



Universidad de Oviedo



ESCUELA POLITECNICA DE  
MIERES

TRABAJO FIN DE MASTER

**BÚSQUEDA DE ESTRUCTURAS DE  
IMPACTO DE METEORITO  
MINERALIZADAS EN LA PENÍNSULA  
IBÉRICA USANDO IMÁGENES  
SENTINEL 2**

DAVID GARCIA DE LA FUENTE

**Máster en Geotecnología y Desarrollo de Proyectos SIG**

JUNIO - 2023



# Índice

I.	INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS .....	1
1.1	Tipos De Meteoritos.....	2
1.2	Estructuras De Impacto, Como Reconocerlas .....	7
1.	Formación del Cráter.....	7
2.	Evidencias del cráter .....	9
3.	Trazas del proyectil.....	10
4.	Deformaciones por la onda de choque.....	10
II.	MATERIALES y METODOS .....	13
2.1	Contexto geológico .....	13
2.2	Base De Datos Cartográfica.....	14
2.3	Análisis mineralógico usando índices espectrales .....	15
III.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN .....	17
3.1	Base de datos cartográfica de posibles impactos .....	17
3.2	Análisis espectral de un posible impacto .....	19
	Minerales arcillosos.....	21
	Óxidos férricos.....	24
	Minerales ferrosos.....	27
	Óxidos de hierro.....	30
	Srmir/Red.....	33
	Silicatos ferrosos.....	35
	Hierro férrico 3+ .....	38
	Green/Red .....	40
IV.	POTENCIAL ECONÓMICO .....	43
V.	CONCLUSIONES.....	43
VI.	BIBLIOGRAFIA .....	44
VII.	ANEXO .....	47



## Búsqueda de estructuras de impacto de meteorito mineralizadas en la Península Ibérica usando imágenes Sentinel 2

David García de la Fuente

*uo256903@uniovi.es*

---

**Resumen:** En la Península Ibérica no se ha confirmado ninguna estructura de impacto hasta la fecha. Este estudio se centra en la búsqueda de posibles estructuras de impacto en la Península Ibérica. Se ha creado una geodatabase que recopila información geológica relevante en ubicaciones con estructuras geológicas compatibles con la geometría provocada por un impacto. Durante la investigación surge la posibilidad de la primera estructura de impacto confirmada en la Península, ubicada en la cuenca de Alhabia-Tabernas, en la provincia de Almería. Mediante el uso de software libre concorde a la teledetección, se han analizado imágenes del óptico en el territorio en que se ubicaba el impacto. Se han aplicado varios índices espectrales relacionados con la composición geológica y mineralógica. El objetivo es comparar los valores de los índices dentro y fuera de la zona que ha sido marcada como afectada por el impacto. Se han usado descriptivos estadísticos y un t-test para valorar estadísticamente las poblaciones de índices para corroborar si existen indicios de alteración mineralógica compatible con la descrita en otras áreas mineralizadas por este fenómeno. Con el uso de imágenes de satélite se busca también ubicar con exactitud la zona posiblemente impactada y confirmar la viabilidad económica del hallazgo, así como seguir investigando el área de estudio.

**Abstract:** No confirmed impact structure has been identified in the Iberian Peninsula to date. This study focuses on the search for possible impact structures in the Iberian Peninsula. A geodatabase has been created that collects relevant geological information at locations with geological structures compatible with the geometry caused by an impact. During the research, the possibility of the first confirmed impact structure on the Peninsula arises, located in the Alhabia-Tabernas basin, in the province of Almería. Through the use of free software consistent with remote sensing, images of the optical in the territory where the impact was located have been analyzed. Several spectral indices related to the geological and mineralogical composition have been applied. The objective is to compare the values of the indices inside and outside the zone that has been marked as affected by the impact. Statistical descriptors and a t-test have been used to statistically assess the index populations to corroborate whether there are signs of mineralogical alteration compatible with that described in other areas mineralized by this phenomenon. With the use of satellite images, it is also sought to accurately locate the possibly impacted area and confirm the economic viability of the finding, as well as to continue investigating the study area.

---

### I. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

El concepto tradicional de meteoritos se refiere a cuerpos sólidos que atraviesan la atmósfera de la Tierra hasta aterrizar en la superficie terrestre. Sin embargo, en las últimas décadas, esta definición ha sido objeto de cambios incluida una revisión debido a tres objetos reconocidos por la NomCom (Meteoritical Society's Committee on Meteorite Nomenclature). Estos objetos incluyen dos condritas de **dos milímetros** descubiertas entre las muestras de la Luna recolectadas durante las misiones del Apolo, y conocidas como meteoritos Bench Crater (McSween, 1976; Zolensky et al., 1996) y Hadley Rille (Haggerty, 1972; Grossman, 1997; Rubin, 1997). El tercer objeto trata de un meteorito metálico dentro de la categoría IAB encontrado en la superficie de Marte por el rover Opportunity, denominando al meteorito Meridiani Planum (Connolly et al., 2006; Schröder et al., 2008). Estos tres casos, junto a otros posibles meteoritos dentro de la Luna y de Marte aún sin nombrar dan por hecho de que el término meteorito debe ser revisado, porque no caen solo en la superficie terrestre, dado que pueden ocurrir en cualquier cuerpo celestial. Además, otro problema que ha surgido es el relacionado con los meteoritos "fabricados" por el ser humano. En esta categoría entran objetos sólidos lanzados a la estratosfera y que eventualmente, caerán a la Tierra.

Debido a esto se considera **meteorito** a cualquier objeto sólido de tamaño superior a 10  $\mu\text{m}$  derivado de un cuerpo celestial (meteoroides o asteroides) que fue transportado por causas naturales del cuerpo donde se formó

a una región fuera del campo gravitatorio dominante del cuerpo y que acaba colisionando con un cuerpo natural o artificial de un tamaño superior al del propio cuerpo.

Dicho esto, un **meteoroides** sería un cuerpo natural sólido que se mueve a través de un espacio interplanetario con un tamaño entre 10  $\mu\text{m}$  y 1 m, considerándose **micrometeoroides** si el tamaño oscila entre 10  $\mu\text{m}$  y 2 mm.

En la actualidad, de acuerdo con la EID (Earth Impact Database) se han identificado alrededor de 170 estructuras de impacto en la superficie terrestre, con diámetros de unas decenas de metros hasta cientos de kilómetros. Como se puede observar en la Figura 1, en España a día de hoy, no existen estructuras confirmadas de impacto, aunque se sabe que ha habido impactos ya que existe una capa del registro sedimentario que se ha demostrado de forma inequívoca que fue originada por impacto meteorítico. Esta es la capa de arcilla del límite Cretácico-Terciario.



FIGURA 1. Mapa de todos los cráteres de impactos confirmados en la Tierra por la EID (Earth Impact Database).

El objetivo principal de este trabajo reside en la elaboración de una base de datos cartográfica para la búsqueda de zonas que puedan tener interés mineralógico asociado a impactos de meteoritos. Estos emplazamientos deberán ser áreas que, por su estructura, composición elemental y mineralógica puedan ser catalogadas como potencialmente originadas por impacto de meteoritos en la Península Ibérica. Para este estudio preliminar utilizaremos software libre. Además, se pretende elaborar un método para rastrear zonas de rocas intensamente alteradas usando índices espectrales en imágenes de satélite Sentinel 2. Los impactos de meteoritos, si tienen suficiente tamaño y densidad, alteran la roca y pueden llegar a generar aureolas de rocas intensamente rotas y alteradas alrededor del lugar de impacto.

Antes de abordar el trabajo experimental revisaremos los principales tipos de meteoritos que podemos encontrar y las estructuras y evidencias geológicas que nos permitirían identificar un área de interés potencial.

### 1.1 Tipos De Meteoritos

Según los minerales que componen el meteorito, estos se dividen en tres tipos:

- Meteoritos metálicos: Gran parte de hierro y níquel.

- Meteoritos pedregosos, principalmente compuestos de minerales de silicato:
  - Condritas
  - Acondritas
- Meteoritos pedregoso-metálico: Mezcla de material metálico y pedregoso.

#### *Meteoritos metálicos*

Son meteoritos muy pesados y fáciles de identificar, dado que se les adhiere un imán con destreza. Estos son maleables y experimentan oxidación superficial mediante el proceso de hidratación al entrar en contacto con agua o la humedad del entorno. Se llaman sideritos y están formados mayoritariamente por hierro y níquel en menor medida. En porcentajes menores, en torno al 1%, pueden incluir Cobalto, junto a cantidades mínimas de Azufre, Fosforo, trazas de Cromo y Carbono (Lozano, 2013).

El origen de los meteoritos se deriva de la fragmentación de asteroides o pequeños planetas diferenciados en el Sistema Solar, conocidos como *cuerpo padre*. Los elementos metálicos pesados, como el hierro y el níquel, se infiltran en el interior del cuerpo hasta formar un núcleo similar al de la Tierra. Además, los sideritos también se pueden formar debido a impactos significativos en la superficie del *cuerpo padre*. Para que un meteorito alcance la Tierra, se requiere que un objeto de gran tamaño impacte en el *cuerpo padre*, provocando su fragmentación y dejando que los fragmentos metálicos adquieran una nueva trayectoria hacia la órbita terrestre. Luego, estos fragmentos son aprovechados y pueden penetrar la atmósfera terrestre (Goldstein et al., 2009).

Al igual que otros meteoritos, cuando el metal penetra en la atmósfera terrestre, la fricción con los gases provoca la fusión superficial del material, dando lugar a un proceso conocido como ablación (Trigo-Rodríguez, 2012a). Este fenómeno genera características distintivas en la superficie del meteorito, denominados *regmaglifos*. Estos *regmaglifos* son cavidades cóncavas, generalmente alargadas y, a veces, alineadas en la dirección del vuelo del objeto. El metal presenta una mayor resistencia al calor en comparación con otros tipos de meteoritos, lo que hace que muchas veces no se fragmente en el aire. Por esta razón, los sideritos pueden alcanzar dimensiones enormes, como el meteorito más grande del mundo, que pesa 60 toneladas y se encuentra en el mismo lugar donde impactó (Hoba, Namibia; Spencer, 1932).

El siderito de Retuerta del Bullaque (Ciudad Real, Fig. 2) es el último meteorito encontrado en España (Lozano et al., 2013). Este hallazgo se suma a la corta lista de sideritos españoles, que incluye los meteoritos de Colomera, Granada (Dorronsoro y Moreno Martín, 1934), Quesa, Valencia (Boscá y Casanoves, 1899) y Zaragoza (Weisberg et al., 2009).



FIGURA 2. Siderito de Retuerta del Bullaque (Ciudad Real), último meteorito encontrado en España.

Como se ha mencionado anteriormente el explorador Opportunity, en su misión en Marte, descubrió cerca del lugar de aterrizaje, el cráter Meridiani Planum, varios meteoritos dispersos por los alrededores. El fragmento principal estaba compuesto por un 93% de Fe y 7% de Ni y fue llamado Heat Shield Rock, dado que estaba cerca de donde aterrizó el robot (Squyres., et al 2004).

### *Meteoritos pedregosos*

#### *A. Condritas:*

Son fragmentos procedentes de cuerpos con diámetros de tan solo unos cientos de kilómetros y que no han experimentado procesos de diferenciación química. Estos meteoritos representan bloques fósiles que contienen información valiosa sobre la historia temprana del sistema solar. Son de gran utilidad debido a que conservan materiales que formaban parte del disco protoplanetario incluso antes de la formación del propio Sistema Solar (Trigo-Rodríguez, 2013a). El estudio de estos meteoritos se centra en comprender el origen y las condiciones físico-químicas del Sistema Solar, ya que sus componentes minerales son fundamentales para datar los procesos de formación de los primeros planetas. Además, pueden servir como estándares para comprender la composición del Sol.

Trigo-Rodríguez y Martínez-Jiménez (2013b) determinaron los principales componentes de las condritas:

- **Cóndrulos:** Son esferas ígneas que dan origen a su nombre. Se distinguen dos tipos: Tipo I, rico en Óxido de Hierro (FeO), y Tipo II, pobre en este componente. Se forman en condiciones protoplanetarias y presentan características diversas. Algunos son una mezcla de granos de olivino y piroxeno, mientras que otros contienen inclusiones internas de óxidos, metales y sulfuros.
- **Matriz:** Está compuesto por partículas de minerales de grano fino (polvo) provenientes de la nebulosa de origen. Es una mezcla de varios componentes, como fragmentos de cóndrulos, granos metálicos, óxidos refractarios, materia orgánica, entre otros.
- **Inclusiones refractarias:** Las más importantes son aquellas ricas en calcio y aluminio. Según el modelo propuesto por Shu et al. (2001), son el resultado del calentamiento de agregados de polvo con una composición similar a la del Sol. Estas inclusiones se consideran fósiles del Sistema Solar debido a su amplia variedad de anomalías isotópicas, lo que permite datar los primeros materiales sólidos de nuestro sistema solar.
- **Granos metálicos y sulfuros:** Mayoritariamente son aleaciones en diversas proporciones de Fe-Ni, aunque también son comunes los sulfuros de hierro (Fe).

Dependiendo de la procedencia o de la composición, se distinguen cuatro clases de condritas, pese a que en este trabajo se hable principalmente de tres. Trigo-Rodríguez y Martínez-Jiménez (2013b) realizaron la siguiente clasificación (Fig. 3):

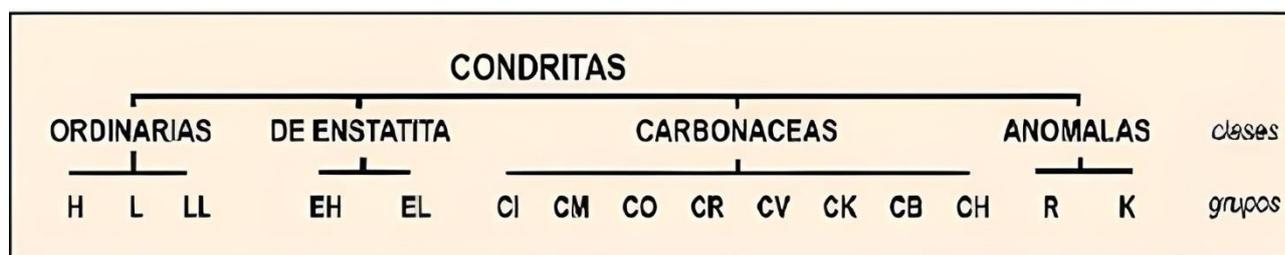


FIGURA 3. Clases y grupos principales de condritas identificados hasta la fecha (Trigo-Rodríguez y Martínez-Jiménez, 2013b).

**Condritas ordinarias:** Proviene de asteroides de tamaño moderadamente grande, con diámetros de cientos de kilómetros. Estos asteroides han experimentado calentamiento debido al metamorfismo, aunque sus materiales no se han fundido debido al calor generado por la desintegración de los isótopos radiactivos primordiales. Son las condritas más comunes, representando el 74% de las caídas de meteoritos (Grady, 2000). Se dividen en tres grupos según su contenido de hierro y su distribución entre la fase metálica y los silicatos que las componen. Para diferenciarlos, se examina la proporción de hierro que forma granos metálicos y cómo varía en forma oxidada (FeO) en el meteorito. Por ejemplo, el grupo H tiene más hierro metálico que el grupo L, y a su vez, el grupo LL tiene cóndrulos de mayor tamaño.

**Condritas de enstatita:** Reciben su nombre del mineral que constituye su composición, la enstatita ( $\text{MgSiO}_3$ ). Sus componentes minerales se condensaron en un entorno más reductor, es decir, en ausencia de oxígeno gaseoso. Se dividen en dos grupos, EH y EL, según su contenido de hierro en peso, siendo EH si es del 30% y EL si es del 25%. Debido a su formación en condiciones altamente reductoras en comparación con otras condritas, contienen silicatos con bajo contenido de hierro, silicio en fase metálica, así como sulfuros, metales y nitruros, estos últimos son muy inusuales en los meteoritos. Debido a su composición química y sus relaciones isotópicas de oxígeno similares a las rocas de la Tierra, estas condritas de enstatita se consideran posibles bloques precursores de los materiales terrestres. (Wasson, 1985; Trigo-Rodríguez, 2012 a, b).

**Condritas carbonáceas:** Se trata de agregados formados en las regiones externas del disco protoplanetario. Exhiben anomalías isotópicas asociadas al medio interestelar y se encuentran almacenadas en asteroides de pequeño tamaño presentes en esas mismas regiones. Se les denomina condritas carbonáceas debido a la presencia de carbono (materia orgánica) en la matriz, en concentraciones que suelen oscilar entre el 1% y el 4%, siendo el más rico de los grupos. El *cuerpo padre* de estas condritas debe tener un diámetro aproximado de entre 40 y 100 km. A lo largo de eones, han experimentado colisiones que han fragmentado el *cuerpo padre* en unidades más pequeñas, permitiendo así que lleguen a la Tierra. Debido a la presencia de materia orgánica, han sido objeto de estudio. Inicialmente, se esperaba que las primeras condritas estuvieran contaminadas, como en el caso de Alais, Kaba y Cold Bokkeveld. Sin embargo, al constatar que no estaban contaminadas (aunque se desconoce en qué medida), surge la posibilidad de que la materia orgánica provenga del espacio exterior. A partir de la caída de meteoritos como el de Pueblito de Allende o Murchison, se han identificado y clasificado ocho grupos distintos de condritas carbonáceas. Se sugiere que muchos de estos meteoritos se originaron en cuerpos consolidados en regiones frías, donde la materia orgánica y el hielo pueden mantenerse estables. En este proceso, al mezclar con minerales de mayor refractariedad, se incorporan partículas de hielo en la estructura de las condritas, así como minerales hidratados poco comunes.

Con anterioridad, fue mencionado que dos meteoritos encontrados en la Luna son condritas. El primer meteorito descubierto fuera de la Tierra, fue el Bench Crater. Este meteorito fue descubierto en la Luna por los astronautas de la misión del Apolo 12 y se corresponde como una condrita carbonácea. Su diámetro era de unos pocos milímetros. El otro meteorito localizado en la Luna es el meteorito Hadley Rille, durante la misión Apolo 15. A diferencia del anterior, este es una condrita de enstatita. Este meteorito tenía un diámetro de 1 a 2 milímetros. Además de un peso de 3 milímetros conteniendo minerales como enstatita, kamacita, sílice, troilita o albita.

#### B. Acondritas:

Moyano-Camero y Trigo-Rodríguez (2013) definen las acondritas como meteoritos diferenciados, lo que significa que han experimentado procesos de diferenciación química. Estos meteoritos provienen de la superficie de cuerpos planetarios con diámetros de varios cientos de kilómetros. Cuando un cuerpo de este tipo sufre un impacto significativo, gran parte de su material es expulsado fuera de su campo gravitacional, y puede pasar millones de años hasta que estos fragmentos adquieran una trayectoria que los dirija hacia la Tierra. Las acondritas están compuestas principalmente por minerales secundarios de naturaleza ígnea, resultado del proceso de diferenciación. Durante este proceso, los minerales primarios se funden, lo que constituye la principal diferencia con respecto a las condritas, ya que las acondritas no conservan cóndrulos en su estructura.

La naturaleza de las acondritas depende de la composición de su *cuerpo padre*, es decir, el cuerpo del cual se originaron. Estos cuerpos experimentan un proceso de diferenciación en el cual los componentes se segregan, con los materiales más pesados moviéndose hacia el interior y los más ligeros hacia la superficie. Durante la diferenciación y posterior fundición de los materiales, ocurre una recristalización que da lugar a la formación de nuevos minerales. Este proceso destruye los cóndrulos, que son estructuras características de otros tipos de meteoritos. Por lo tanto, las acondritas se definen como productos ígneos resultantes de la recristalización de minerales en la corteza de cuerpos que han experimentado diferenciación. Debido a que se originan en la superficie de su *cuerpo padre*, las acondritas suelen ser pobres en metal y están compuestas principalmente por silicatos como el olivino, el piroxeno y los feldespatos.

Dependiendo del origen de las acondritas se pueden dividir en varios grupos (Moyano-Camero y Trigo-Rodríguez, 2013), las más famosas son las procedentes de la Luna y de Marte. Debido a su cercanía y su mayor

estudio, estas no son las más numerosas, ya que hay múltiples acondritas cuyo *cuerpo padre* es desconocido. Las más numerosas son las acondritas basálticas, cuyo origen puede ser el asteroide Vesta, también llamadas acondritas HED y que son más abundantes que las marcianas y lunares juntas:

**Acondritas de tipo HED:** Meteoritos diferenciados basálticos que pueden ser encontrados en la superficie de la Tierra. La edad de cristalización de estos meteoritos indica que su *cuerpo padre* experimentó un proceso de diferenciación entre aproximadamente 4.550 y 4.400 millones de años atrás. Esto sugiere que los procesos magmáticos en el *cuerpo padre* comenzaron temprano y tuvieron una duración relativamente corta, ya que el cuerpo se enfrió en un período de tiempo relativamente corto. Un ejemplo de un cuerpo que se ajusta a estas características es el asteroide Vesta.

Dentro de las acondritas basálticas, existen varias familias que incluyen a las howarditas, eucritas y diogenitas. Estas familias presentan diferencias en su composición química y mineralógica, pero se cree que pueden tener un origen común debido a similitudes en los cocientes isotópicos de oxígeno. Las howarditas están compuestas principalmente por ortopiroxenos y plagioclasas con bajo contenido de sodio. Sin embargo, también se pueden encontrar fragmentos de roca que son una mezcla de eucritas y diogenitas.

Las eucritas, por otro lado, son lavas basálticas similares a las de la Tierra, pero con menor oxidación y una estructura cristalina en la cual las plagioclasas ricas en calcio rodean a los piroxenos con bajo contenido de calcio. Es más común encontrar plagioclasas ricas en calcio y piroxenos ricas en metal en las acondritas en general.

Por último, las diogenitas son ricas en grandes cristales de ortopiroxenos que pueden formarse como acumulaciones y solidificaciones en el fondo de cámaras magnéticas. Estas rocas tienen una composición distintiva debido a su formación en condiciones específicas.

**Acondritas lunares:** Proceden de nuestro satélite, cuyo tamaño concuerda con las dimensiones para sufrir diferenciación, siendo sus meteoritos acondriticos. No obstante, la Luna se enfrió muy rápido, consolidando rasgos primordiales de los cuerpos que la constituyeron (Papike et al., 1998). Las acondritas lunares son objeto de interés científico, debido a que muestran una variedad litológica pese a que todas las muestras de las misiones Apolo son de puntos muy próximos del satélite.

La cantidad de meteoritos acondriticos lunares que poseemos es relativamente pequeña en comparación con la cercanía de la Luna. Hasta la fecha, se han encontrado alrededor de 170 meteoritos acondriticos provenientes de la Luna (Moyano-Camero y Trigo-Rodríguez, 2013). La falta de una atmósfera apreciable en la Luna ha permitido que el satélite haya sido impactado directamente por una multitud de objetos desde su formación, como se evidencia en su superficie (Ortiz et al., 2006). La Luna carece de actividad geológica observable y los primeros metros de su corteza están compuestos por regolito, una mezcla de polvo lunar, fragmentos de meteoritos y restos de roca madre depositados por la fuerza gravitatoria de los impactos. Estos regolitos se ven afectados por impactos posteriores, el viento solar y la radiación cósmica, lo que provoca su mezcla, compactación y, en ocasiones, fusión, dando lugar a brechas regolíticas. Por lo tanto, las acondritas lunares están formadas por estos agregados, aunque no todas están compuestas del mismo material.

En la Luna existen dos regiones distintas: las tierras altas, que corresponden a la parte clara, y los mares, que son la parte oscura. Las tierras altas están compuestas principalmente por anortosita, una roca con un contenido superior al 90% de feldespato rico en aluminio del tipo plagioclasa cálcica, y un máximo del 10% de piroxenos y olivino, entre otros minerales. Estas rocas se formaron a partir del enfriamiento y solidificación de magmas o lavas a gran profundidad, que se elevaron lentamente hasta la superficie, lo que permitió la formación de cristales visibles a simple vista debido al enfriamiento lento.

