro, and A.M. de Frutos. Retrieval of aerosol properties using relative radiance measurements from an all-sky camera. *Atmospheric Measurement Techniques*, 15:407–433, 2022.
- [26] R. Román, J.A. Benavent-Oltra, J.A. Casquero-Vera, A. Lopatin, A. Cazorla, H. Lyamani, C. Denjean, D. Fuertes, D. Pérez-Ramírez, B. Torres, C. Toledano, O. Dubovik, V.E. Cachorro, A.M. de Frutos, F.J. Olmo, and L. Alados-Arboledas. Retrieval of aerosol profiles combining sunphotometer and ceilometer measurements in grasp code. *Atmospheric Research*, 204:161–177, 2018.
- [27] Juhan Ross. *The radiation regime and architecture of plant stands*. Dr. W. Junk Publ., 1981.
- [28] Michael D. Smith. Spacecraft observations of the martian atmosphere. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36:191–219, 2008.
- [29] Michael D. Smith. Themis observations of mars aerosol optical depth from 2002–2008. *Icarus*, 202(2):444–452, 2009.
- [30] Michael D. Smith, Germán M. Martínez, Mark T. Lemmon, and et al. Diurnal and seasonal variations of aerosol optical depth observed by meda/tirs at jezero crater, mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 128, 2023.
- [31] A. Sánchez-Lavega, E. Larsen, T. del Rio-Gaztelurrutia, J. Hernández-Bernal, I. Ordóñez-Etxebarria, R. Hueso, T. Bertrand, M. Lemmon, M. de la Torre Juarez, and G. M. Martínez. Martian atmospheric disturbances from orbital images and surface pressure at jezero crater, mars, during martian year 36. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 129(1), 2025. First published: 01 January 2025.

- [32] Andrew K. Thorpe and Dar A. Roberts. Point source emissions mapping using the airborne visible/infrared imaging spectrometer (aviris). *Proceedings of SPIE-The International Society for Optical Engineering*, 8390, 2012.
- [33] C. Toledano. *Climatología de los aerosoles mediante la caracterización de propiedades ópticas y masas de aire en la estación 'El Arenosillo' de la red AERONET*. PhD thesis, Universidad de Valladolid, December 2005.
- [34] M. G. Trainer, M. H. Wong, T. H. McConnochie, H. B. Franz, S. K. Atreya, P. G. Conrad, and et al. Seasonal variations in atmospheric composition as measured in gale crater, mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 124:3000–3024, 2019.
- [35] B. P. Weiss, D. W. Beaty, H. Y. McSween, B. L. Carrier, A. D. Czaja, Y. S. Goreva, and et al. Paleomagnetic studies of returned samples from mars: 2nd international mars sample return 2018. 2018.
- [36] Klaus Willeke, Paul A Baron, and T Martonen. *Aerosol measurement: principles, techniques, and applications*, volume 876. Van Nostrand Reinhold New York, 1993.
- [37] Robin D. Wordsworth. The climate of early mars. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 44:381–408, 2016.