Por otro lado, los mares lunares están compuestos por minerales que se forman a partir de la cristalización de magmas que surgieron tras grandes impactos y se conocen como basaltos. Estas rocas se formaron debido al rápido enfriamiento de los magmas al llegar a la superficie en un corto período de tiempo, lo que resultó en un tamaño de grano fino que no es visible a simple vista. Los basaltos lunares contienen un contenido

feldespático, pero presentan minerales más ricos en hierro y pobres en aluminio, como piroxenos, olivino e ilmenita (Moyano-Cambero y Trigo-Rodríguez, 2013).

El primer meteorito acondritico Lunar fue el Alan Hills 81005 en la Antártida. En el meteorito de North West África, se encontraron las dos litologías bien diferenciadas. Sin embargo, la diferenciación entre estos tipos de meteoritos puede resultar difícil debido a que, al ser pobres en hierro, presentan similitudes con las rocas terrestres. Además, no se ha visto caer ninguno, por lo que todo son teorías.

**Acondritas marcianas:** El descubrimiento de acondritas de origen lunar impulsó la investigación acerca de la posible existencia de acondritas provenientes de Marte, el planeta rojo. A diferencia de la Luna, Marte cuenta con una atmósfera, aunque aparentemente menos densa que la de la Tierra. Esto significa que los meteoritos marcianos pueden contener gases capturados de la atmósfera durante el proceso de eyección. Como resultado, se podrían obtener datos sobre las variaciones en la composición atmosférica de los gases presentes en diferentes meteoritos marcianos en distintos momentos.

Los meteoritos marcianos exhiben una corteza de fusión más evidente en comparación con los meteoritos lunares, aunque esta característica se vuelve menos distinguible con el paso del tiempo. Sin embargo, donde se encuentran diferencias notables en su composición química. Por ejemplo, la proporción de magnesio en relación al silicio (Mg/Si) y la proporción de aluminio en relación al silicio (Al/Si) son menores en los meteoritos marcianos en comparación con la media de las rocas terrestres.

La presencia de una atmósfera en Marte actúa como una barrera que impide que gran parte del material procedente del espacio alcance la superficie del planeta. Como resultado, hay menos impactos directos en Marte en comparación con la Luna, y la formación de brechas regolíticas no es tan común.

Según Moyano-Cambero y Trigo-Rodríguez (2013) se han detectado 130 acondritas marcianas, un número similar al de acondritas lunares. Además, se han visto caer 5 meteoritos marcianos. Los tres primeros meteoritos recuperados son el Chassigny, Shergotty y Nakhla, al ser distintos, se clasifican en tres categorías, shergotitas, nakhlitas y chassignitas.

En Marte, existen dos grandes zonas diferenciadas en su superficie, aparte de los polos: el sur, que ocupa parte del ecuador y su hemisferio y la zona norte. Su diferencia reside en la edad, la sur formada entre 4.500 y 3.900 Ma mientras que la zona norte hace 3.000 Ma. En la zona Sur hay evidencias de impactos, con múltiples cráteres (Anguita, 1998), mientras que la norte es más plana, con menos cráteres. A la hora de estudiar los meteoritos marcianos, no se aprecia ninguna diferencia de regiones, dado que las edades de cristalización no concuerdan con las zonas, por lo que no son una representación fiel de estos territorios.

### *Meteoritos pedregosos-metálicos*

Llamados litosideritos o meteoritos mixtos, ya que se componen por metales como el Hierro y Níquel y silicatos en la misma proporción. Son los meteoritos más raros de ver, no llegan ni al 2% de los meteoritos que caen en la Tierra.

## **1.2 Estructuras De Impacto, Como Reconocerlas**

Pese al poco número de estructuras de impacto localizadas en nuestro planeta, este número no refleja la cantidad de meteoritos que provienen del espacio. Cada día nos impactan multitud de pequeños cuerpos, pero debido a circunstancias como pueden ser la composición química, el pequeño tamaño o el lugar donde impacta nunca llegamos a tener constancia de su existencia.

A continuación, se revisan las evidencias más claras de impacto.

### **1. Formación del Cráter**

En la Tierra, la oportunidad de poder encontrar un cráter es de una cada 25 o 100 mil años. Dado este dato, el número de cráteres que podemos encontrar en la Tierra es realmente pequeño comparado con el de nuestro

satélite La Luna donde los cráteres de impacto son el proceso geológico principal. Una de las razones por la que encontramos pocos cráteres en nuestro planeta es la continua erosión que los agentes geomorfológicos activos, como son la gravedad, el agua o el viento, ejercen sobre la superficie. Sin embargo, en otros planetas y lunas del Sistema Solar el proceso de impacto es el agente geológico más importante, como es el caso de Marte, Venus o Mercurio (Spall, 1986).

La mayoría de los cráteres con potencial económico se producen tras el impacto de un meteorito metálico. Durante el impacto se llegan a proyectar toneladas de rocas formando un manto. Además, es posible que se pueda encontrar algún material metálico en el interior del cráter, aunque la mayoría del metal se funde durante el evento.

De acuerdo con Shoemaker (1963), los procesos para que se forme un cráter al impactar un meteorito se observan en la Figura 4:

1. En primer lugar, el meteorito alcanza la superficie.
2. El meteorito entra en el terreno, comprimiendo y fundiendo las rocas que encuentra a su paso. Además, las aplana debido a la compresión y al flujo lateral.
3. La onda de rarefacción se refleja a través del meteorito y este se descomprime, pero sigue avanzando. La mayor parte de la energía se ha transferido a las rocas comprimidas y fundidas próximas al meteorito.
4. Las rocas fundidas y comprimidas junto al meteorito son arrastrados lateralmente a lo largo del camino de penetración. El meteorito se convierte en el revestimiento de una cavidad temporal.
5. La onda de choque se propaga lejos de la cavidad que se expande y se fusiona mientras las rocas impactadas fuertemente por el meteorito y el material meteorítico son disparados de la masa en movimiento.
6. Un escudo de brecha, es decir de fragmentos mixtos junto con roca fundida y material meteorítico se forma alrededor de la cavidad. El choque es reflejado como una onda de rarefacción de la superficie del terreno y el impulso está atrapado por encima del material de la cavidad.
7. El choque y las ondas de rarefacción reflejadas alcanzan un límite en el que los lechos sedimentarios de la superficie de la Tierra serán volcados. El material detrás de la onda es lanzado a lo largo de la trayectoria.
8. Los fragmentos arrojados fuera del cráter mantienen posiciones relativas próximas, excepto por el material lanzado a gran altura. El escudo de brecha con material mixto y la roca fundida se cortan a lo largo de las paredes del cráter, la parte superior de la brecha es expulsada.
9. Los fragmentos lanzados por trayectorias bajas aterrizan apilándose en orden invertido al de expulsión. Los fragmentos de brecha mixta a lo largo de las paredes del cráter se desploman hacia el centro, estos fragmentos que fueron lanzados a gran altura aterrizan abajo para formar una capa de escombros mezclados.

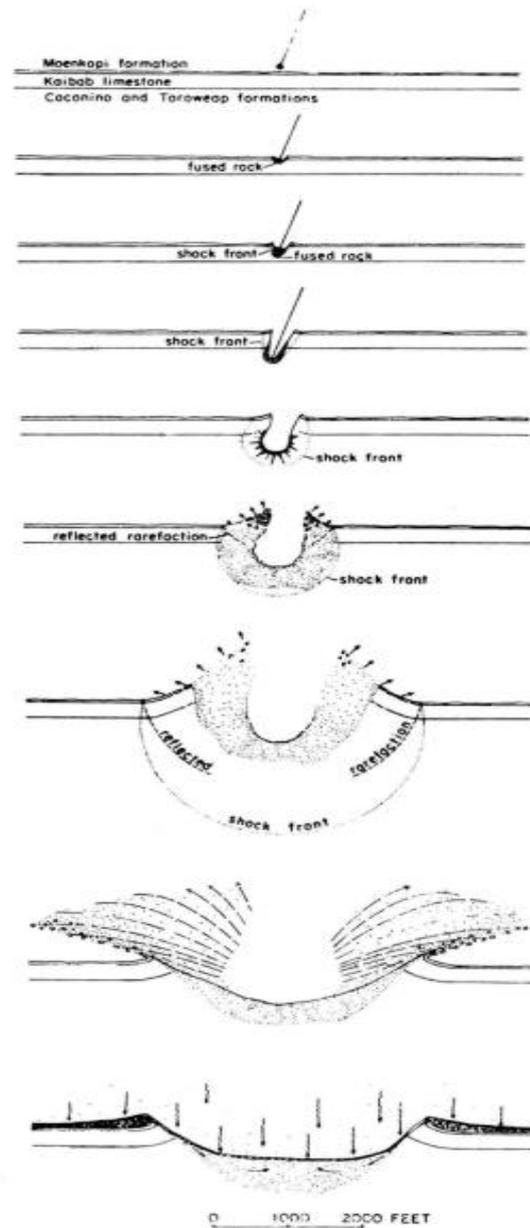


FIGURA 4. Procesos de formación de un cráter al impactar un meteorito (Shoemaker 1963).

## 2. Evidencias del cráter

La mayoría de las características geológicas asociadas a las estructuras de impacto de meteoritos no poseen atributos exclusivos. Estas características suelen incluir una forma circular prominente, un patrón circular de deformación, presencia de brechas y fracturas extensas, gravedad circular y anomalías magnéticas, así como la existencia de grandes unidades de rocas ígneas. Estas particularidades pueden ser, en ocasiones, el resultado de procesos convencionales asociados a la deformación tectónica, la formación de domos de sal, erupciones volcánicas o actividad ígnea interna. En consecuencia, la identificación de estructuras de impacto se ha basado en conjuntos limitados de efectos distintivos relacionados con el metamorfismo de shock (Koeberl, 2002; Langenhorst, 2002) que son usados como productos únicos de las ondas de impacto resultantes y han sido usados para delimitar el origen del impacto en los 170 cráteres de impacto que hay en el mundo (French, 1968a; French y Short, 1968). De hecho, cientos de cráteres de impacto siguen todavía sin ser descubiertos (Trefil y Raup, 1990; Grieve, 1991).

La identificación positiva del reconocimiento de una estructura de impacto viene solo de evidencias petrográficas o geoquímicas contenidas en las rocas de la estructura (French y Koeberl 2009). Para ello, debe

de darse un metaforismo provocado por un choque. Este metaforismo se da cuando el impacto implica una transferencia de energía cinética de un proyectil de alta velocidad a la superficie de la Tierra. Los diámetros típicos de los grandes meteoritos metálicos abarcan entre 0.5 y 10 km con masas de  $10^9$ - $10^{16}$  kg que resultan con una energía de  $10^{15}$ - $10^{20}$ J (French, 1998).

El metamorfismo de choque provoca ciertas estructuras y características que permiten identificar los cráteres. Estas características son las siguientes:

### 3. Trazas del proyectil

#### A. Fragmentos preservados de meteorito

Los fragmentos de meteorito son considerados una evidencia sólida de la formación de un cráter de impacto. Sin embargo, lamentablemente, se encuentran pocos fragmentos debido a que el proyectil se destruye rápidamente o después del impacto debido a los procesos erosivos en la Tierra. Durante el momento del impacto, el proyectil experimenta presiones de choque extremadamente altas, superiores a 100 gigapascales, lo que resulta en la fusión y evaporación de los fragmentos, lo que los convierte en elementos escasos. (Melosh, 1989).

#### B. Señales químicas e isotópicas del proyectil

A pesar de que los fragmentos de meteorito rara vez sobreviven al evento de impacto, se suelen encontrar cantidades detectables de material fundido y vaporizado del proyectil dentro de las brechas generadas durante el impacto y en las rocas fundidas durante la formación del cráter. (French y Koeberl 2009). Este material disperso puede ser identificado incluso después de largos períodos geológicos, debido a su composición química distinta y a las señales isotópicas presentes en las rocas que lo contienen, lo que proporciona evidencia del evento de impacto. Durante el impacto, el material original del proyecto se mezcla y diluye con una cantidad considerablemente con mayor roca objetivo vaporizada, fundida y fragmentada. La proporción del material añadido a las rocas es pequeña, representando menos del 1% de su peso total en toneladas. Por lo tanto, los análisis se centran en la identificación de elementos que están enriquecidos en los meteoritos en comparación con las rocas que componen la corteza terrestre.

### 4. Deformaciones por la onda de choque

#### A. Shatter conos

Conocidos como conos astillados. En las estructuras de impacto terrestre, se pueden observar múltiples conjuntos distintivos de fracturas cónicas que se forman a presiones de choque relativamente bajas en las rocas. (Dietz, 1959, 1963 a, b, 1968; Milton, 1977). Las fracturas cónicas son el único elemento de choque propuesto como criterio de impacto que se puede observar sin necesidad de utilizar un microscopio. Además, son un criterio valioso debido a que pueden formarse en grandes volúmenes de rocas terrestres, especialmente en estructuras de impacto que han sido sometidas a una erosión profunda. En algunos casos, las fracturas cónicas pueden ser el único criterio disponible para identificar una estructura de impacto, lo que resalta su importancia en el estudio de estos eventos. (Howard y Offield, 1968; Hargraves et al., 1990; Fackelman et al., 2008). Cuando se forman parcial o completamente, los conos de choque penetran en la roca en la que se desarrollan y pueden tener tamaños variables. El ápice del cono muestra una orientación específica que se asocia con la dirección de la onda de choque incidente. Esto se debe al paralelismo existente entre el cono de choque y el eje de la onda, lo que indica la dirección desde la cual se originó la onda de choque. (Guy-Bray et al., 1966; Milton et al., 1972).

French y Koeberl (2009), definieron las características que presentan los shatter conos para distinguir una estructura de no impacto:

1. Pueden formarse en cualquier tipo de roca presente en una estructura de impacto, ya sean, carbonatos, pizarras, sedimentos clásticos, granitos, gabros, y/u otras rocas cristalinas.
2. Están en superficies de fractura penetrantes a lo largo de una roca que puede romper y revelar nuevos conos.

3. La superficie tiene un relieve positivo o negativo siendo usual hallar superficies negativas cóncavas en la superficie convexa del cono.

4. Las estrías en la superficie del cono son distintivas y direccionales, consistiendo en surcos alternos positivos y negativos que radian hacia abajo y hacia afuera del cono.

La calidad de estos conos depende de la roca en la que se forme, así como en rocas de grano fino como caliza o dolomía produce excelentes y detallados conos, mientras que en rocas con el grano más grueso como areniscas, cuarcitas o cualquier roca cristalina produce unos conos más difíciles de diferenciar.

#### B. Cristales de minerales de alta presión (diaplecticos)

A altas presiones de choque, superiores a 30-50 GPa, los minerales tectosilicatados, como el cuarzo y el feldespato, experimentan una transformación en una fase amorfa o "glassy", sin llegar a fundirse completamente. Esta fase amorfa se conoce como "diaplectic glasses". (Engelhardt y Stöffler 1968) constituyendo otro conjunto exclusivo de criterios para la identificación de rocas sometidas a metamorfismo de impacto en estructuras. Estos "diaplectic glasses" se forman directamente debido a la acción de ondas de alta presión generadas por el impacto, sin necesidad de un proceso de fusión a altas temperaturas (Bunch et al., 1967, 1968; Stöffler, 1984). Estos cristales tienen una pseudomorfología muy parecida a la forma del grano original y no muestran ni flujos ni alteración. La detección de cuarzo y feldespato diaplécticos respalda la identificación y confirmación de una estructura geológica como resultado de un impacto meteorítico

#### C. Glasses y fundidos de alta temperatura

En cualquier evento de impacto, ya sea grande o pequeño, una cantidad significativa de rocas de la corteza terrestre en las proximidades del punto de impacto alcanzará temperaturas superiores a los 1500°C. Estas altas temperaturas son suficientes para fundir y descomponer minerales que normalmente no se verían afectados por las bajas temperaturas en entornos geológicos no relacionados con impactos. La observación de reacciones de fusión y deterioro en rocas y *glasses* presentes en las estructuras de impacto puede servir como evidencia concluyente de la ocurrencia de un evento meteorítico. (El Goresy, 1968; Stöffler, 1984). Las altas temperaturas asociadas a un evento de impacto juegan un papel importante en la homogeneización de la composición química del material fundido resultante. Además, estas temperaturas también pueden restaurar el sistema isotópico utilizado para la datación mediante radiometría. Como resultado, los fundidos generados durante un evento de impacto son sumamente valiosos para determinar la edad del impacto y el cráter resultante. (Deutsch y Schärer, 1994; Schärer, 1998). El indicador más común de estos impactos producidos de alta temperatura es la aparición de lechatalierita, o también llamado "silica glass", la cual se encuentra en rocas fundidas o como bandas en cuerpos completamente glassy de estructuras jóvenes y bien preservadas de impacto (Hörz, 1965). La presencia de lechatalierita indica temperatura superior a 1750°C, bastante distante del rango normal cerca de la superficie. Otros indicadores son la descomposición de Zircón a baddeleyita, a temperatura de 1850°C (Wittmann et al., 2006), y el fundido de la titanita, la esfena alrededor de 1450°C (French, 1968a).

#### D. Las deformaciones en el Cuarzo

El cuarzo ha sido el mineral más utilizado para identificar posibles estructuras de impacto de meteoritos y para estudiar el mecanismo de generación de ondas de choque y el desarrollo de estructuras establecidas. El valor del cuarzo como indicador de onda de choque se debe a su abundancia, durabilidad y capacidad para exhibir deformaciones únicas y notables en un rango de presiones de onda de choque. (French y Koeberl 2009). El uso del cuarzo como indicador de choque e impacto presenta desafíos debido a las características de crecimiento planar y cuasi-planar, así como deformaciones que pueden ocurrir en cuarzo natural bajo condiciones geológicas endógenas. Estas características pueden generar malinterpretaciones al determinar si se deben a un evento de impacto. Por lo tanto, al estudiar el cuarzo, es fundamental reconocer y comprender las características deformadas endógenas y demostrar que las microfracturas planares observadas son el resultado de un impacto y no de una deformación endógena.

Empezando por las fracturas planares, un nivel de impacto inferior a los 10 GPa produce múltiples conjuntos de fracturas planares paralelas y abiertas en el cuarzo (Robertson et al., 1968; Engelhardt y Bertsch, 1969; Kieffer, 1971; French et al., 1997, 2004). Estas fracturas planares, las cuales parecen idénticas al clivaje,

ocurren típicamente en múltiples sets, normalmente 2 o 3 sets por grano (Stöffler y Langenhorst, 1994). Las fracturas individuales en el cuarzo son prácticamente planares, y los planos adyacentes tienden a ser paralelos entre sí. Estas fracturas tienen longitudes que varían de 0,5 a 5 mm, dependiendo del tamaño del grano del cuarzo en esa área en particular. Estas fracturas no atraviesan los límites de los granos de cuarzo y presentan una orientación específica en relación al eje local del cuarzo. (Bunch, 1968). La presencia de múltiples conjuntos de fracturas planares es claramente un resultado del impacto generado por una onda de choque y se desarrolla en la roca de la estructura impactada. En estructuras que han experimentado impactos severos, se observa la formación de conjuntos de fracturas planares paralelas en los granos de cuarzo. Estas fracturas planares forman una estructura más compleja en la cual se observa que planos más pequeños y subparalelos, cercanos a inclusiones de fluidos, se desvían de los planos de fractura principales. Esto da lugar a una estructura inusual y distintiva que se asemeja a una pluma. (French et al., 2004).

#### E. Deformaciones planares distintivas

La presencia de planos de deformación únicos, múltiples, paralelos, finos y cercanos espacialmente en el cuarzo es uno de los efectos de choque más utilizados para identificar estructuras de impacto recientes. Estos planos de deformación son un distintivo reconocible que indica características endógenas de micro deformaciones planares. (Engelhardt y Stöffler, 1965, 1968; Robertson et al., 1968; Engelhardt y Bertsch, 1969; Alexopoulos et al., 1988; Stöffler y Langenhorst, 1994; Grieve y Pilkington, 1996). Estas características de deformación planar son ampliamente aceptadas como indicadores únicos de altas presiones de choque y, por lo tanto, de un impacto de meteorito. Los conjuntos de planos de deformación planar se componen de múltiples planos finos, paralelos y cercanos entre sí, que atraviesan una fracción significativa del ancho de un grano de cuarzo individual. Estos planos suelen ser rectos, pero pueden exhibir una tendencia a una extinción ondulada.

Pese a las características únicas de algunos efectos de metamorfismo de choque (French y Koeberl 2009), la gran dificultad en identificar estructuras de impacto sospechosas surge del hecho de que la mayoría de deformaciones de efectos de impacto producidos observados en la estructura final no son lo suficientemente diferentes de los efectos producidos por un proceso geológico endogénico por dos razones:

1. La simetría circular del proceso de impacto produce estructuras que enseñan patrones circulares de topografía, morfología, deformación geológica y anomalías geofísicas, pero que dichos patrones pueden ser duplicados por otros procesos geológicos.

2. Las condiciones de presión y temperaturas extremas del metamorfismo de choque y su diagnóstico resultante de los efectos de esta deformación son producidos solo dentro un volumen de rocas de la corteza relativamente pequeño cerca el punto de impacto (Dence, 1965, 1968; Kieffer y Simonds, 1980; Melosh, 1989, Grieve, 1991, 1998). Por lo tanto, la mayoría de la deformación y desarrollo de estructuras finales mucho más largas tiene lugar a temperaturas y presiones cercanas a las condiciones litoestáticas y el producto de dichas deformaciones y fundidos puede ser indistinguible del resultado de la actividad geológica normal.

Queda demostrado que el único factor convincente y fiable del origen de un impacto es el descubrimiento de un metamorfismo de choque o de la identificación de las trazas de material de proyectil en las rocas de la estructura (French y Koeberl 2009). Sin embargo, hay otras características que pueden ser muy útiles a la hora de identificar un impacto, pero que no son definitorias. Entre estas características se encuentran:

- Morfología circular y estructuras de deformación circulares
- Anomalías geofísicas circulares
- Efectos de deformación en rocas de la corteza
- Kink banding en micas
- Mosaicos de cuarzo y otros minerales
- Rocas ígneas y glasses
- Esférulas y microesférulas en capas distantes ejecutadas
- La generación de nuevas fases minerales, como polimorfos de alta presión (ej. coesita), debidos a la transformación de minerales preexistentes en las denominadas “target rocks” (rocas afectadas por el impacto)

- La formación de auténticas rocas de impacto “impact melts”, que reciben distintas denominaciones (impactitas, suevitas...)
- La existencia de anomalías en determinados elementos comunes en los meteoritos y escasos en la corteza, como por ejemplo el iridio, etc.

## II. MATERIALES Y METODOS

Para un trabajo de esta magnitud y de una materia bastante desconocida como es el caso de las estructuras de impacto de meteorito se necesita en primer lugar una sólida base geológica. Con esta base, se ha adquirido conocimiento para diferenciar un meteorito de otros términos o de los distintos tipos de meteorito que se han descubierto tanto en el planeta Tierra, como en la Luna o Marte. Como se ha mencionado con anterioridad, en la actualidad, se han identificado al menos 170 estructuras de impacto, con diámetros de unas decenas de metros hasta cientos de kilómetros. Desafortunadamente, no existe ninguna estructura de impacto confirmada ni en España ni en Portugal, aunque se sabe que ha habido impactos, ya que existe una capa del registro sedimentario que se ha demostrado, de forma inequívoca, que fue originada por impacto meteorítico es la capa de arcilla del límite Cretácico-Terciario.

### 2.1 Contexto geológico

La variedad de litologías y estructuras geológicas que presenta la Península Ibérica tiene una larga historia desde su formación en el Proterozoico hasta el día de hoy. Esta, ha sido moldeada por tres grandes ciclos orogénicos: El ciclo Cadomiense desarrollado desde 750 Ma hasta 480 Ma, el ciclo Hercínico o Varisco, iniciado hace 480 Ma y finalizado 250 Ma. El último ciclo es el Alpino que continua desde hace 250 Ma hasta la actualidad. Es la parte emergida de la placa Ibérica, ubicada al sur de la placa europea y al Norte de la placa africana (Pérez-Estaún y Martínez, 1978). La historia geológica de la península Ibérica se sintetiza en la Figura 5.

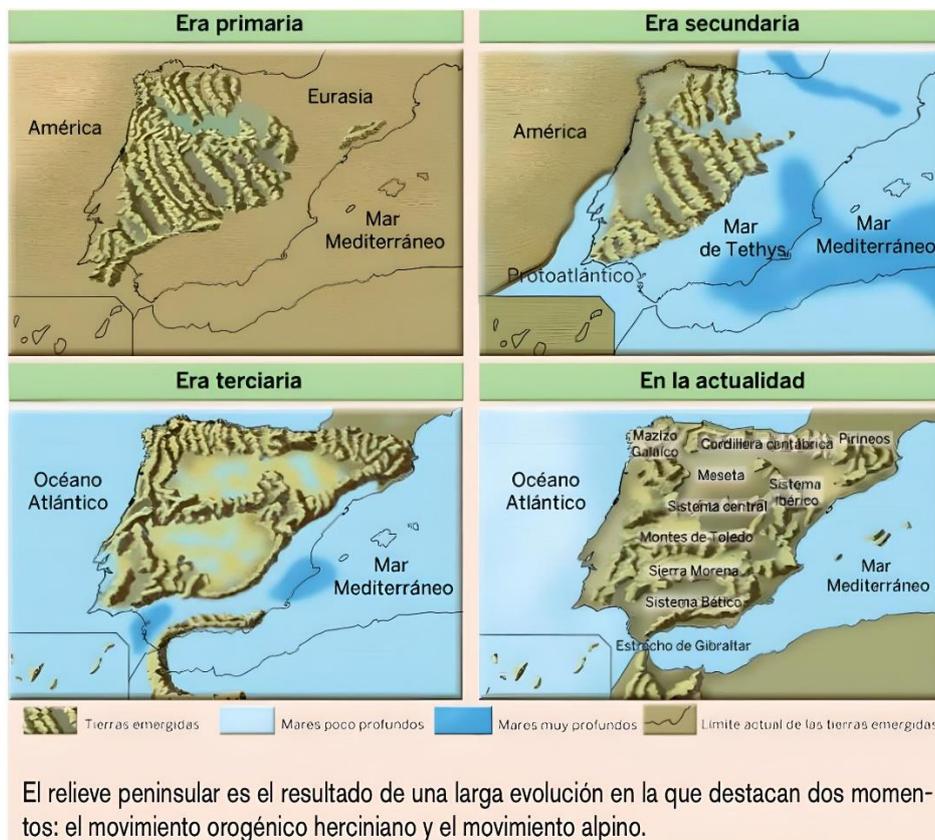


FIGURA 5. Evolución de la Península Ibérica a lo largo de las distintas eras.

## 2.2 Base De Datos Cartográfica

Uno de los objetivos principales de este trabajo es elaborar una base de datos cartográfica de estructuras geológicas con potencial para ser identificadas como originadas por impactos de meteoritos en la Península Ibérica (Anexo). Para acometerlo se han empleado bases de datos cartográficas de acceso libre en diferentes geoportales y diferentes herramientas de software libre. Sobre los criterios para poder clasificar una estructura como originada por impacto de meteorito se discutirá más adelante en este trabajo, mientras que a continuación, se detalla cómo rastrear posibles estructuras de impacto.

Mediante el uso de la cartografía geológica del plan Magna (IGME), se ha tratado de identificar aquellas estructuras geológicas a lo largo de la Península Ibérica que presentaran algunos rasgos que las convirtiera en potenciales candidatos a ser interpretadas como estructuras de impacto. Algunas de estas características cartográficas son, por ejemplo, una geometría circular o una litología que difiere significativamente en la edad geológica de las litologías adyacentes. Para llevar a cabo esta búsqueda, se han utilizado las siguientes herramientas:

- Visor Cartográfico del IGME (Fig. 6)
- Google Earth
- Archivos con extensión kmzs del portal de cartografía del IGME.

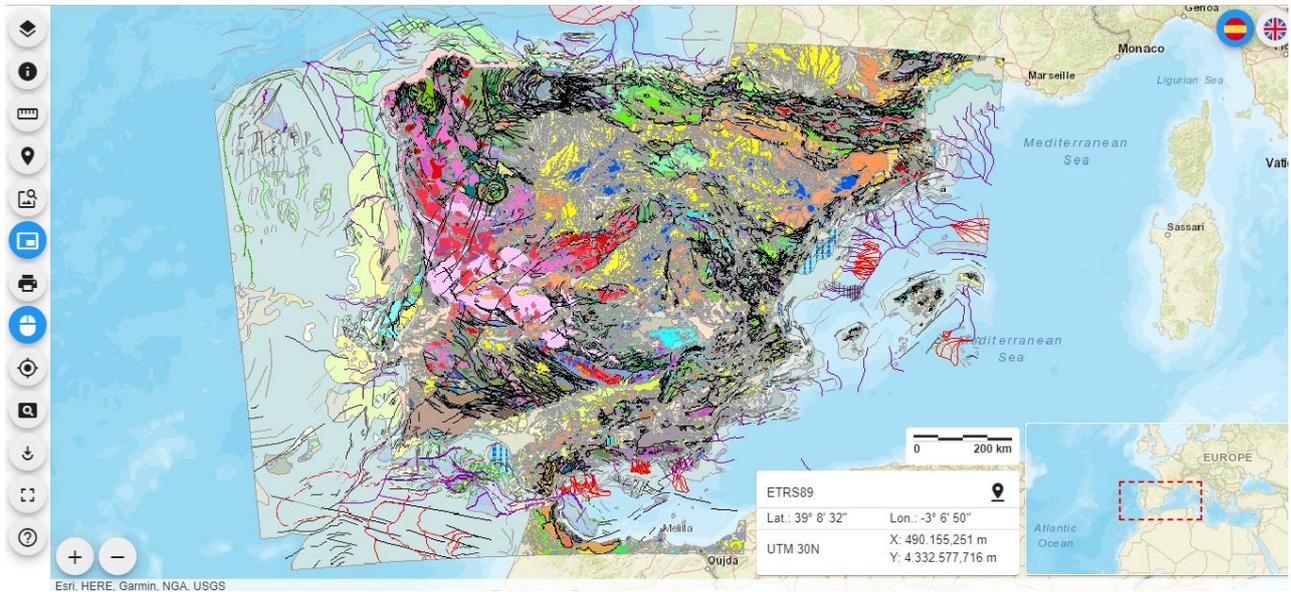


FIGURA 6. Visor Cartográfico del IGME mostrando un Mapa Geológico a escala 1:1.000.000.

Un ejemplo de cómo recoger la información es el siguiente:

Revisando la provincia de Huelva con el Visor Cartográfico se reconoció la estructura circular de la Figura

7.

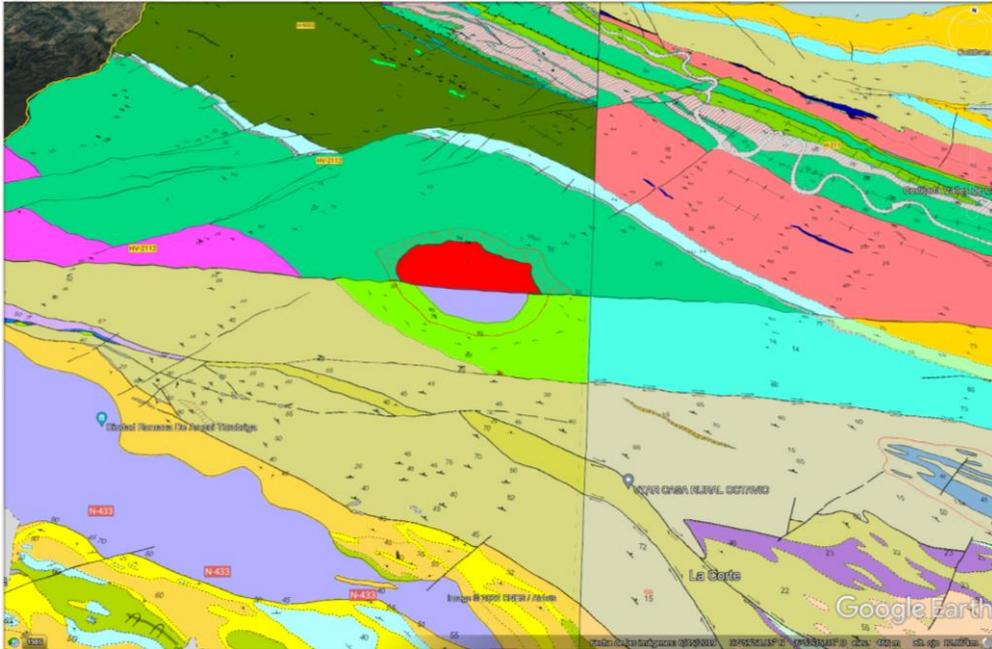


FIGURA 7. Plutón tonalítico de El Puerto visualizado con un mapa geológico.

Tras visualizar esta Figura 7, se procede a estudiar la posibilidad de que sea una estructura de impacto. Tras la consulta de varios estudios geológicos elaborados sobre la zona, entre los que podemos citar las memorias de la cartografía geológica de los mapas correspondiente, se llega a la conclusión de que la estructura investigada es una intrusión Ígnea que ha generado metamorfismo de contacto durante su emplazamiento. Las principales evidencias son la litología de la forma que consiste en cuarzodioritas y dioritas (Roca ígnea), rodeadas de esquistos y areniscas afectados por metamorfismo de contacto. Todas estas rocas datan del Cámbrico-Ordovícico. La estratigrafía es explicada como una alternancia de esquistos sericíticos versicolores y paquetes de areniscas con matriz lutítica. Los minerales principales son cuarzo, moscovita-sericita, clorita y óxidos. Los accesorios son circón, turmalina, apatito, opacos y leucoxeno con textura lepidoblástica. La roca original es un sedimento lutítico-arcilloso, con cuarzo, concentrado sobre todo en niveles arenosos, se aprecian una o más esquistosidades. Todo ello con un grado de metamorfismo muy bajo.

Finalmente, en esta zona, la estructura es llamada Plutón tonalítico de El Puerto. Tratándose de un pequeño Plutón de emplazamiento superficial, circunscrito, con forma subelíptica y un alargamiento máximo en torno a 4 Km en dirección NW-SE de composición cuarzodiorítica (tonalita). Su emplazamiento produjo una aureola de metamorfismo de contacto de anchura variable entre 200 y 500 metros, en la que se reconocen de dentro hacia fuera facies metamórficas que van desde corneanas hornbléndicas hasta corneanas de albíta-epidota, con desarrollo especial de blastos milimétricos de chialtolita en las zonas internas de la misma.

Los mapas cartográficos del IGME y su memoria asociada han sido clave en el periodo de reconocimiento de posibles formas de meteoritos. El procedimiento mencionado con anterioridad sobre el ejemplo de Huelva se ha repetido con todas las posibles estructuras que se han ido reconociendo. Estas herramientas aportan una información que a posteriori fue registrada en una base de datos con diversos parámetros permitiendo una clasificación de las posibles estructuras.

### 2.3 Análisis mineralógico usando índices espectrales

Por suerte, durante el trabajo, apareció un posible descubrimiento del primer cráter de impacto a causa de un meteorito en España. Este fue identificado en la provincia de Almería, más concretamente en la cuenca Alhabia-Tabernas (Sánchez-Garrido et al., 2022). A partir de este descubrimiento se utilizaron imágenes del satélite Sentinel 2A (fecha: 28 de agosto de 2022) del repositorio de la ESA/UE y mapas geológicos del área para poder trabajar con ellas.

Mediante el uso del programa llamado SNAP, las imágenes fueron recortadas para centrarse en el área del posible impacto. De esta manera, se procedió al cálculo de índices espectrales relacionados con la geología y la minería. Estos índices sirven para identificar la presencia de minerales arcillosos, minerales ferrosos y óxidos de hierro entre otros.

Con el fin de examinar la zona y ver si el área de estudio ha sufrido algún tipo de alteración mineralógica debido al impacto y comprobar si presenta potencial económico en la mineralogía, se ha realizado un análisis usando índices espectroscópicos sobre imágenes Sentinel. En el programa Qgis se crea una capa con un polígono circular que delimita la zona más directamente afectada por el posible impacto con un radio estimado de unos 4 Kilómetros (Fig. 8). El análisis realizado se basa en comparar los valores de los índices mencionados (minerales arcillosos, minerales ferrosos, óxidos de hierro, etc) dentro de un radio de 4 Km del supuesto impacto, con los valores del mapa entero.

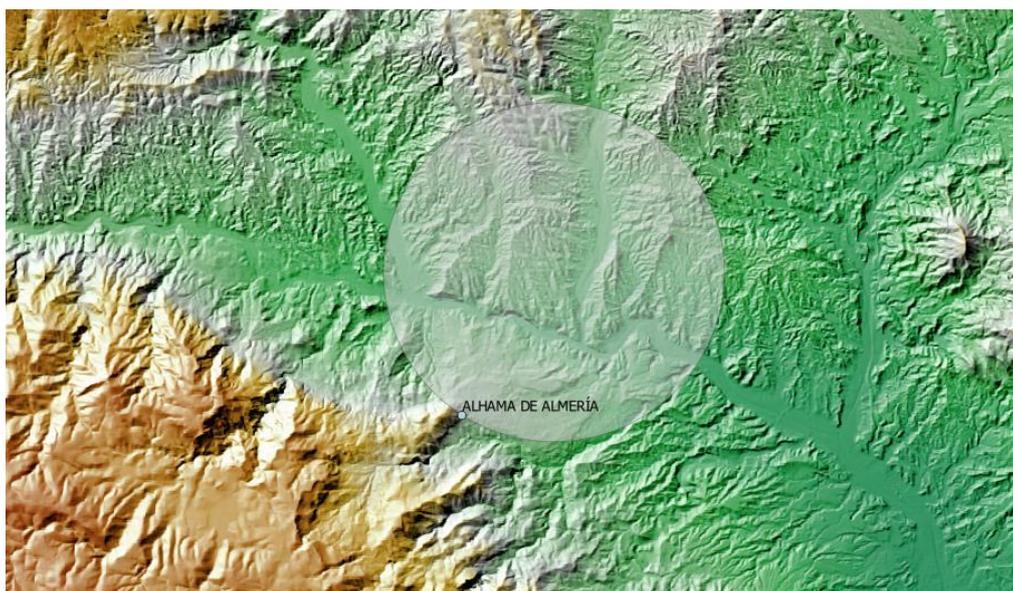


FIGURA 8. Mapa de la zona del posible cráter de impacto, con una capa que representa un radio de 4 Km desde el epicentro del impacto.

Esta capa se ha usado como una máscara para cortar los índices en el programa Qgis y obtener dos poblaciones de valores de índices a comparar: 1- dentro del área afectada y 2- en toda la zona. Para toda la zona y para la máscara se han generado mapas de puntos aleatorios con la herramienta vectorial que proporciona Qgis (Fig. 9). En el caso de la máscara la cantidad de puntos es de 1000 (amarillos), mientras que, en el caso del mapa, el número de puntos asciende a 1050 (rojos), al tener mayor superficie y así, evitar confusiones con los dígitos. Con los puntos generados aleatoriamente, se procede a extraer valores de cada índice para cada uno de los puntos con el uso de la herramienta Point Sampling Tool. Los valores de los índices en cada punto se han exportado a dos ficheros csv.

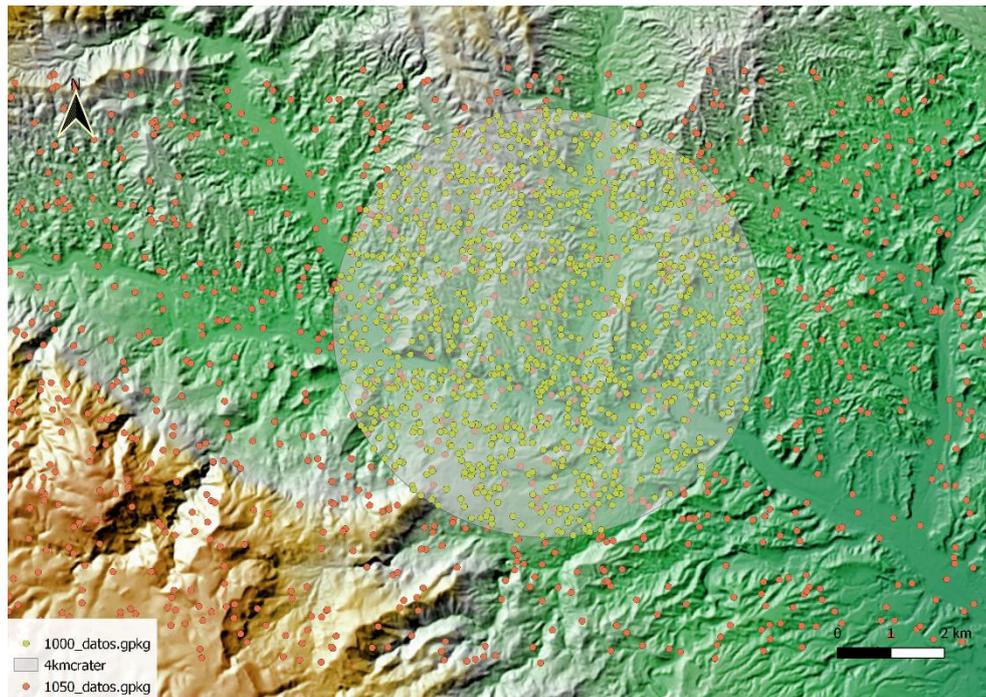


FIGURA 9. Mapa de la zona de estudio, con los puntos de las muestras.

El análisis estadístico se ha realizado con el software RStudio. Principalmente se usan códigos para obtener gráficos descriptivos de las dos poblaciones de datos como histogramas, diagramas en caja y diagramas de dispersión. También se realiza un análisis estadístico descriptivo, obteniendo valores como los cuantiles, la media o la mediana. Finalmente, mediante el t-test, se analiza si los valores de los índices obtenidos para los puntos de la máscara y para el mapa entero representan poblaciones estadísticamente diferentes.

### III. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

#### 3.1 Base de datos cartográfica de posibles impactos

Con 84 emplazamientos sospechosos de estar relacionados con procesos de impactos se ha elaborado una base de datos cartográfica (Anexo). Esta base de datos contiene información sobre los distintos afloramientos estudiados en el trabajo, conteniendo las siguientes columnas: coordenadas Y, coordenadas X, país, comunidad autónoma/distrito, provincia, lugar, emplazamiento de la estructura, nombre de la estructura, perímetro, área, litología dominante, tipo de roca, granito, fase o serie, edad litológica dominante y rareza geológica (Figuras 10 y 11).

Cada categoría se puede explicar de la siguiente manera:

- Coordenadas X, Y: Coordenadas en grados tomadas desde del centro de la estructura vistas en Google Earth. Posteriormente convertidas a decimales para poder obtener una figura y visualizar las estructuras en un mapa con mayor profundidad.
- País, comunidad, provincia y lugar: Estas categorías sirven para clasificar el lugar donde se encuentra la estructura, así como saber en qué país de la Península Ibérica, Comunidad Autónoma/Distrito y provincia donde se localizan.
- Emplazamiento de la estructura: Representa el tipo de afloramiento que puede ser reconocido según la vista que proporciona Google Earth y la litología.
- Nombre de la estructura: Algunos emplazamientos poseen un nombre determinado que se le ha sido asignado según el lugar donde se encuentra, o la importancia que tiene para la zona.
- Perímetro: Representa el perímetro que abarca cada estructura en kilómetros.
- Área: Representa el area que abarca cada afloramiento en kilómetros cuadrados.
- Litología dominante: Especifica la litología que más predomina en el afloramiento, ya que suele haber varias en una misma estructura.

- Tipo de roca, granito, fase o serie: El tipo de roca de la litología predominante en los casos que se puede concretar. También el tipo de granitoide que puede ser, la fase en la que se encuentra y/o la serie en la que se encuentre.
- Edad litología dominante: Especifica la edad de la litología dominante.
- Rareza geológica: Representa según criterio propio sobre 4, la posibilidad de que la estructura pueda ser un cráter o tener alguna evidencia de estar relacionada con meteoritos según estudios previos sobre la zona. Cuanto mayor sea el número, más posibilidades tiene el emplazamiento de estar relacionado con una posible evidencia de impacto meteorítico.

A	B	C	D	E	F	G	H
COORDENADAS Y COORDENADAS X	COORDENADAS Y	PAÍS	COMUNIDAD AUTÓNOMA/DISTRITO	PROVINCIA	LUGAR	EMPLAZAMIENTO DE LA ESTRUCTURA	NOMBRE DE LA ESTRUCTURA
42,89875555	-4,146625	ESPAÑA	CANTABRIA	CANTABRIA	MATARREPUIDIO	Cantera	
43,39083333	-3,3725	ESPAÑA	CANTABRIA	CANTABRIA	LIENDO	Depresión	Depresión de Liendo
40,65910833	0,15910833	ESPAÑA	COMUNIDAD VALENCIANA	CASTELLÓN	PUEBLA DE BENIFASAR	Cabalgamiento/Depresión	
40,27903889	-0,25365555	ESPAÑA	COMUNIDAD VALENCIANA	CASTELLÓN	VISTABELLA DEL MAESTRAZGO		
39,795375	-0,19413611	ESPAÑA	COMUNIDAD VALENCIANA	CASTELLÓN	LA VALL DE UXIO	Mina	
39,86563889	-0,99012777	ESPAÑA	COMUNIDAD VALENCIANA	VALENCIA	ALPUENTE	Cordillera	
39,75407777	-0,9798	ESPAÑA	COMUNIDAD VALENCIANA	VALENCIA	CHELVA	Cordillera	
39,52831944	-1,3495	ESPAÑA	COMUNIDAD VALENCIANA	VALENCIA	JARAGUAS	Diapiro Salino	
39,01072222	-0,451380556	ESPAÑA	COMUNIDAD VALENCIANA	VALENCIA	LUGAR NUEVO DE FENOLLET	Cantera	
38,31275278	-1,613302778	ESPAÑA	MURCIA	MURCIA	CUEVA DEL PUERTO	Cráter/Depresion	
39,39625	-6,514738888	ESPAÑA	EXTREMADURA	CÁCERES	ECOPARQUE DE CACERES	Granito	
39,75502222	-6,928455555	ESPAÑA	EXTREMADURA	CÁCERES	ESTORNINOS	Granito	
39,88245555	-6,828008333	ESPAÑA	EXTREMADURA	CÁCERES	ZARZA LA MAYOR	Granito	
39,27265555	-6,23347777	ESPAÑA	EXTREMADURA	CÁCERES	ALDEA DEL CANO	Granito	
39,40415555	-6,034002778	ESPAÑA	EXTREMADURA	CÁCERES	PLASENZUELA	Granito	Batolito de Plasenzuela
38,2793	-6,765294444	ESPAÑA	EXTREMADURA	BADAJOS	LA BAZANA	Granito	
43,49052778	-7,426047222	ESPAÑA	GALICIA	LUGO	MONDOÑEDO	Granito	
43,454375	-8,027472222	ESPAÑA	GALICIA	A CORUÑA	CANDELO	Granito	
42,71951944	-8,861365444	ESPAÑA	GALICIA	A CORUÑA	NOIA	Granito	Complejo de Noya
43,10791944	-8,647213889	ESPAÑA	GALICIA	A CORUÑA	Cordillera CASTELO	Granito	Macizo de Cordillera Castelo
42,33231389	-8,151594444	ESPAÑA	GALICIA	OURENSE	LEIRO/RIBADAVIA	Granito	
43,42852778	-6,816408333	ESPAÑA	ASTURIAS	ASTURIAS	BOAL	Granito	Granito de Boal
42,94356944	-6,746119444	ESPAÑA	ASTURIAS	ASTURIAS	TORMALEO	Mina	Mina de Tormaleo
42,96465933	-6,480969444	ESPAÑA	ASTURIAS	ASTURIAS	LA PRUIDA	Cantera	
42,78851667	-2,973405555	ESPAÑA	PAÍS VASCO	ÁLAVA	SALINAS DE AÑANA	Diapiro Salino	Diapiro Salino de Salinas de Añana
42,633725	-2,728947222	ESPAÑA	PAÍS VASCO	ÁLAVA	PEÑACERRADA	Ofitas	
42,624275	-2,850136111	ESPAÑA	PAÍS VASCO	ÁLAVA	SAN FELICES	Cantera	Cantera de San Felices
42,50016111	-2,999638888	ESPAÑA	LA RIOJA	LA RIOJA	HERRAMELLURI		

FIGURA 10. Primeras categorías de la tabla de atributos de la base de datos.

I	J	K	L	M	N
PERIMETRO (KM)	AREA (KM2)	LITOLOGIA DOMINANTE	TIPO DE ROCA, GRANITO, FASE O SERIE	EDAD LITOLOGIA DOMINANTE	RAREZA GEOLOGICA (SOBRE 4)
2	0,18	Areniscas, conglomerados y lutitas		Triásico	1
3	8,56	Areniscas y limos arcillosos		Cretácico Inferior	1
4	22,9	Arenas, areniscas y margas		Cretácico Inferior	1
5	7,1	Calizas y dolomías		Jurásico	1
6	1,96	Calizas, areniscas y margas		Jurásico	1
7	5,14	Areniscas, arcillas arenosas con intercalaciones de calizas arenosas y niveles de lignito		Cretácico Inferior	1
8	2,39	Dolomías y calizas dolomíticas, intercalación de arcillas con yeso		Triásico	1
9	3,15	Margas arcillosas rojas, conglomerados y areniscas		Terciario	1
10	0,63	Arcillas y margas varioladas yesíferas		Triásico	1
11	0,99	Calizas y margas		Jurásico	1
12	25,6	Granitos, granodioritas y cuarzo-dioritas de dos micas	Rocas Plutónicas		1
13	22	Granitos de dos micas de grano grueso de Estorninos	Rocas Plutónicas		1
14	40,2	Tonalitas biotíticas	Rocas Plutónicas		1
15	66	Leucogranito de dos micas	Granitoides hercínicos		1
16	20,2	Granito de 2 micas rico en cuarzo	Serie Alcalina		1
17	20	Granitos de 2 micas	Rocas intrusiva y filonianas		1
18	53,5	Adamelita biotítica. Granodiorita tardía	Rocas graníticas hercínicas		1
19	32,7	Granitos de dos micas	Postfase 2		1
20	18,9	Granito de dos micas grano grueso con megacristales	Tipo Confurco		1
21	49,2	Gabros, metagabros y epidioritas	Gabro		1
22	40	Granito Holo felidspático de grano grueso	Granitos de afinidad calcoalcalina, serie precoz		1
23	14	Granito de Boal	Roca granítica		1
24	10,7	Areniscas, pizarras, conglomerados y capas de carbón		Carbonífero	1
25	6,72	Areniscas, pizarras y niveles de carbón		Carbonífero Superior	1
26	14,7	Arcillas varioladas, carriolas, ofitas y yesos		Triásico	1
27	1,16	Arcillas y margas abigarradas. Evaporitas		Triásico	1
28	3,79	Ofitas		Triásico	1
29	1,43	Areniscas y arcillas ocre grises		Terciario	1

FIGURA 11. Primeras categorías de la tabla de atributos de la base de datos.

Esta base de datos, no cuenta con ninguna evidencia clara de que algún emplazamiento pueda ser clasificado como estructura de impacto. No obstante, contiene la ubicación georreferenciada de todos los emplazamientos de estructuras geológicas que podrían ser reinterpretadas como estructuras de impacto. Para visualizar la información cartográfica se ha utilizado el programa informático Qgis con el siguiente resultado (Fig. 12):



FIGURA 12. Mapa de la Península Ibérica donde se muestran las posibles evidencias de impactos.

### 3.2 Análisis espectral de un posible impacto

Durante la realización de este trabajo, se presentó un hallazgo en el Europlanet Science Congress (EPSC) 2022, celebrado en Granada, y siendo el resultado de 15 años de investigación de un equipo internacional de científicos de la Universidad de Almería, el Centro de Astrobiología de Madrid, la Universidad de Lund y la Universidad de Copenhague.

Sánchez-Garrido et al. (2022) recogen que el posible descubrimiento del primer cráter provocado por impacto de meteorito, se encuentra en la cuenca Alhabia-Tabernas, en Almería, situado enterrado aproximadamente a 1 km de profundidad (Fig. 13). El cráter mediría 4 km de diámetro, aunque el borde de la estructura alcanzaría los 20 km donde el impacto provocó el colapso de los estratos sedimentarios. El posible meteorito pudo haber caído en la Tierra hace 8 millones de años. La investigación ha tenido en cuenta varios aspectos como la geología, mineralogía, geoquímica y geomorfología de la región. Las cuencas de Alhabia y Tabernas están llenas de sedimentos que datan de entre 5 y 23 millones de años, superponiéndose a rocas metamórficas más antiguas. Gran parte de la estructura de impacto está enterrada por sedimentos más modernos, pero la erosión la ha expuesto.

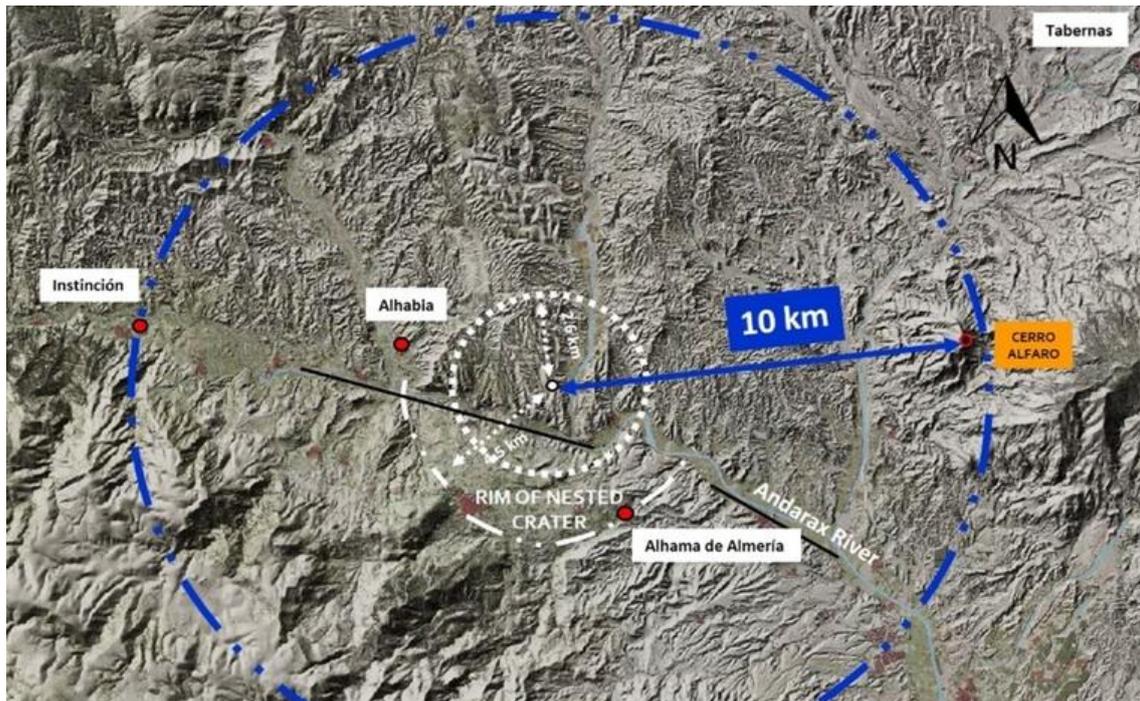


FIGURA 13. Localización del centro del cráter y radio de 20 kilómetros de la zona afectada por el impacto en la cuenca Alhabia-Tabernas (Sánchez-Garrido et al., 2022).

La evidencia del cráter de impacto incluye varios ejemplos de granos de cuarzo deformados en brechas (Fig. 14). En lámina delgada, se observa un desplazamiento a lo largo de los planos cristalográficos que solo puede generarse por un gran y brusco aumento de temperatura y presión, pudiendo oscilar entre 10 y 30 gigapascales. Pese a la gran temperatura, se descarta la opción de una erupción volcánica debido a la alta presión. En el trabajo de Sánchez-Garrido et al. (2022), sólo se han encontrado hasta este momento 6 de los 20 granos de cuarzos deformados necesarios para poder hacer un examen estadístico.

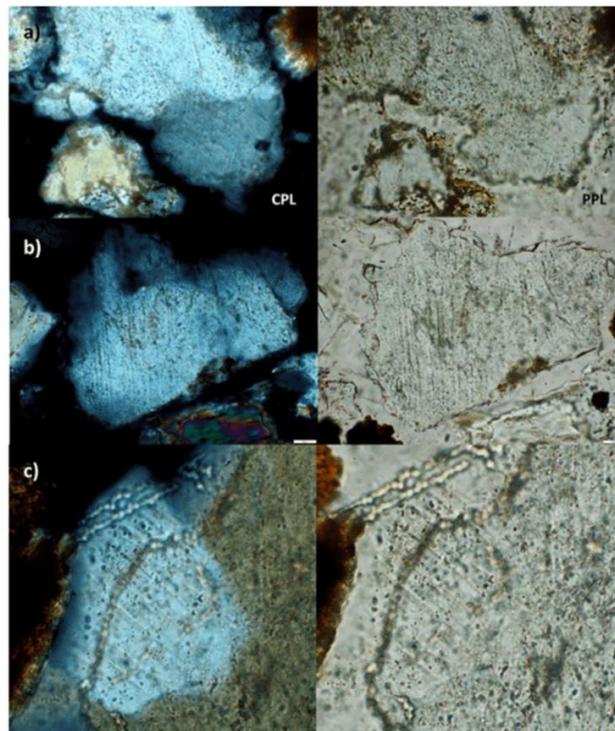


FIGURA 14. Secciones delgadas que muestran deformaciones en tres granos de cuarzo, producidas por efectos de choque, en una brecha de impacto en Tabernas (Sánchez-Garrido et al., 2022).

En este trabajo se han podido observar shatter cones (Anteriormente mencionados como un criterio de identificación de cráteres de impacto). Sin embargo, es importante remarcar que de momento no se puede asegurar que el terreno que se está analizando en la provincia de Almería contenga dicho impacto. Necesitan reunir más datos para poder publicar el hallazgo y que se confirme que se trata de un cráter de impacto.

Conociendo los detalles del estudio de Sánchez-Garrido et al. (2022), se procede a realizar un análisis espectral del estado de alteración de la zona mediante el uso de varios índices de teledetección con aplicaciones tanto en minería como en geología y agricultura. Tras la descarga de imágenes del satélite Sentinel 2A del programa Copérnico con fecha del 28 de agosto de 2022, y el uso de software de SNAP y Qgis se han podido calcular los índices de la siguiente Tabla.

Nombre del índice	Fórmula	Autores
<b>Minerales arcillosos</b>	11/12	Volesky, J.C., Stern, R.J., Johnson, P.R. (2003)
<b>Óxidos férricos</b>	11/8A	Segal, D. (1982)
<b>Minerales ferrosos</b>	12/8A	Segal, D. (1982)
<b>Óxidos de hierro</b>	4/2	Segal, D. (1982)
<b>Srmir/red</b>	12/5	Citado en: Roberts, D.A., Taylor, T.K., Peterson, D.L., Gillespie, R.L. (1998)
<b>Silicatos ferrosos</b>	12/11	Citado en: Clark, R.N., King, T.V.V., Klejwa, M., Swayze, G.A., y Vergo, N. (1990)
<b>Hierro Férrico 3+</b>	4/3	Rowan, L.C., Mars, J.C. (2003)
<b>Green/red</b>	3/4	Citado en: Thenkabail, P.S., Ojha, C., Tennesen, K.J., Lakshmi, V., Oliphant, L., Gassert, E.D. (2015)

La interpretación de los índices consiste en una breve descripción del índice, la fórmula necesaria para calcularlo y el autor o el primer artículo científico donde fue mencionado dicho índice (véase en la tabla superior). También se muestra un mapa del área del estudio con la aplicación de dicho índice. La distribución de los valores del mapa se ha realizado por intervalos iguales. El estudio estadístico descriptivo va acompañado de varios gráficos donde se comparan las poblaciones del interior de la máscara (color azul) y del mapa (color naranja), además del t-test realizado.

#### *Minerales arcillosos*

La correspondencia de minerales arcillosos es una proporción entre las bandas de infrarrojo de banda corta 1 y 2 (SWIR1 y SWIR2). Esta relación aprovecha el hecho de que los minerales hídricos, como la arcilla, la alunita o la laterita, absorben la radiación en la parte de 2.0-2.3 micras del espectro. Este índice atenúa los cambios de iluminación debidos al terreno, tratándose de una proporción. También mide el nivel de alteración de la zona. En la Figura 15, se observa que los valores más altos del índice calculado (marcados en un tono azulado) se mantienen en las aproximaciones del río, mientras que los más bajos (tonos rojizos) se encuentran alejados a este. Los valores intermedios (tono crema) son los que dominan en el mapa.



FIGURA 15. Mapa de la zona de estudio, con el índice de minerales arcillosos aplicado.

Una vez observado los valores, viendo el histograma de ambos mapas (Fig. 16), se puede apreciar una mayor distribución de valores en el rango de 1.2-1.3 en el mapa completo, mientras que, en la máscara, se observa que la concentración se extiende en un rango más amplio (mayor distribución superando el 1.3), sugiriendo una mayor presencia de minerales de arcilla en comparación con la zona completa del mapa.

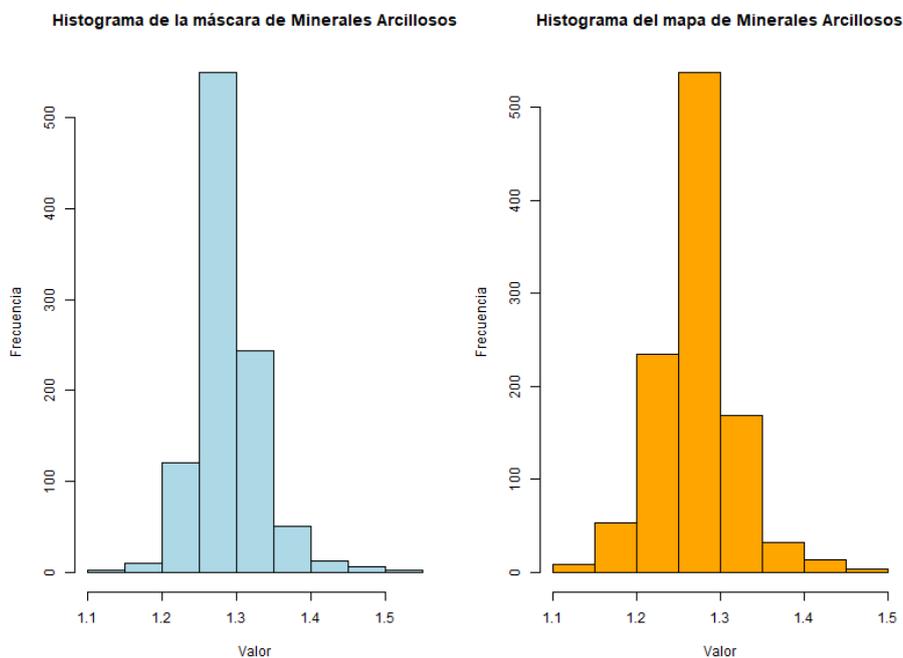


FIGURA 16. Histograma comparando las poblaciones de los minerales arcillosos dentro de la máscara y en el mapa.

En el diagrama en caja de la Figura 17, la zona de la máscara tiene una mediana ligeramente mayor que en la superficie del mapa. Además, la distribución de los valores del índice dentro de la máscara es más

estrecha que en la extensión. Esto indica que dentro de la máscara existe una mayor presencia de minerales arcillosos y, también, una mayor variabilidad.

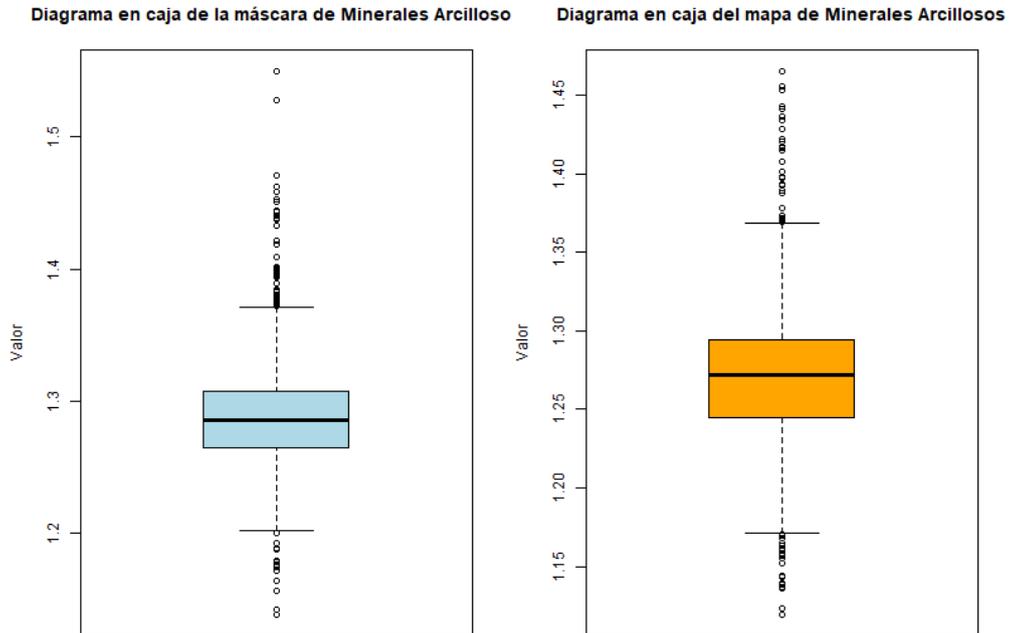


FIGURA 17. Diagrama en caja comparando las poblaciones de los minerales arcillosos dentro de la máscara y en el mapa.

En el diagrama de dispersión de la Figura 18, la concentración de valores en torno a 1.2-1.3 es mayor en el interior de la máscara que en el mapa completo. Sin embargo, en la propia extensión se aprecia una distribución mas uniforme de estos valores. Al igual que en las Figuras 16 y 17, esto sugiere una mayor presencia de minerales arcillosos en el suelo del área de la máscara que en la extensión del mapa. Esta información puede ser útil para determinar la ubicación de posibles depósitos de minerales arcillosos e incluso para analizar las diferencias en la composición mineralógica del suelo.

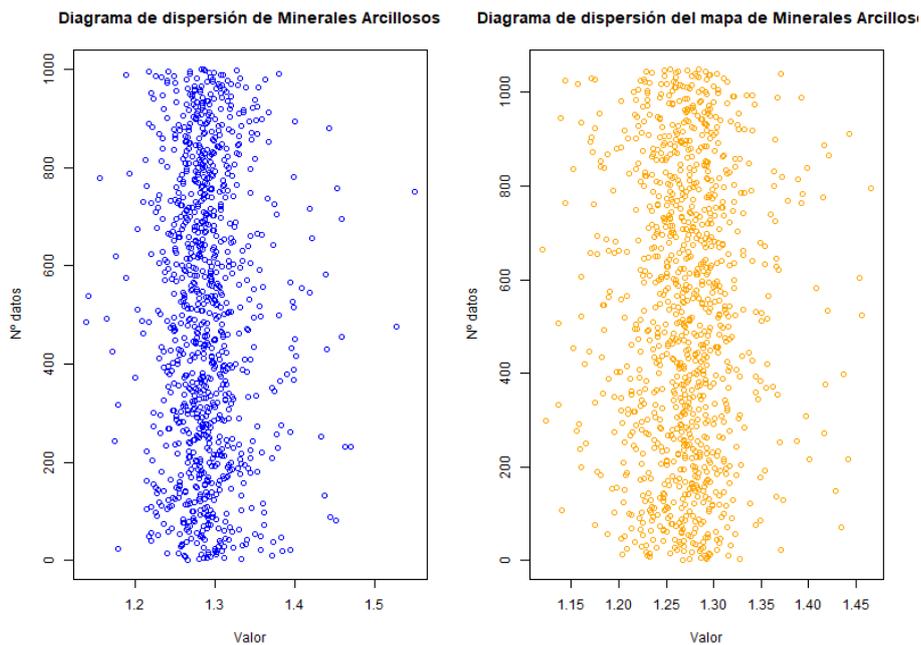


FIGURA 18. Diagrama de dispersión comparando las poblaciones de los minerales arcillosos dentro de la máscara y en el mapa.

Una vez comparados los gráficos, llega el turno de equiparar los valores estadísticos. En este caso, en la Figura 19, la variable 1 es el interior de la máscara y la variable 2 el mapa. Los valores son muy similares en todos los aspectos, ligeramente superiores en el interior de la máscara

	V1	V2
Min.	:1.139	Min. :1.119
1st Qu.	:1.265	1st Qu. :1.245
Median	:1.286	Median :1.272
Mean	:1.290	Mean :1.271
3rd Qu.	:1.308	3rd Qu. :1.294
Max.	:1.550	Max. :1.465

FIGURA 19. Estudio estadístico descriptivo comparando las poblaciones de los minerales arcillosos dentro de la máscara y en el mapa.

En el caso del t-test, la hipótesis nula, significa que no hay una diferencia significativa ente las medias de dos poblaciones. Como se puede observar en la Figura 20, el valor es menor de 0.05, por lo que existe una evidencia estadística significativa para rechazar una hipótesis nula. Por lo tanto, al rechazar la hipótesis nula, hay una alta probabilidad de que exista una diferencia significativa entre las medias de ambas poblaciones.

```
welch Two Sample t-test

data: data1000$min_arcillosos.alteration.laterite.clay_minerals_ma:
arcillosos.alteration.laterite.clay_minerals
t = 9.3192, df = 2044, p-value < 2.2e-16
alternative hypothesis: true difference in means is not equal to 0
95 percent confidence interval:
 0.01459581 0.02237612
sample estimates:
mean of x mean of y
 1.289536  1.271050
```

Figura 20. T-test comparando las poblaciones de los minerales arcillosos dentro de la máscara y en el mapa.

### Óxidos férricos

El índice de los óxidos férricos es una proporción entre la banda de infrarrojo de banda corta 1 y la banda de infrarrojo cercano 1 (SWIR1 y NIR). Varios minerales que se pueden detectar con este índice son la magnetita, hematita, goethita o siderita entre otros. Estos se encuentran en rocas ígneas y sedimentarias, teniendo implicaciones importantes en la exploración de recursos minerales. En el mapa de la Figura 21, se puede observar principalmente valores altos con tonos verdosos alrededor de la zona del río donde predominan unos valores más bajos en tonos rojizos.

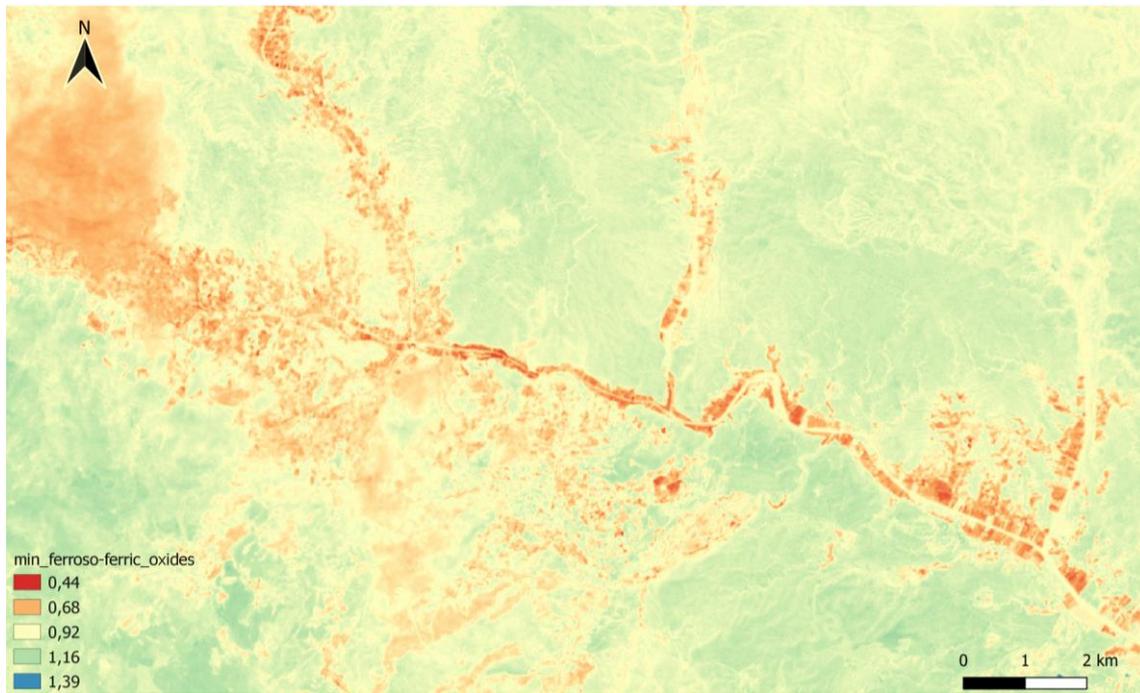


FIGURA 21. Mapa de la zona de estudio, con el índice de óxidos férricos aplicado.

Comparando los valores del histograma de ambos mapas (Fig. 22) se puede apreciar una mayor distribución de valores en el rango de 0.95-1.05 en la máscara, sin embargo, la concentración de los demás rangos de valores es muy predominante en la extensión del mapa, ya sea superando el valor de 1.05, o por debajo de 0.95. Esto sugiere que dentro de la máscara la presencia de óxidos férricos es menor que en la extensión del mapa, excepto en un ligero rango (0.95-1.05).

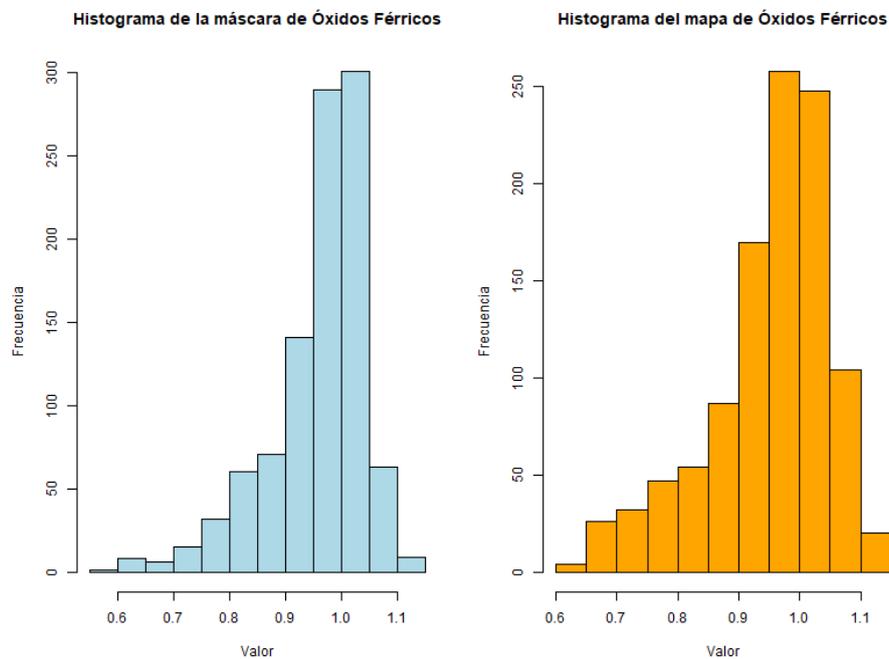


FIGURA 22. Histograma comparando las poblaciones de los óxidos férricos dentro de la máscara y en el mapa.

En el diagrama en caja de la Figura 23, la zona de la máscara tiene una mediana ligeramente mayor que la población del mapa completo. La caja de la máscara es más alta, además tiene valores atípicos también más altos que la población de la superficie, por lo que en esta población hay valores extremos inusuales. Por

lo tanto, este gráfico sugiere que dentro de la máscara, existen tanto una mayor variabilidad como valores del índice más altos que en la zona del mapa.

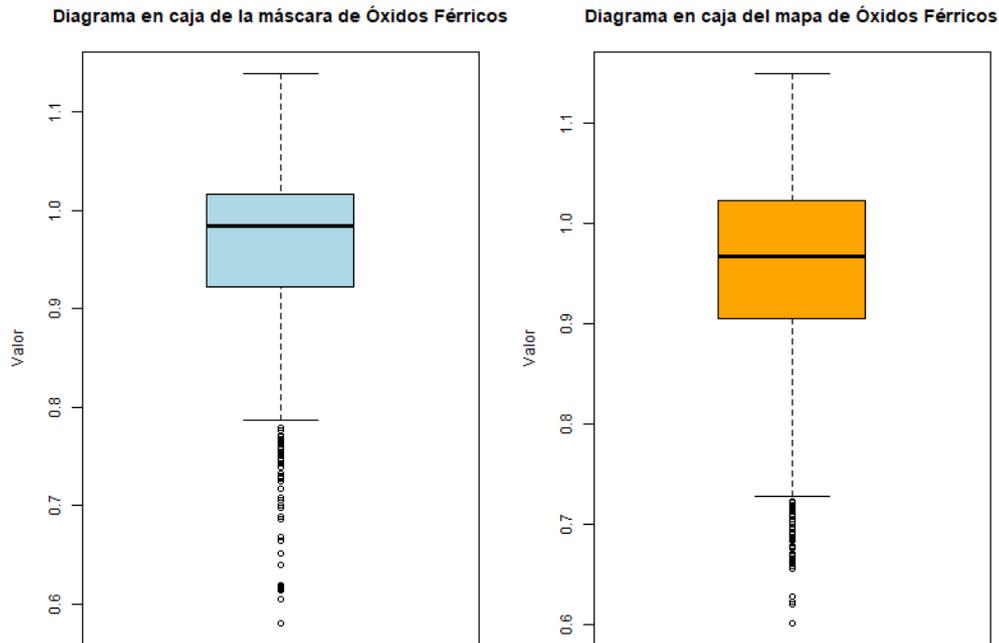


FIGURA 23. Diagrama en caja comparando las poblaciones de los óxidos férricos dentro de la máscara y en el mapa.

Observando los puntos del diagrama de dispersión de la Figura 24, estos se disponen bastante dispersos, por lo que se interpreta que no hay una relación muy fuerte entre los valores del índice en ambas poblaciones. Además, hay algunos puntos desviados significativamente, representando valores atípicos. Ambas poblaciones contienen valores altos, pero en el caso del mapa, existen varios puntos con valores bajos en comparación con la población de la máscara, sugiriendo que la población del mapa contiene valores significativamente más bajos que en la máscara.

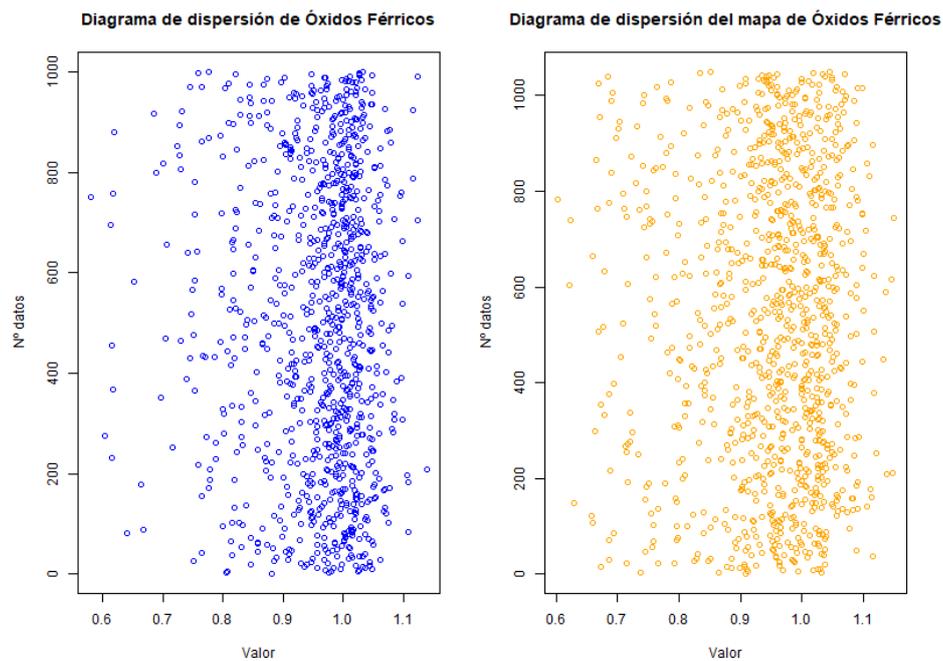


FIGURA 24. Diagrama de dispersión comparando las poblaciones de los óxidos férricos dentro de la máscara y en el mapa.

Una vez comparados los gráficos, llega el turno de cotejar los valores estadísticos. En este caso, en la Figura 25, la variable 1 es el interior de la máscara y la variable 2 el mapa. Los valores son muy similares en todos los aspectos, sin embargo, se aprecia un cambio de tendencia. Empezando por el mínimo, este valor es superior en la extensión del mapa, pese a ello, tanto el primer cuantil, como la media y la mediana, son sutilmente más altas en la máscara. No obstante, el tercer cuantil y el máximo es ligeramente mayor en la superficie del mapa.

	v1		v2
Min.	:0.5807	Min.	:0.6020
1st Qu.	:0.9210	1st Qu.	:0.9049
Median	:0.9829	Median	:0.9678
Mean	:0.9592	Mean	:0.9500
3rd Qu.	:1.0159	3rd Qu.	:1.0230
Max.	:1.1389	Max.	:1.1498

FIGURA 25. Estudio estadístico descriptivo comparando las poblaciones de los óxidos férricos dentro de la máscara y en el mapa.

Realizando el t-test de la Figura 26, el p-value es de 0.0231. Este valor indica que existe una evidencia estadística significativa para rechazar una hipótesis nula en un nivel significativo de 0.05. Al ser el valor menor de 0.05, esta hipótesis es poco probable, por lo que se puede rechazar, es decir, que hay una alta probabilidad de que exista una diferencia significativa entre las medias de ambas poblaciones.

```
data: data1000$min_ferroso.ferric_oxides_mask and data1050$min_fer
t = 2.2736, df = 2030.2, p-value = 0.0231
alternative hypothesis: true difference in means is not equal to 0
95 percent confidence interval:
 0.001298231 0.017595549
sample estimates:
mean of x mean of y
0.9594150 0.9499681
```

FIGURA 26. T-test comparando las poblaciones de los óxidos férricos dentro de la máscara y en el mapa.

### Minerales ferrosos

La relación de minerales ferrosos resalta los minerales que contienen hierro. A diferencia del índice anterior, aquí se usa la relación entre la banda de infrarrojo de banda corta 2 y la banda de infrarrojo cercano (SWIR 2 y NIR). Sin embargo, tiene las mismas aplicaciones que el índice de óxidos férricos. En la Figura 27, se distinguen principalmente tonos rojizos, indicando valores bajos respecto al máximo, especialmente en el área cercana al río. De hecho, solo se pueden apreciar valores en torno al 1, en la parte inferior del mapa.

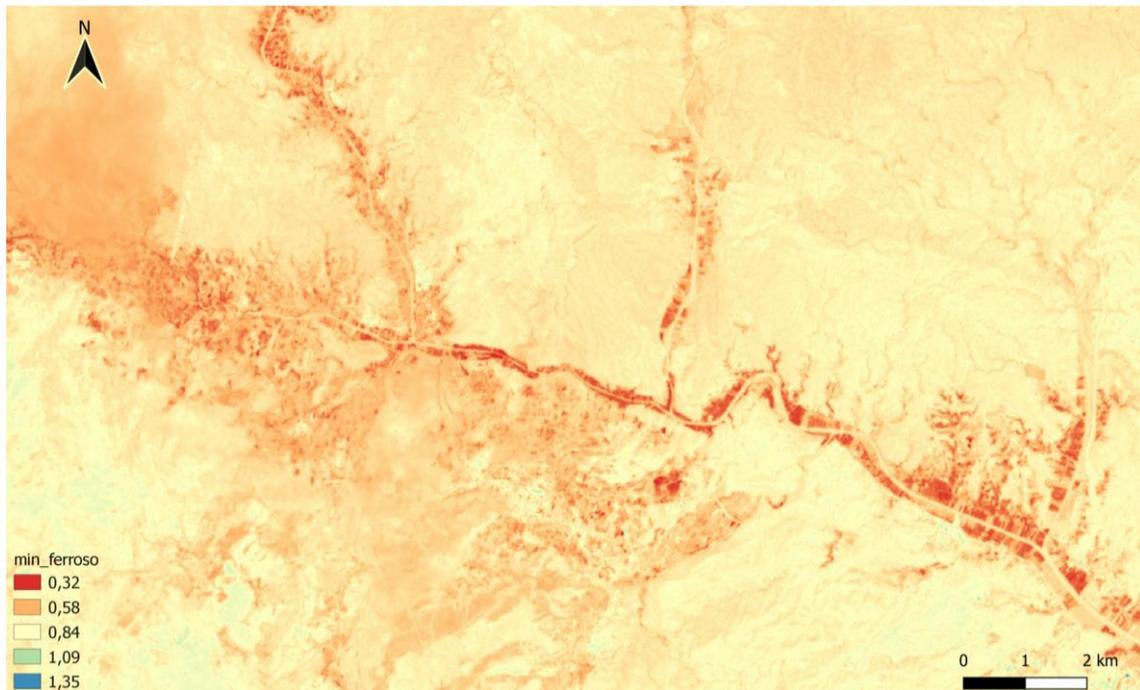


FIGURA 27. Mapa de la zona de estudio, con el índice de minerales ferrosos aplicado.

Observando los valores del histograma de ambas capas (Fig. 28), se distingue únicamente una mayor distribución de los valores en el rango cercano 0.8 en el interior de la máscara, predominando una notable concentración de los valores restantes en la superficie del mapa. Esto indica que pese a la excepción de los valores próximos a 0.8, existe una mayor presencia de minerales ferrosos en la totalidad del mapa frente a la máscara.

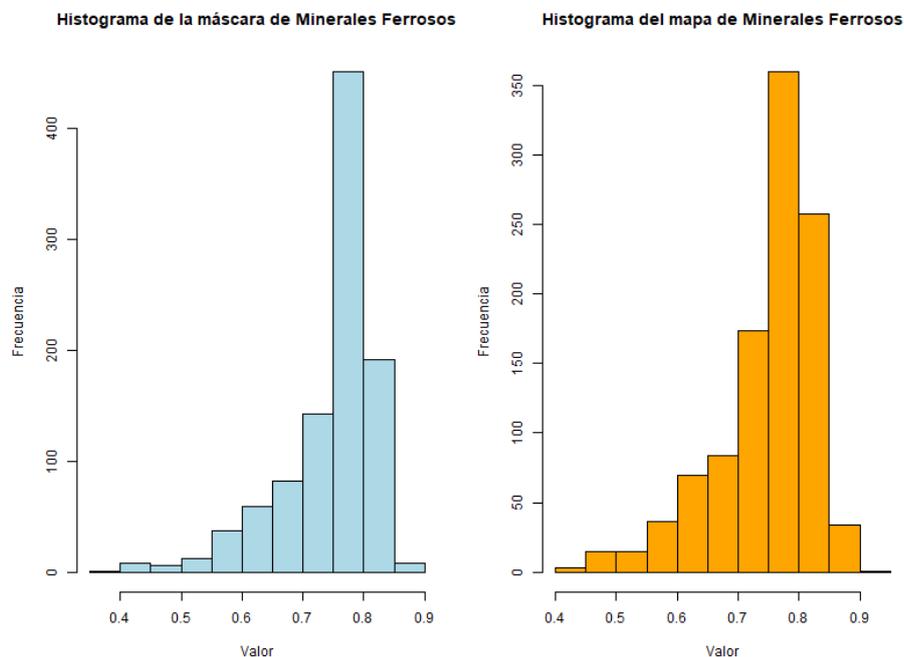


FIGURA 28. Histograma comparando las poblaciones de los minerales ferrosos dentro de la máscara y en el mapa.

En el diagrama en caja de la Figura 29, tanto la máscara como el mapa tiene una mediana prácticamente idéntica. La caja de la máscara es mas pequeña que la caja del mapa, indicando una menor dispersión de los datos en la población de la máscara. Ambas poblaciones muestran valores atípicos representados en la parte inferior de la caja, indicando mediciones con valores por debajo de la mayoría de los datos.

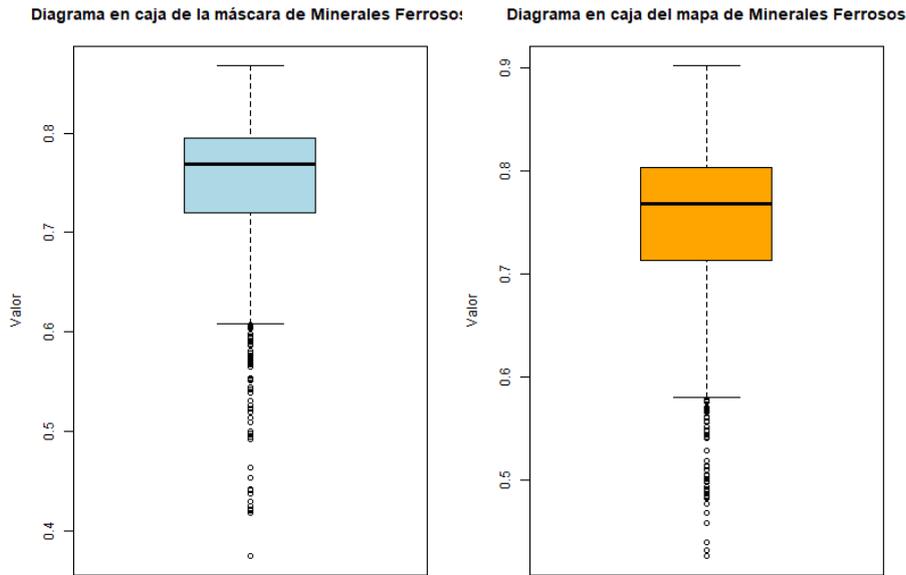


FIGURA 29. Diagrama en caja comparando las poblaciones de minerales ferrosos dentro de la máscara y en el mapa.

Respecto al diagrama de dispersión (Fig. 30), se aprecia como en el gráfico azul, se encuentra una pequeña concentración de puntos en la parte de la izquierda (por debajo de 0.5), encontrándose en valores más bajos que en el gráfico naranja. Así mismo, en el gráfico del mapa, se disponen mayor cantidad de puntos superando el valor de 0.8. Estos resultados del diagrama se interpretarían de manera que la población de la máscara contiene valores más bajos, mientras que en la región del mapa, predominan los valores altos, sugiriendo mayor presencia de minerales ferrosos que en la máscara.

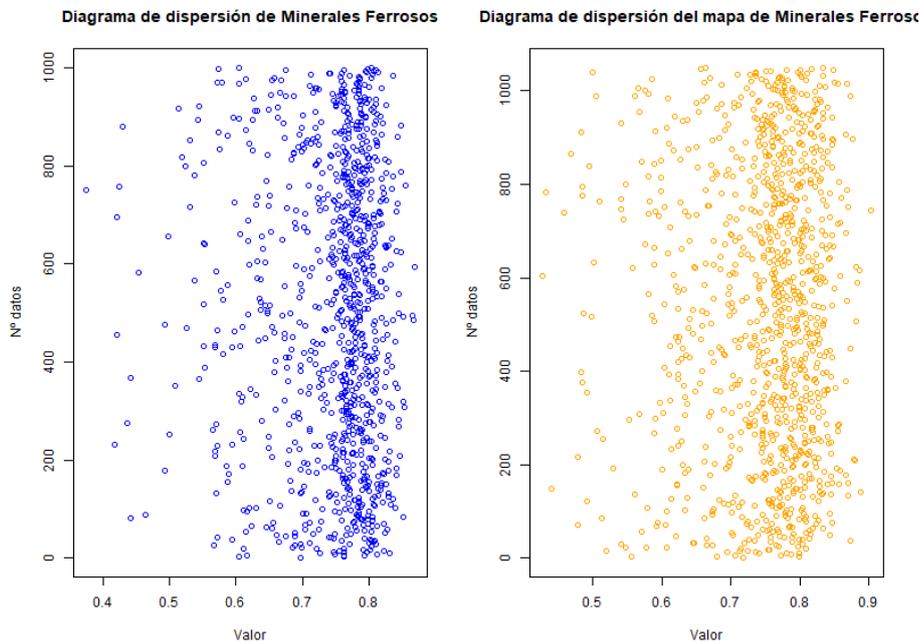


FIGURA 30. Diagrama de dispersión comparando las poblaciones de los minerales ferrosos dentro de la máscara y en el mapa.

En el caso de los valores estadísticos, en la Figura 31, la variable 1 es el interior de la máscara y la variable 2 el mapa. Los valores son muy similares en todos los aspectos, sin embargo, se aprecia un cambio de tendencia. Empezando por el mínimo, este es mayor en la extensión del mapa, pese a ello, tanto el primer cuantil, como la media y la mediana, son tenuemente más altas en la máscara. No obstante, el tercer cuantil y el máximo es ligeramente superior en la superficie del plano.

v1		v2	
Min.	:0.3747	Min.	:0.4269
1st Qu.	:0.7188	1st Qu.	:0.7136
Median	:0.7677	Median	:0.7678
Mean	:0.7452	Mean	:0.7483
3rd Qu.	:0.7945	3rd Qu.	:0.8030
Max.	:0.8681	Max.	:0.9021

FIGURA 31. Estudio estadístico descriptivo comparando las poblaciones de los minerales ferrosos dentro de la máscara y en el mapa.

Realizando el t-test (Fig. 32) de las poblaciones de los minerales ferrosos, el p-values es de 0.4397. Al ser un valor superior a 0.05, no se puede rechazar la hipótesis nula, por lo que ambas poblaciones son estadísticamente iguales.

```

data: data1000$min_ferroso_mask and data1050$min_ferroso
t = -0.77283, df = 2045, p-value = 0.4397
alternative hypothesis: true difference in means is not equal to 0
95 percent confidence interval:
 -0.009578927  0.004163399
sample estimates:
mean of x mean of y
0.7455934 0.7483011

```

FIGURA 32. T-test comparando las poblaciones de los minerales ferrosos dentro de la máscara y en el mapa.

### Óxidos de hierro

El índice del óxido de hierro consiste en una proporción entre las longitudes de onda roja y azul. La presencia de filosilicatos con contenido limonítico y una alteración del óxido de hierro limonítico provocan una absorción en la banda azul y reflectancia en la banda roja. De hecho, las áreas con una gran alteración de hierro brillan. La naturaleza de esta relación permite que el índice atenúe las diferencias de iluminación causadas por las sombras del terreno. Este índice es un indicador importante a la hora de realizar cartografía geológica y explotación de recursos minerales, estando relacionado con los dos índices anteriores, el de óxidos férricos y minerales ferrosos, ya que la presencia de óxidos de hierro puede estar asociada con la presencia de minerales ferrosos como la magnetita, hematita, goethita o siderita. En el mapa de valores de la Figura 33, se observa como predominan los valores intermedios (cerca de 1) en la totalidad de la extensión. Pese a esto, se aprecian motas de tonos verdosos en la parte inferior al río.

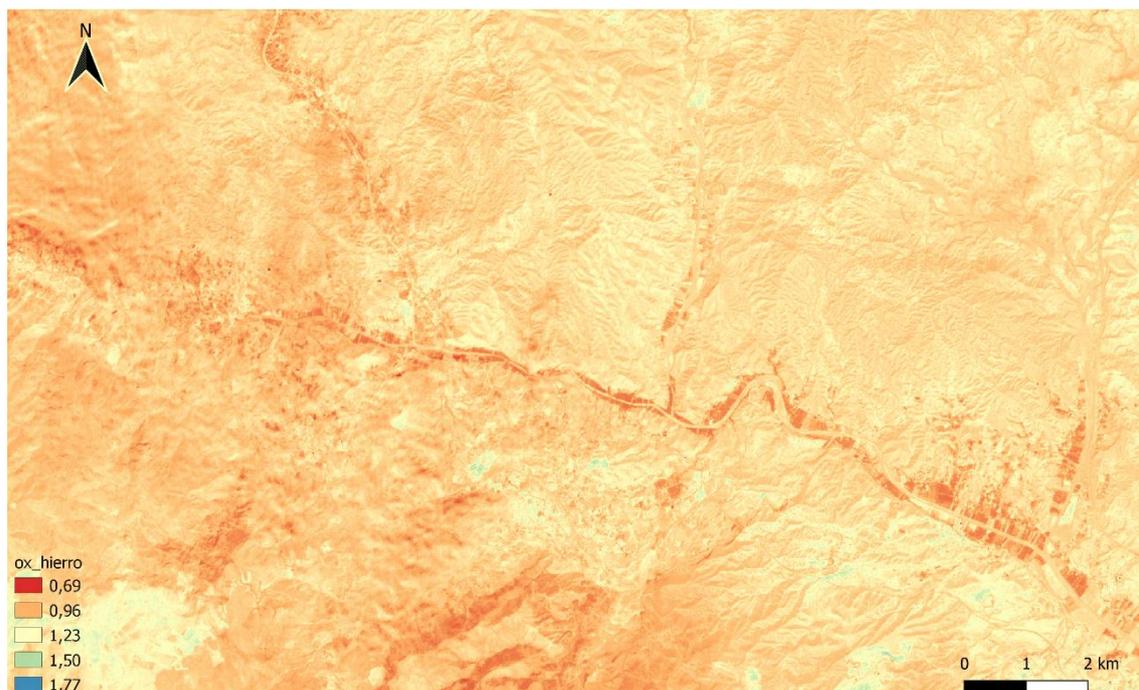


FIGURA 33. Mapa de la zona de estudio, con el índice de óxidos de hierro aplicado.

La Figura 34 muestra el histograma comparando las poblaciones de la máscara y de la extensión del mapa respecto al índice de óxidos de hierro. En este gráfico se puede apreciar un mayor rango de valores en la extensión del mapa, además existe una mayor concentración de datos en todos los rangos, salvo la excepción del rango 1.1-1.25, donde predomina la distribución de los valores de la máscara. Por lo tanto, se sugiere una mayor presencia de óxidos de hierro en la totalidad del mapa frente a la máscara.

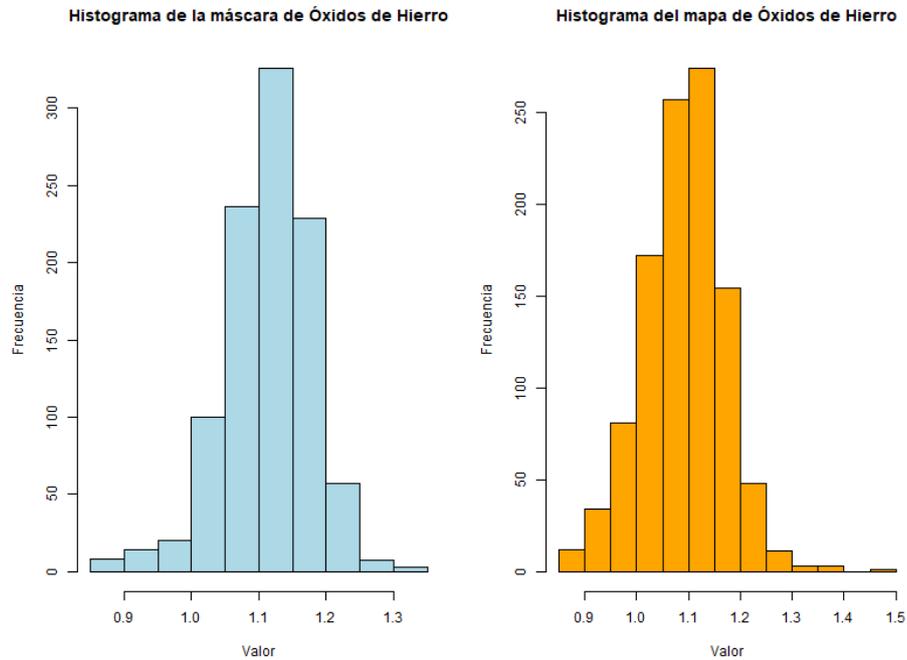


Figura 34. Histograma comparando las poblaciones de los óxidos de hierro dentro de la máscara y en el mapa.

En el diagrama de caja de la Figura 35, se observa como la población de la máscara tiene una mediana ligeramente superior a la población del mapa. En este caso, ambas capas contienen varios valores atípicos tanto por encima, como por debajo del valor intercuilítico. La caja de la máscara es mayor que la caja del mapa, por lo que la distribución de los valores es superior también.

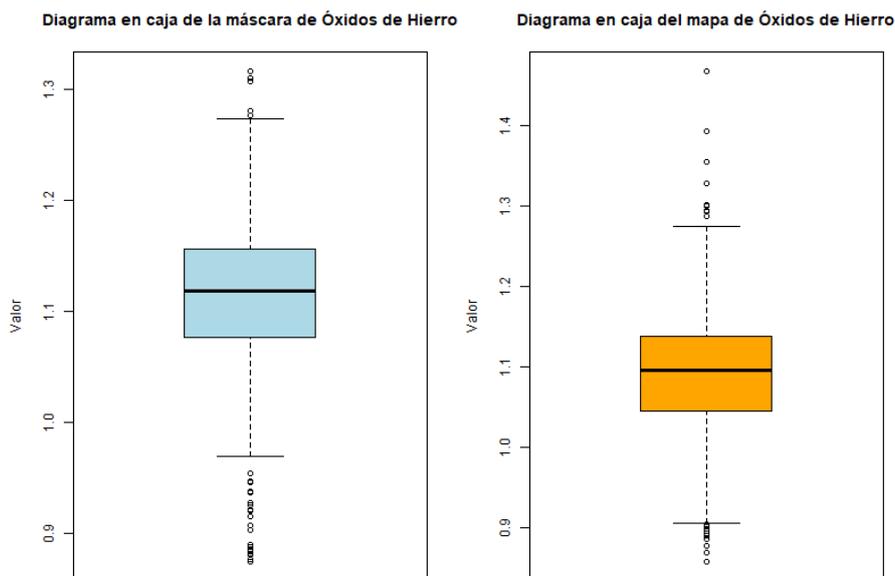


FIGURA 35. Diagrama en caja comparando las poblaciones de los óxidos de hierro dentro de la máscara y en el mapa.

En la Figura 36 se observa el diagrama de dispersión de los óxidos de hierro. Se representan unos valores muy similares en ambas poblaciones, sobre todo en la zona intermedia, en el rango 1-1.2. Los demás valores

podrían ser considerados como atípicos, concentrándose en mayor cantidad en la extensión del mapa, ya que los valores se sitúan más dispersos tanto por debajo del valor de 1.0, como por encima del valor de 1.2.

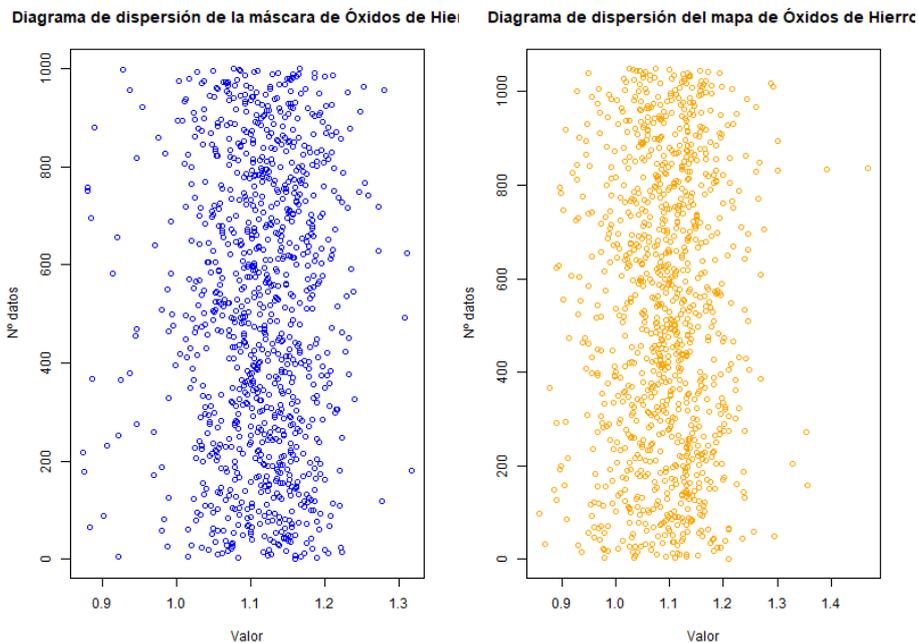


FIGURA 36. Diagrama de dispersión comparando las poblaciones de los óxidos de hierro dentro de la máscara y en el mapa.

Los valores estadísticos de la Figura 37 muestran el interior de la máscara como la variable 1 y al mapa como la variable 2. Los valores son muy similares en todos los aspectos, sin embargo, se aprecia un ligero cambio de tendencia. Salvo la excepción de un máximo superior en la extensión del mapa, los demás valores son superiores en el interior de la máscara.

	V1	V2
Min.	:0.8746	Min. :0.8574
1st Qu.	:1.0755	1st Qu. :1.0444
Median	:1.1185	Median :1.0948
Mean	:1.1138	Mean :1.0913
3rd Qu.	:1.1556	3rd Qu. :1.1381
Max.	:1.3165	Max. :1.4682

FIGURA 37. Estudio estadístico descriptivo comparando las poblaciones de los óxidos de hierro dentro de la máscara y en el mapa.

A la hora de realizar el t-test (Fig. 38), el p-value muestra un valor muy por debajo del 0.05, indicando una evidencia estadística significativa para rechazar la hipótesis nula y, por tanto, indicando una alta probabilidad de que exista una diferencia significativa entre las medias de ambas poblaciones.

```
data: data1000$ox_hierro_mask and data1050$ox_hierro
t = 7.1092, df = 2006.2, p-value = 1.616e-12
alternative hypothesis: true difference in means is not equal to 0
95 percent confidence interval:
 0.01617049 0.02849085
sample estimates:
mean of x mean of y
 1.113619 1.091288
```

FIGURA 38. T-test comparando las poblaciones de los óxidos de hierro dentro de la máscara y en el mapa.

*S<sub>mir</sub>/Red*

El Simple Ratio Mir/Red, se define como la proporción entre la banda MIR y los valores de pixel de la banda RED. Dada la relación entre la banda de infrarrojo de banda corta 2 y la banda de color rojo del sensor Sentinel 2A, se llega a calcular la cantidad de Hidróxido de Hierro y de materia orgánica. Un valor alto indicaría una mayor cantidad de materia orgánica en el suelo, ya que esta absorbe la radiación en la banda MIR y refleja la radiación en la banda RED. Sin embargo, observando el mapa de la Figura 39, los valores altos aparecen en pequeñas cantidades y muy dispersos. De hecho, predominan los valores con tonos rojizos y claros, cercanos al valor de 1, salvo en la parte superior izquierda donde se acercan al valor de 0.6.

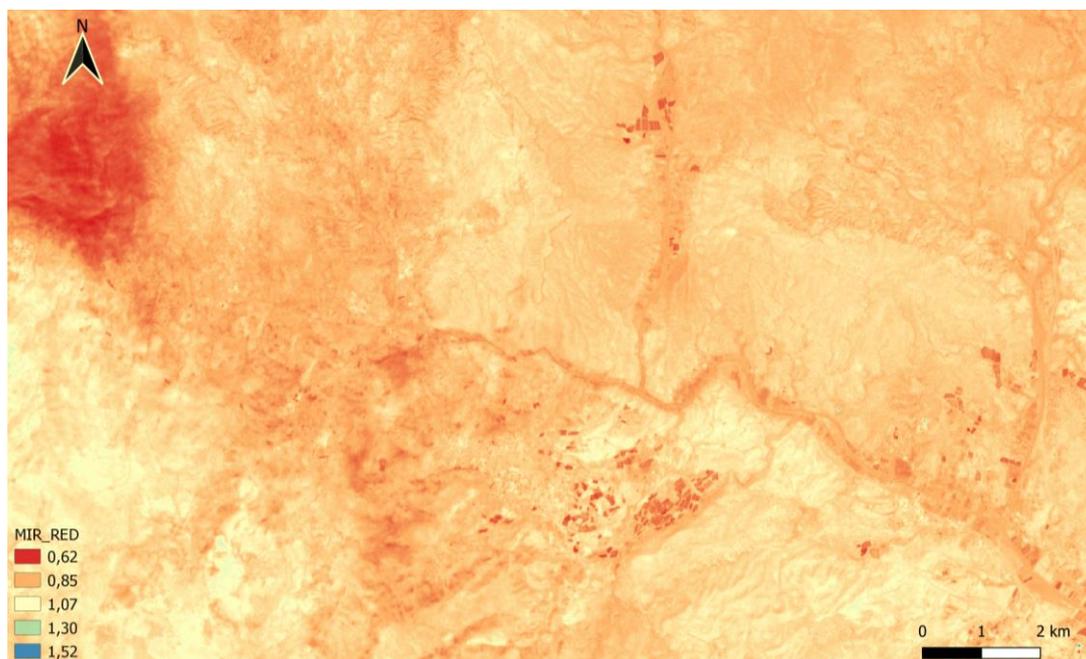


FIGURA 39. Mapa de la zona de estudio, con el índice de la proporción smir/red aplicado.

En la Figura 40 se representa un histograma comparando ambas poblaciones. Comparando estos gráficos, se observa una ligera tendencia en la máscara donde en el rango de valores entre 0.9 y 1, el número de individuos es superior a la región del mapa. Sin embargo, los demás rangos de valores son superiores en la extensión del mapa, incluso siendo un rango más amplio que el de la propia máscara.

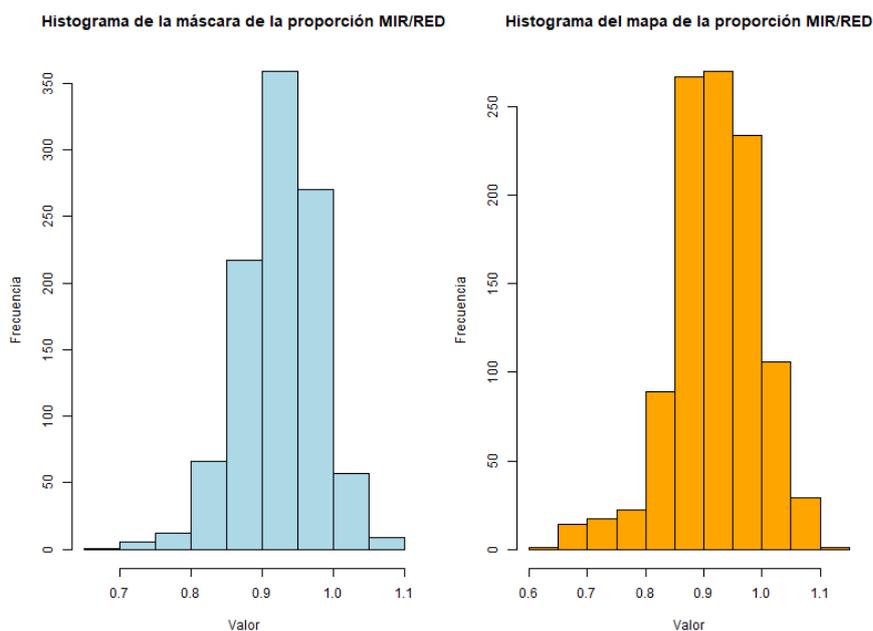


FIGURA 40. Histograma comparando las poblaciones de la proporción smir/red dentro de la máscara y en el mapa.

Observando el diagrama en caja de la Figura 41, se aprecia que tanto los valores de la mediana, como las cajas son muy similares. Así mismo, los valores atípicos se sitúan tanto por encima, como por debajo del valor intercuilítico.

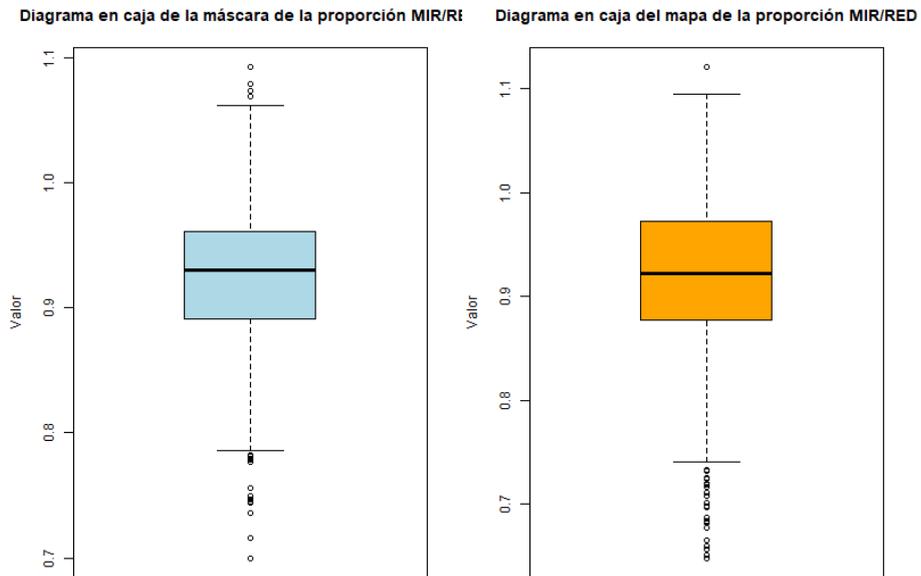


FIGURA 41. Diagrama en caja comparando las poblaciones de la proporción smir/red dentro de la máscara y en el mapa.

En la Figura 42 se representa un diagrama de dispersión para cada población donde visualmente no se aprecian muchas diferencias. Ambas variables tienen una gran concentración de individuos en el rango 0.8-1 y varios individuos dispersos tanto por encima, como por debajo de este rango, convirtiéndose en valores atípicos.

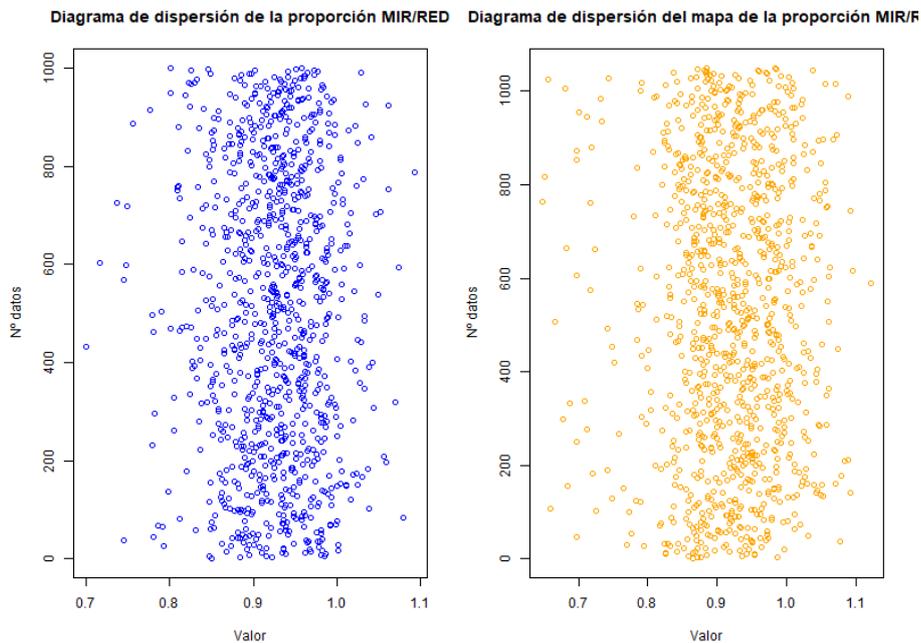


FIGURA 42. Diagrama de dispersión comparando las poblaciones de la proporción smir/red dentro de la máscara y en el mapa.

Los valores estadísticos de la Figura 43 muestran el interior de la máscara como la variable 1 y al mapa como la variable 2. Los valores son muy similares en todos los aspectos, sin embargo, se aprecia un ligero

cambio de tendencia. Este cambio es identificado a partir del tercer cuantil, cuando los valores de los individuos pasan de ser ligeramente más altos en el interior de la máscara a ser mayores en la extensión del mapa.

	V1	V2
Min.	:0.6998	Min. :0.6481
1st Qu.	:0.8911	1st Qu.:0.8770
Median	:0.9287	Median :0.9225
Mean	:0.9249	Mean :0.9200
3rd Qu.	:0.9618	3rd Qu.:0.9718
Max.	:1.0928	Max. :1.1209

FIGURA 43. Estudio estadístico descriptivo comparando las poblaciones de la proporción smir/red dentro de la máscara y en el mapa.

Realizando el t-test (Fig. 44) de las poblaciones de los minerales ferrosos, el p-values es de 0.06212. Al ser un valor superior a 0.05, no se puede rechazar la hipótesis nula, por lo que ambas poblaciones son estadísticamente iguales.

```

data: data1000$MIR_RED_mask and data1050$MIR_RED
t = 1.8665, df = 1940.3, p-value = 0.06212
alternative hypothesis: true difference in means is not equal to 0
95 percent confidence interval:
 -0.0002706716  0.0109432455
sample estimates:
mean of x mean of y
0.9253125 0.9199762

```

FIGURA 44. T-test comparando las poblaciones de la proporción smir/red dentro de la máscara y en el mapa.

### Silicatos ferrosos

El índice de silicatos ferrosos, se define como la proporción entre la banda de infrarrojo de banda corta 1 y 2. Es una medida cuantitativa utilizada en petrología y geología para estimar la cantidad de silicatos ferrosos que contiene la roca como pueden ser olivino, piroxeno y anfíboles. Observando el mapa de la Figura 45, se observa como las mayores cantidades de silicatos ferrosos se concentra en la parte superior izquierda, mientras que, en la parte restante, los valores son más bajos.

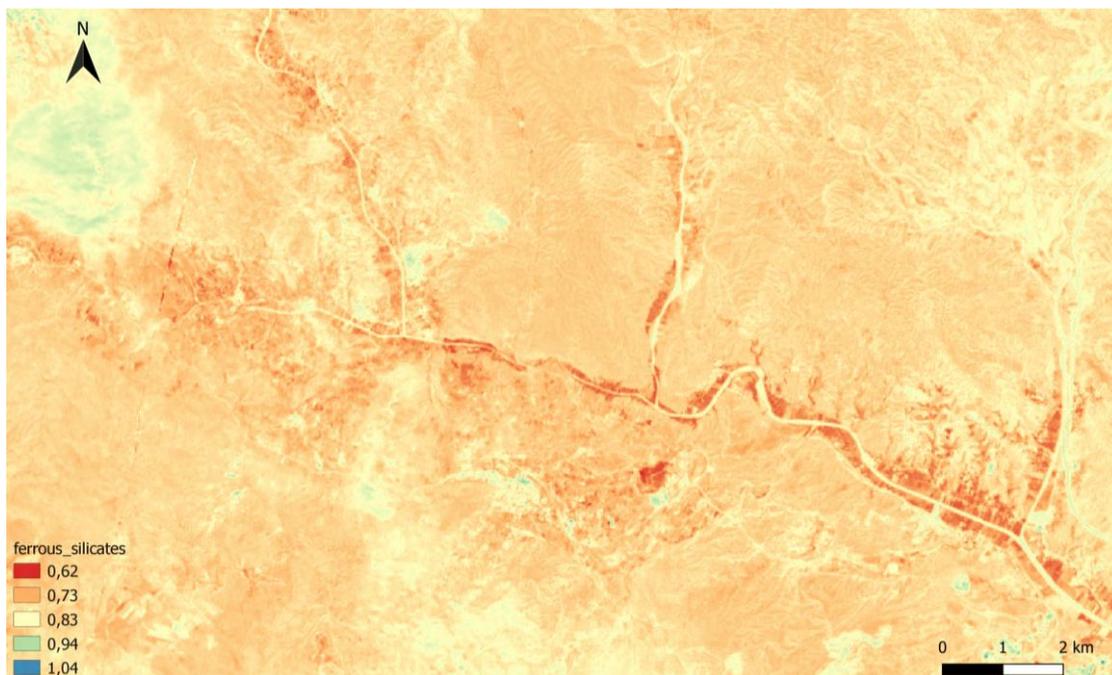


FIGURA 45. Mapa de la zona de estudio, con el índice de silicatos ferrosos aplicado.

En el histograma de la Figura 46 se hace una comparación entre las poblaciones de la máscara y el mapa con el índice de silicatos ferrosos. Se observa como el mapa tiene una mayor diversidad de rangos respecto a la máscara. Además, las barras son mayores en la superficie del mapa salvo la excepción del rango 0.72-0.78, donde se concentran más individuos en la máscara.

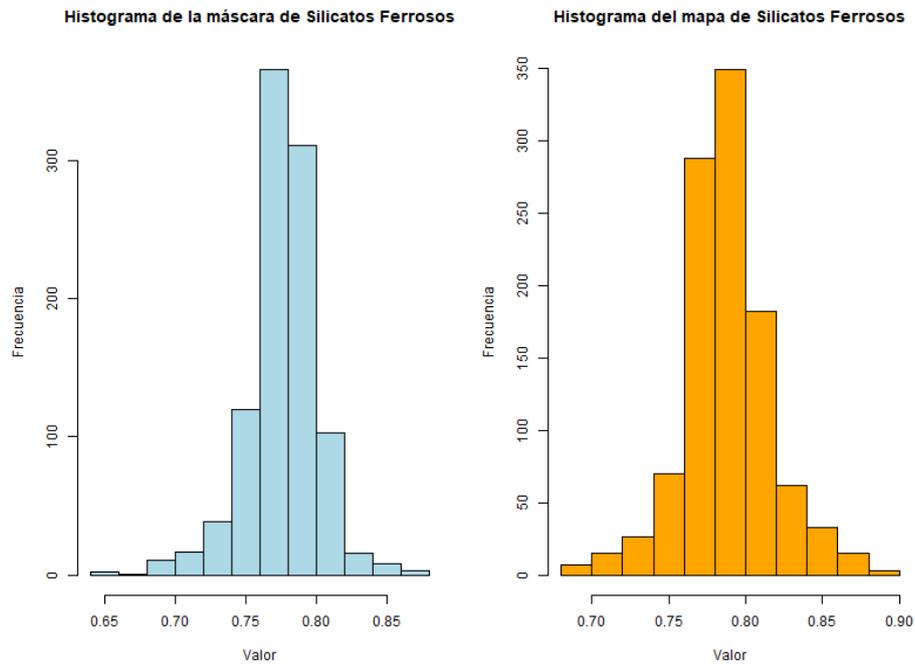


FIGURA 46. Histograma comparando las poblaciones de la proporción smir/red dentro de la máscara y en el mapa.

Observando el diagrama en caja de la Figura 47, se aprecia como los valores de la mediana son muy similares. Sin embargo, la caja es de mayor tamaño en la extensión del mapa, además sus valores intercuilíticos son superiores también. De hecho, los valores atípicos se sitúan tanto por encima, como por debajo del valor intercuilítico.

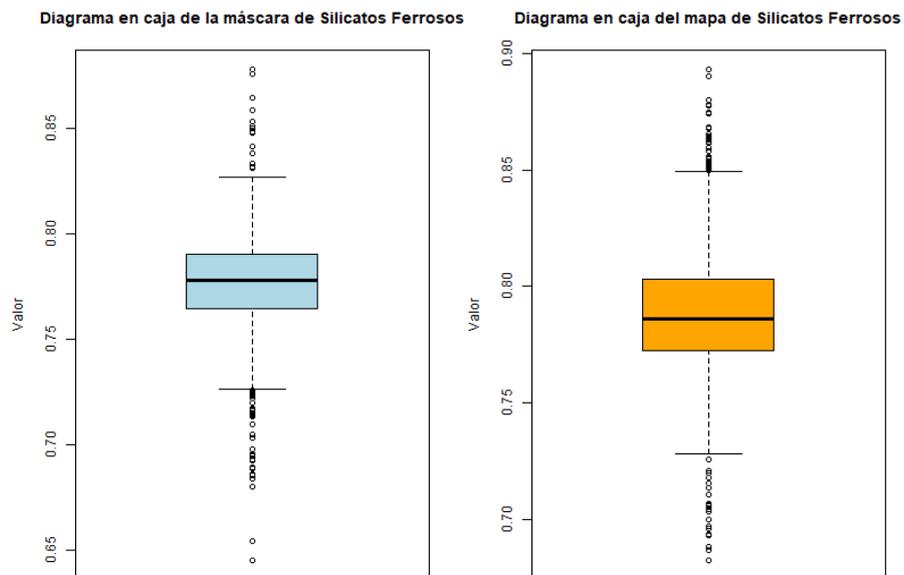


FIGURA 47. Diagrama en caja comparando las poblaciones de la proporción smir/red dentro de la máscara y en el mapa.

Observando los puntos del diagrama de dispersión de la Figura 48, estos se disponen bastante uniformes, la mayoría entre el rango de 0.75-0.8. También hay algunos puntos desviados tenuemente, representando

valores atípicos. Ambas poblaciones contienen valores bajos, pero en el caso del mapa, existen varios puntos con valores altos en comparación con la población de la máscara, sugiriendo que la población del mapa contiene valores significativamente más altos que en la máscara.

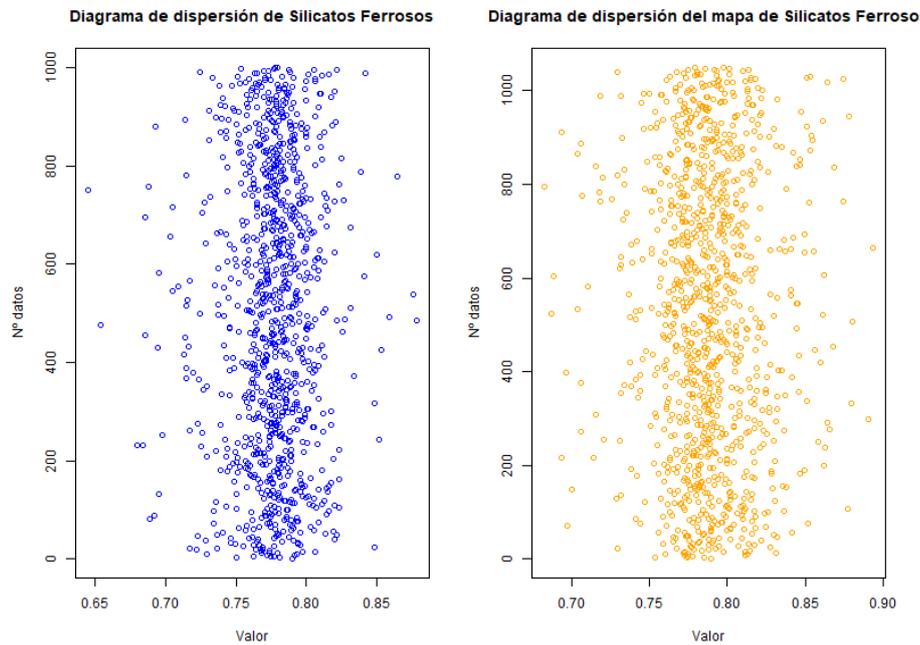


FIGURA 48. Diagrama de dispersión comparando las poblaciones de la proporción smir/red dentro de la máscara y en el mapa.

Una vez comparados los gráficos, llega el turno de equiparar los valores estadísticos. En el caso de la Figura 49, la variable 1 es el interior de la máscara y la variable 2 el mapa. Los valores son muy similares en todos los aspectos, ligeramente superiores en la extensión del mapa respecto al interior de la máscara.

	v1	v2
Min.	:0.6453	Min. :0.6824
1st Qu.	:0.7644	1st Qu.:0.7726
Median	:0.7776	Median :0.7863
Mean	:0.7761	Mean :0.7878
3rd Qu.	:0.7903	3rd Qu.:0.8033
Max.	:0.8779	Max. :0.8933

FIGURA 49. Estudio estadístico descriptivo comparando las poblaciones de los silicatos ferrosos dentro de la máscara y en el mapa.

Observando en la Figura 50, el valor es menor de 0.05, por lo que existe una evidencia estadística significativa para rechazar una hipótesis nula. Por lo tanto, al rechazar la hipótesis nula, hay una alta probabilidad de que exista una diferencia significativa entre las medias de ambas poblaciones.

```
data: data1000$ferrous_silicates_mask and data1050$ferrous_silicates
t = -9.605, df = 2034, p-value < 2.2e-16
alternative hypothesis: true difference in means is not equal to 0
95 percent confidence interval:
 -0.013823719 -0.009135885
sample estimates:
mean of x mean of y
0.7763186 0.7877984
```

FIGURA 50. T-test comparando las poblaciones de los silicatos ferrosos dentro de la máscara y en el mapa.

*Hierro férrico 3<sup>+</sup>*

La proporción de hierro férrico 3<sup>+</sup>, procede de la relación de los píxeles que definen la banda de color rojo y la banda de color verde. Es un índice útil para geología, mineralogía y agricultura, ya que el hierro 3<sup>+</sup> es un nutriente esencial para el crecimiento de las plantas. Como se puede ver en la Figura 51, en el área de estudio, la cantidad de hierro 3<sup>+</sup>, se encuentra próxima al valor de 1.



FIGURA 51. Mapa de la zona de estudio, con el índice de hierro 3<sup>+</sup> aplicado.

En la Figura 52 se representa un histograma comparando ambas poblaciones. Comparando estos gráficos, se observa una ligera tendencia en la máscara donde en el rango de valores entre 1.05 y 1.2, el número de individuos es superior a la región del mapa. Sin embargo, los demás rangos de valores son superiores en la extensión del mapa, incluso siendo un rango más amplio que el de la propia máscara, llegando a 1.4.

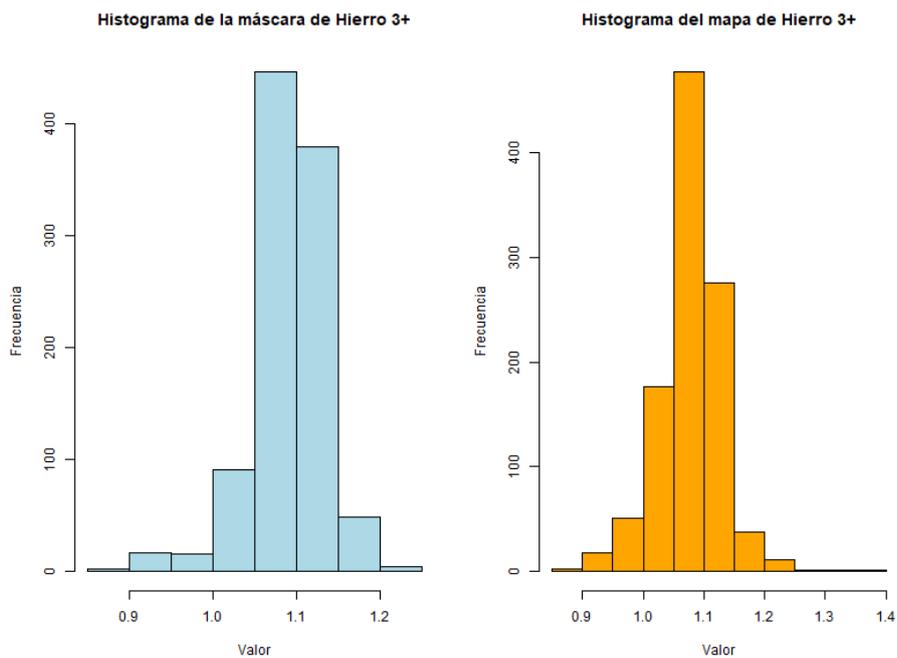


FIGURA 52. Histograma comparando las poblaciones de hierro 3<sup>+</sup> dentro de la máscara y en el mapa.

En el diagrama en caja de la Figura 53, la zona de la máscara tiene una mediana ligeramente mayor que en la superficie del mapa. Sin embargo, la distribución de los valores del índice dentro de la máscara es más amplia que en la extensión. Los valores intercuartílicos abarcan mayor rango de valores en la extensión del mapa, de esta manera, contiene mayor número de valores atípicos.

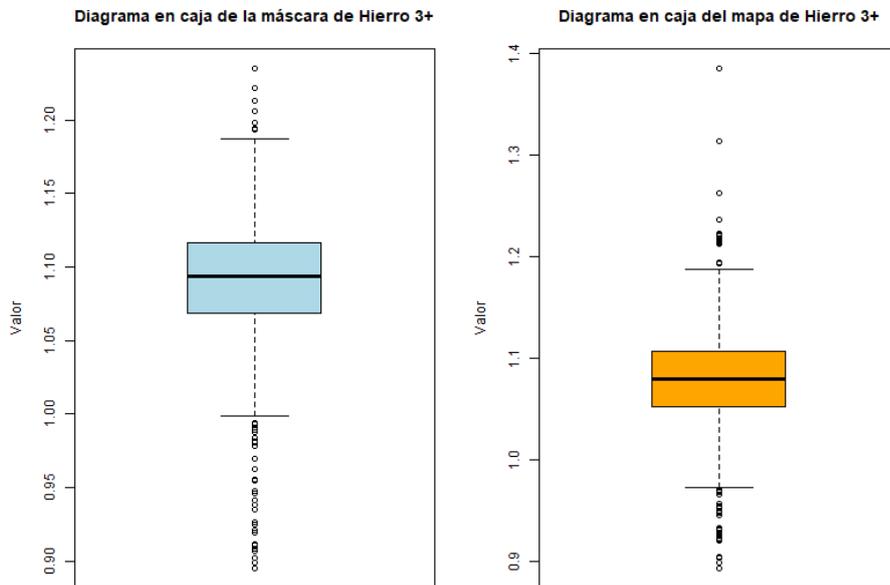


FIGURA 53. Diagrama en caja comparando las poblaciones de hierro 3+ dentro de la máscara y en el mapa.

En la Figura 54 se representa un diagrama de dispersión para cada población donde visualmente no se aprecian muchas diferencias. Ambas variables tienen una gran concentración de individuos en el rango 1.05-1.15 y varios individuos dispersos tanto por encima, como por debajo de este rango, convirtiéndose en valores atípicos.

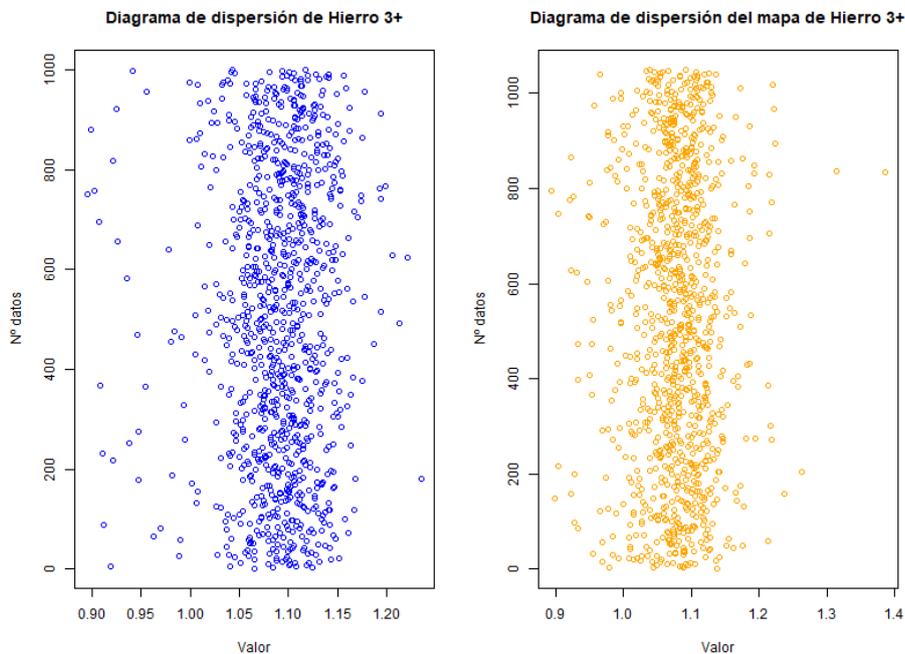


Figura 54. Diagrama de dispersión comparando las poblaciones de hierro 3+ dentro de la máscara y en el mapa.

Los valores estadísticos de la Figura 55 muestran el interior de la máscara como la variable 1 y al mapa como la variable 2. Los valores son muy similares en todos los aspectos, ligeramente superiores en el interior de la máscara, a excepción del valor máximo, el cual es superior en la extensión del mapa.

rango de valor 0.85-0.9. Estos valores dan lugar a una interpretación donde la vegetación es más densa y se encuentra más sana en la superficie del mapa.

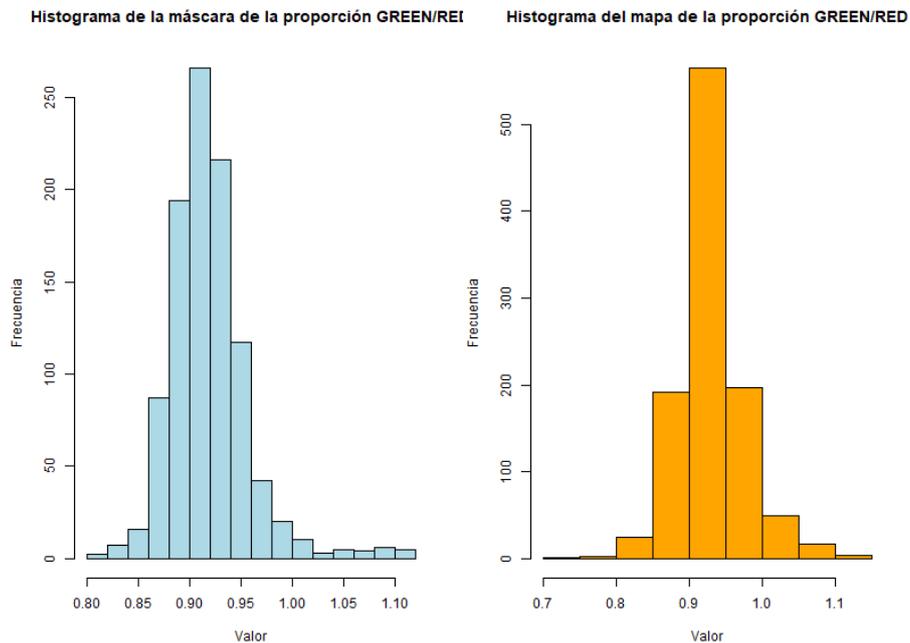


Figura 58. Histograma comparando las poblaciones de la proporción green/red dentro de la máscara y en el mapa.

Observando el diagrama en caja de la Figura 59, se aprecia que tanto los valores de la mediana, como las cajas son muy similares. Simultáneamente, la caja de la extensión parece más estrecha que la caja de la máscara, existiendo una mayor distribución de valores en el interior de la máscara. Así mismo, los valores atípicos se sitúan tanto por encima, como por debajo del valor intercuilítico.

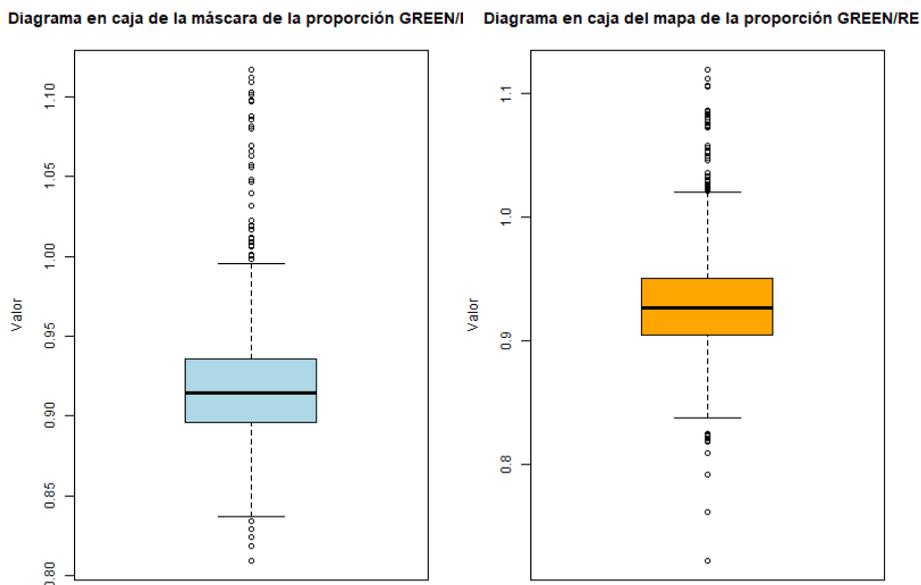


FIGURA 59. Diagrama en caja comparando las poblaciones de la proporción green/red dentro de la máscara y en el mapa.

En la Figura 60 se representa un diagrama de dispersión para cada población donde visualmente no se aprecian muchas diferencias. Ambas variables tienen una gran concentración de individuos en el rango 0.85-0.95 y varios individuos dispersos tanto por encima, como por debajo de este rango, convirtiéndose en valores atípicos. Sin embargo, parece que la tendencia de valores empieza antes en la máscara, pero continúa durante más valores altos en la superficie.

	V1	V2
Min.	:0.8951	Min. :0.8931
1st Qu.	:1.0684	1st Qu. :1.0520
Median	:1.0939	Median :1.0795
Mean	:1.0901	Mean :1.0775
3rd Qu.	:1.1165	3rd Qu. :1.1062
Max.	:1.2353	Max. :1.3856

FIGURA 55. Estudio estadístico descriptivo comparando las poblaciones del hierro 3<sup>+</sup> dentro de la máscara y en el mapa.

A la hora de realizar el t-test (Fig. 56), el p-value muestra un valor muy por debajo del 0.05, indicando una evidencia estadística significativa para rechazar la hipótesis nula y, por tanto, indicando una alta probabilidad de que exista una diferencia significativa entre las medias de ambas poblaciones.

```
data: data1000$ferric_iron_fe3._mask
t = 787.84, df = 999, p-value < 2.2e-16
alternative hypothesis: true mean is not equal to 0
95 percent confidence interval:
 1.087471 1.092901
sample estimates:
mean of x
1.090186
```

FIGURA 56. T-test comparando las poblaciones del hierro 3<sup>+</sup> dentro de la máscara y en el mapa.

### Green/Red

El índice green/red se calcula como la relación entre la reflectancia de la luz en la banda verde y la reflectancia en la banda roja. Es utilizado para estimar la salud y la densidad de la vegetación en un área determinada a diferencia de los demás índices del presente trabajo. En la Figura 57 se puede observar como los valores más altos (tonos azulados), se encuentran en el río, sugiriendo que en esta zona es donde más sana se encuentre la vegetación. Las demás partes del área tienen unos tonos rojizos equivalentes a valores más bajos.



FIGURA 57. Mapa de la zona de estudio, con el índice de green/red aplicado.

Una vez observado los valores, viendo el histograma de ambos mapas (Fig. 58), se puede apreciar una clara tendencia donde existen más individuos en la extensión del mapa en todos los valores, a excepción del

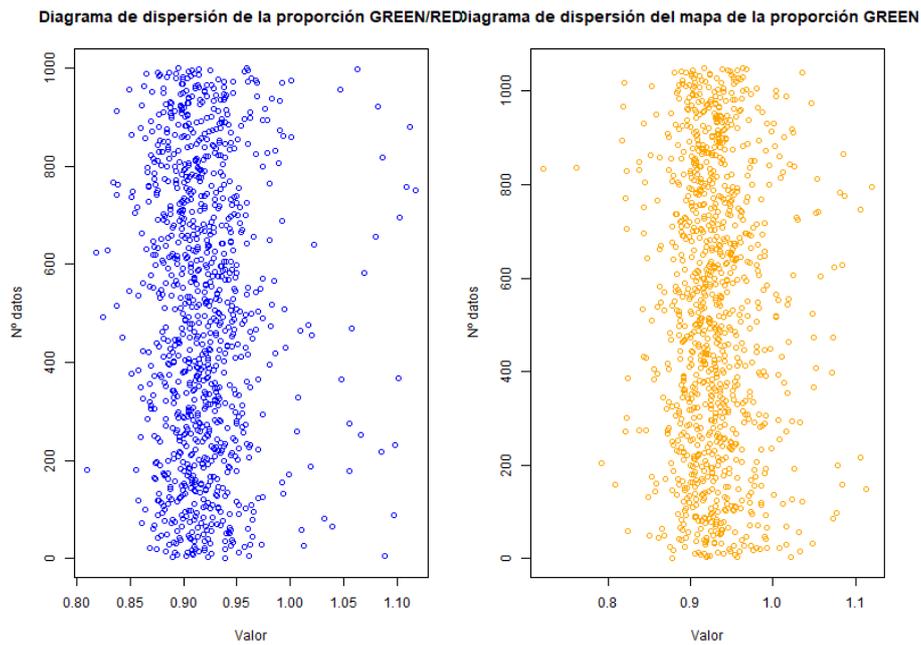


FIGURA 60. Diagrama de dispersión comparando las poblaciones de la proporción green/red dentro de la máscara y en el mapa.

Una vez comparados los gráficos, llega el turno de equiparar los valores estadísticos. En este caso, en la Figura 61, la variable 1 es el interior de la máscara y la variable 2 el mapa. Los valores son muy similares en todos los aspectos, ligeramente superiores en el mapa a diferencia del valor mínimo, el cual, es más alto en la máscara.

	V1	V2
Min.	:0.8095	Min. :0.7217
1st Qu.	:0.8957	1st Qu.:0.9040
Median	:0.9141	Median :0.9263
Mean	:0.9189	Mean :0.9301
3rd Qu.	:0.9360	3rd Qu.:0.9505
Max.	:1.1171	Max. :1.1196

FIGURA 61. Estudio estadístico descriptivo comparando las poblaciones de la proporción green/red dentro de la máscara y en el mapa.

A la hora de realizar el t-test (Fig. 62), el p-value muestra un valor muy por debajo del 0.05, indicando una evidencia estadística significativa para rechazar la hipótesis nula y, por tanto, indicando una alta probabilidad de que exista una diferencia significativa entre las medias de ambas poblaciones.

```
data: data1000$green_red_mask and data1050$green_red
t = -6.1453, df = 2034.8, p-value = 9.576e-10
alternative hypothesis: true difference in means is not equal to 0
95 percent confidence interval:
 -0.014901264 -0.007691361
sample estimates:
mean of x mean of y
0.9188280 0.9301244
```

FIGURA 62. T-test comparando las poblaciones de la proporción green/red dentro de la máscara y en el mapa.

Salvo los índices que representan los minerales arcillosos y el óxido férrico, que sí parece tener valores significativamente más altos en la máscara que en el resto del mapa, no parece haber evidencias claras de alteración mineralógica significativa en el área en la que el estudio (Sánchez-Garrido et al., 2022) ubica el impacto. Sin embargo, la cartografía de la mayoría de los índices (minerales arcillosos, óxidos férricos, minerales ferrosos, silicatos ferrosos) muestran una zona de geometría circular, ubicada en la esquina superior

izquierda del mapa dónde los valores de los índices son bajos y de distribución muy homogénea. Esta zona se comporta de forma diferente al resto del mapa en casi todos los índices ya que en general los valores presentan patrones de distribución heterogénea, con valores altos y bajos cercanos entre sí. Este comportamiento anómalo tiene lugar en la esquina noroeste del mapa. No obstante, los índices de óxidos de hierro, hierro férrico  $3^+$  y green/red, no manifiestan esta figura en su cartografía. Esto hace pensar que la figura cartográfica no es un artefacto y que realmente está marcando una zona circular en la que hay mayor cantidad de arcillas y enriquecida en silicatos férricos, pero poco oxidada. Esto podría ser compatible con la presencia de metamorfismo de contacto y rocas vitrificadas. Sin embargo, la zona en la que los autores marcan la ubicación del impacto, que se ha llamado máscara, no presenta este comportamiento. Esto hace pensar que posiblemente el impacto sí haya tenido lugar, pero en una ubicación un poco diferente a la que los autores apuntan coincidente con esta anomalía cartográfica.

Como resultado relevante de este análisis preliminar, y basándose en la cartografía de los índices, es posible que la localización del impacto se ubicase en esa esquina noroeste. Para validar esta hipótesis, se debería de hacer un estudio del relieve y un análisis geológico detallado junto con alguna otra técnica de teledetección exploratoria como por ejemplo el análisis del infrarrojo térmico, nocturno y diurno.

#### IV. POTENCIAL ECONÓMICO

Las colisiones de meteoritos han desempeñado un papel importante en la evolución planetaria al modelar nuestro planeta. Por ejemplo, se cree que el calor generado por estos impactos contribuyó a la liberación de gases y la eliminación de agua de la antigua corteza terrestre rica en elementos volátiles, lo cual favoreció la formación de la atmósfera e hidrosfera primitivas. Además, los impactos de gran magnitud podrían haber causado la fractura de ciertas áreas de la corteza, lo que a su vez propició la apertura de zonas de rifts oceánicos y posiblemente la creación de formaciones de corteza continental anómalas, como en el caso de Islandia. Además, los anillos y las estructuras elevadas en las áreas de impacto han servido como depósitos de petróleo, gas y grandes yacimientos de cobre-níquel, como la Cuenca de Sudbury en Canadá. Estos fenómenos están relacionados con el enorme impacto que tuvo lugar en el Precámbrico.

El distrito minero de Sudbury destaca como la concentración más significativa de mineralizaciones de níquel, cobre y minerales del grupo del platino (Ni-Cu-MGP) conocida hasta el momento. Estas mineralizaciones se encuentran asociadas con rocas máficas y se localizan en una zona compleja del escudo canadiense donde coinciden tres provincias estructurales. Además, están relacionadas con una estructura de impacto de extraordinaria importancia. Este distrito minero también alberga depósitos importantes de uranio, oro, oro-cobre y zinc-plomo-cobre. Se cree que la formación de este complejo minero se debe al impacto de un gran meteorito que fundió el manto terrestre.

Desde un punto de vista más comercial, los cráteres de impacto en la Tierra se han relacionado con depósitos económicos de diversos materiales y en algunos casos, estos depósitos son de clase mundial, por ejemplo, los depósitos de Cu-Ni en Sudbury, Ontario (Grieve y Masaitis, 1994). Hasta hace poco, no se había realizado un inventario exhaustivo de los ingresos generados por la explotación de materiales en las cercanías de los cráteres de impacto. De los cráteres de impacto terrestres conocidos, aproximadamente el 25% ha estado asociado en algún momento con depósitos económicos, pero en la actualidad solo el 12% está siendo activamente explotado. Si excluimos los ingresos generados por la extracción de materiales de construcción, como el cemento, y los ingresos generados por la generación de energía hidroeléctrica, la mayor parte de los ingresos provienen de depósitos en América del Norte y de minerales como el oro y el uranio en la estructura de impacto de Vredefort, en Sudáfrica. (Westbroek y Stewart, 1996).

#### V. CONCLUSIONES

La Península Ibérica contiene un elevado número de estructuras geológicas con varias características geométricas y estructurales que generan razonables dudas sobre su origen. Desafortunadamente, hasta ahora no se ha confirmado ninguna estructura de impacto de meteorito. Sin embargo, la literatura científica ha

documentado la posible identificación del primer cráter en la Península. Se ha llevado a cabo un estudio exhaustivo de la región utilizando una amplia gama de índices espectrales para representar la mineralogía y características geológicas. Es crucial tener en cuenta que la interpretación de los datos de los índices debe realizarse con cautela y en combinación con información de campo y otros datos geológicos. Factores como la iluminación solar, la textura de la superficie y la presencia de materiales adicionales en la superficie de la Tierra pueden influir en los valores del índice. La región del supuesto cráter muestra una alta concentración de minerales arcillosos. Este es el único índice en el que los valores de la máscara superan a los de la extensión del mapa. De hecho, los valores de óxidos férricos, minerales ferrosos, óxidos de hierro, silicatos ferrosos, hidróxido de hierro y hierro 3+, predominan en la superficie del mapa sin estar concentrados en una zona específica. Además, la vegetación parece más saludable y densa en esta superficie. No obstante, el uso de los índices ha permitido reconocer un área próxima susceptible de albergar el impacto.

A pesar de estos hallazgos, se recomienda llevar a cabo un estudio más detallado utilizando otras herramientas, como drones, para corroborar estos resultados.

## VI. BIBLIOGRAFIA

- Alexopoulos, J.S., Grieve, R.A.F. y Robertson, P.B. (1988). Microscopic lamellar deformation features in quartz: discriminative characteristics of shock-generated varieties. *Geology* 16, 796-799.
- Anguita, F. (1998). Historia de Marte: mito, exploración y futuro, *Editorial Planeta*, Barcelona.
- Boscá y Casanoves, E. (1899). El meteorito de Quesa (Valencia). *Anales de la Sociedad Española de Historia Natural*, 28, 53-56.
- Bunch, T.E., Cohen, A.J. y Dence, M.R. (1967). Natural terrestrial maskelynite. *American Mineralogist*. 52, 244-253.
- Bunch, T.E., Cohen, A.J. y Dence, M.R. (1968). Shock-induced structural disorder in plagioclase and quartz. In: French, B.M., Short, N.M. (Eds.), *Shock Metamorphism of Natural Materials. Mono Book Corp*, Baltimore, MD, 509-518.
- Clark, R.N., King, T.V.V., Klejwa, M., Swayze, G.A., y Vergo, N. (1990). High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. *Journal of Geophysical Research*, 95 (B8), 12653-12680.
- Connolly, H. C. Jr., Zipfel, J., Grossman, J. N., Folco, L., Smith, C., Jones, R. H., Richter, K., Zolensky, M., Russell S. S., Benedix, G. K., Yamaguchi, A., y Cohen, B. A. (2006). The Meteoritical Bulletin, N°. 90, 2006 September. *Meteoritics & Planetary Science*, 41, 1383-1418.
- Dence, M.R. (1965). The extraterrestrial origin of Canadian craters. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 123, 941-969.
- Dence, M.R. (1968). Shock zoning at Canadian craters: petrography and structural implications. In: French, B.M., Short, N.M. (Eds.), *Shock Metamorphism of Natural Materials. Mono Book Corp*, Baltimore, MD, 69-184.
- Deutsch, A. y Schärer, U. (1994). Dating terrestrial impact events. *Meteoritics*, 29, 301-322.
- Dietz, R.S. (1959). Shatter cones in cryptoexplosion structures (meteorite impact?). *Journal of Geology*, 67, 496-505.
- Dietz, R.S. (1963a). Cryptoexplosion structures: a discussion. *American Journal of Science*, 261, 650-664.
- Dietz, R.S. (1963b). Astroblemes: ancient meteorite-impact structures on the Earth. In: Middlehurst, B.M., Kuiper, G.P. (Eds.), *The Moon, meteorites, and comets. University of Chicago Press*, Chicago IL, 285-300.
- Dietz, R.S. (1968). Shatter cones in cryptoexplosion structures. In: French, B.M., Short, N.M. (Eds.), *Shock Metamorphism of Natural Materials. Mono Book Corp*, Baltimore, MD, 267-285.
- Dorronsoro, J. y Moreno Martín, F. (1934). Sobre un hierro meteórico de la provincia de Granada. *Anales de la Sociedad Española de Física y Química*, 32, 1111-1115.
- El Goresy, A. (1968). The opaque minerals in impactite glasses. In: French, B.M., Short, N.M. (Eds.), *Shock Metamorphism of Natural Materials. Mono Book Corp*, Baltimore, MD, 531-553.
- Engelhardt, W.V. y Bertsch, W. (1969). Shock induced planar deformation features in quartz from the Ries Crater, Germany. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 20, 203-234.
- Engelhardt, W.V. y Stöffler, D. (1965). Spaltflächen im Quarz als Anzeichen für Einschläge grosser Meteoriten. *Naturwissenschaften* 17, 489-490.
- Engelhardt, W.V. y Stöffler, D. (1968). Stages of shock metamorphism in crystalline rocks of the Ries Basin, Germany. In: French, B.M., Short, N.M. (Eds.), *Shock Metamorphism of Natural Materials. Mono Book Corp*, Baltimore, MD, 159-168

- Fackelman, S.P., Morrow, J.R., Koeberl, C. y McElvain, T.H. (2008). Shatter cone and microscopic shock-alteration evidence for a post-Paleoproterozoic terrestrial impact structure near Santa Fe, New Mexico, USA. *Earth and Planetary Science Letters*, 270, 290-299.
- French, B.M. (1968a). Shock metamorphism as a geological process. In: French, B.M., Short, N.M. (Eds.), *Shock Metamorphism of Natural Materials. Mono Book Corp*, Baltimore, MD, 1-17.
- French, B.M. (1998). Traces of catastrophe: a handbook of shock-metamorphic effects in terrestrial meteorite impact craters. *Lunar and Planetary Institute*, Houston, TX, Contribution CB-954. 120.
- French, B.M. y Short, N.M. (1968). Shock Metamorphism of Natural Materials. *Mono Book Corp*, Baltimore, MD. 644.
- French, B.M., Koeberl, C., Gilmour, I., Shirey, S.B., Dons, J.A. y Naterstad, J. (1997). The Gardnos impact structure, Norway: petrology and geochemistry of target rocks and impactites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 873-904.
- French, B.M., Cordua, W.S. y Plescia, J.B. (2004). The Rock Elm meteorite impact structure, Wisconsin: geology and shock-metamorphic effects in quartz. *Bulletin of the Geological Society of America*, 116, 200-218.
- French, B.M. y Koeberl, C. (2009). The convincing identification of terrestrial meteorite impact structures: What Works, what doesn't and why. *Earth-Science Reviews*, 98, 123-170.
- Goldstein, J.I., Scott, E.R.D. y Chabot, N.L. (2009). Iron meteorites: crystallization, thermal history, parent bodies, and origin. *Chemie der Erde*, 69, 293-325.
- Grady M. (2000). Catalogue of Meteorites, *Cambridge Univ. Press*, Cambridge, UK, 690 pp.
- Grieve, R.A.F., (1991). Terrestrial impact: the record in the rocks. *Meteoritics*, 26, 175-194.
- Grieve, R.A.F., (1998). Extraterrestrial impacts on earth: the evidence and the consequences. In: Grady, M.M., Hutchison, R., McCall, G.J.H., Rothery, D. (Eds.), *Meteorites: Flux with Time and Impact Effects. Geological Society*, London, Special Publication, 140, 105-131.
- Grieve, R.A.F. y Pilkington, P.B., (1996). The signature of terrestrial impacts. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 16, 399-420.
- Grieve, R.A.F. y Masaitis, V.L., (1994). The economic potential of terrestrial impact craters: *Internat. Geol. Rev.*, 36, 105-151.
- Grossman, J. N. (1997). The Meteoritical Bulletin, N° 81, 1997 July. *Meteoritics & Planetary Science*, 32, 159-166.
- Guy-Bray, J. y Geological Staff (1966). Shatter cones at Sudbury. *Journal of Geology*, 74, 243-245.
- Haggerty, S. E. (1972). An enstatite chondrite from Hadley Rille (abstract). In The Apollo 15 lunar samples, edited by Chamberlain, J. W. and Watkins, C. Houston: *Lunar Science Institute*, 85-87.
- Hargraves, R.B., Cullicott, C.E., Deffeyes, K.S., Hougén, S., Christiansen, P.P. y Fiske, P.P. (1990). Shatter cones and shocked rocks in southwestern Montana: the Beaverhead impact structure. *Geology* 18, 832-834.
- Hörz, F. (1965). Untersuchungen an Riesgläsern. *Beiträge zur Mineralogie und Petrographie*, 11, 621-661.
- Howard, K.A. y Offield, T.W. (1968). Shatter cones at Sierra Madera, Texas. *Science*, 162, 261-265.
- Kieffer, S.W. (1971). Shock metamorphism of the Coconino Sandstone at Meteor Crater, Arizona. *Journal of Geophysical Research*, 76, 5449-5473.
- Kieffer, S.W. y Simonds, C.H. (1980). The role of volatiles and lithology in the impact cratering process. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 18, 143-181.
- Koeberl, C. (2002). Mineralogical and geochemical aspects of impact craters. *Mineralogical Magazine*, 66, 745-768.
- Langenhorst, F. (2002). Shock metamorphism of some minerals: basic introduction and microstructural observations. *Bulletin of the Czech Geological Survey*, 77, 265-282.
- Lozano, R.P. (2013). Meteoritos metálicos: el ejemplo de Retuerta del Bullaque (Ciudad Real, España). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 21.3, 283-292.
- Lozano, R.P., Reyes, J., Baeza, E., González Laguna, R., Gutiérrez-Marco, J.C. y Jiménez Martínez, R. (2013). Un nuevo meteorito español: Retuerta del Bullaque (Ciudad Real). Clasificación, mineralogía y preservación de la morfología. *Estudios Geológicos*, 69.1, 5-20.
- McSween, H. Y. (1976). A new type of chondritic meteorite found in lunar soil. *Earth and Planetary Science Letters*, 31, 193-199.
- Melosh, H.J. (1989). Impact Cratering: A Geologic Process. *Oxford University Press*, New York, NY. 245.
- Milton, D.J. (1977). Shatter cones - an outstanding problem in shock mechanics. In: Roddy, D.J., Pepin, R.O., Merrill, R.P. (Eds.), *Impact and Explosion Cratering: Planetary and Terrestrial Applications. Pergamon Press*, New York, NY, 703-714.
- Milton, D.J., Barlow, B.C., Brett, R., Brown, A.R., Glikson, A.Y., Manwaring, E.A., Moss, F.J., Sedmik, E.C.E., Van Son, J. y Young, G.A. (1972). Gosses Bluff impact structure, Australia. *Science*, 175, 1199-1207.

- Moyano-Camero, C.E. y Trigo-Rodríguez J.M. (2013). Las acondritas: meteoritos de otros mundos. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 21.3, 273-282.
- Ortiz, J.L., Aceituno, F.J., Quesada, J.A., Aceituno, J., Fernández, M., Santos-Sanz, P., Trigo-Rodríguez, J.M., Llorca, J., Martín-Torres, F.J., Montañés-Rodríguez, P. y Pallé, E. (2006). Detection of sporadic impact flares on the Moon. Implications for the luminous efficiency of hypervelocity impacts and derived terrestrial impact rates. *Icarus*, 184, 319-326.
- Papike, J.J., Ryder, G. y Shearer, C.K. (1998). Lunar samples, en *Planetary Materials, Reviews in Mineralogy*, 36, (5), 1-234.
- Pérez-Estaún, A. y Martínez, F.J. (1978). El Precámbrico del antiforme del Narcea en el sector de Tineo-Cangas de Narcea (NW de España). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 10, 367-377.
- Roberts, D.A., Taylor, T.K., Peterson, D.L. y Gillespie, R.L. (1998). Mapping vegetation in a dryland watershed using AVIRIS data: Comparisons of techniques. *Remote Sensing of Environment*, 65 (3), 267-279.
- Robertson, P.B., Dence, M.R. y Vos, M.A. (1968). Deformation in rock-forming minerals from Canadian craters. In: French, B.M., Short, N.M. (Eds.), *Shock Metamorphism of Natural Materials. Mono Book Corp*, Baltimore, MD, 433-452.
- Rowan, L.C. y Mars, J.C. (2003). Lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data. *Remote Sensing of Environment*, 84, 350-366.
- Rubin, A. E. (1997). The Hadley Rille enstatite chondrite and its agglutinate-like rim: Impact melting during accretion to the Moon. *Meteoritics & Planetary Science*, 32, 135-141.
- Sánchez Garrido, J. A., Ormö, J. O., Alwmark, C., Alwmark, S., Zachen, G., Lilljequist, R., y Sánchez Gómez, S. T. (2022). *A probable impact structure in Betic Cordillera, Almeria, SE Spain*, Europlanet Science Congress, Granada, Spain, 18–23 Sep 2022, EPSC2022-217.
- Schärer, U. (1998). Dating of impact events. In: Best, D., Froschlé, C. (Eds.), *Lecture Notes in Physics*, vol. 505. Springer-Verlag, Berlin, 157-183.
- Schröder, C., Rodionov, D. S., McCoy, T. J., Jolliff, B. L., Gellert, R., Nittler, L. R., Farrand, W. H., Johnson, J. R., Ruff, S. W., Ashley, J. W., Mittlefehldt, D. W., Herkenhoff, K. E., Fleischer, I., Haldemann, A. F. C., Klingelhofer, G., Ming, D. W., Morris, R. V., de Souza, P. A. Jr., Squyres, S. W., Weitz, C., Yen, A. S., Zipfel, J., y Economou, T. (2008). Meteorites on Mars observed with the Mars Exploration Rovers. *Journal of Geophysical Research*, 113, E06S22.
- Segal, D. (1982). Theoretical Basis for Differentiation of Ferric-Iron Bearing Minerals, Using Landsat MSS Data. *Proceedings of Symposium for Remote Sensing of Environment*, 2nd Thematic Conference on Remote Sensing for Exploratory Geology, Fort Worth, TX. 949-951.
- Shoemaker, E.M., (1963). Impact mechanics at Meteor Crater, Arizona. In: Middlehurst, B.M., Kuiper, G.P. (Eds.), *The Moon, Meteorites, and Comets. University of Chicago Press*, Chicago, IL, 301-336.
- Shu, F. H., Shang, H., Gounelle, M., Glassgold, A. E. y Lee, T. (2001) The Origin of Chondrules and Refractory Inclusions in Chondritic Meteorites. *Astrophys. J.* 548, 1029-1050.
- Spall, H. (1986). Meteoroids and impact craters. *U. S. Geological Survey*, 18, 84-89.
- Spencer, L.J. (1932). Hoba (South-West Africa), the largest known meteorite. *Mineralogical Magazine*, 23, 1-18.
- Squyres, S., Arvidson, R.E., Bell, J.F., Brückner, J., Cabrol, N.A., Calvin, W., Carr, M.H., Christensen, P.R., Clark, B.C., Crumpler, L., Des Marais, D.J., D'Uston, C., Economou, T., Farmer, J., Farrand, W., Folkner, W., Golombek, M., Gorevan, S., Grant, J.A., Greeley, R., Grotzinger, J., Haskin, L., Herkenhoff, K.E., Hviid, S., Johnson, J., Klingelhofer, G., Knoll, A.H., Landis, G., Lemmon, M., Li, R., Madsen, M. B., Malin, M.C., McLennan, S.M., McSween, H.Y., Ming, D.W., Moersch, J., Morris, R.V., Parker, T., Rice Jr., J.W., Richter, L., Rieder, R., Sims, M., Smith, M., Smith, P., Soderblom, P.A., Sullivan, R., Wänke, H., Wdowiak, T., Wolff, M. y Yen, A. (2004). "Investigación científica de Athena del Opportunity Rover en Meridiani Planum, Marte". *Ciencia*, 1698-1703.
- Stöffler, D. (1984). Glasses formed by hypervelocity impact. *Journal of Non-Crystalline Solids*, 67, 465-502.
- Stöffler, D. y Langenhorst, F. (1994). Shock metamorphism of quartz in nature and experiment: I. Basic observation and theory. *Meteoritics*, 29, 155–181.
- Thenkabail, P.S., Ojha, C., Tennesen, K.J., Lakshmi, V., Oliphant, L. y Gassert, E.D. (2015). Assessing agricultural drought in the Midwest United States using multi-scale remote sensing data. *Remote Sensing of Environment*, 168, 311-326.
- Trefil, J.S. y Raup, D.M., (1990). Crater taphonomy and bombardment rates in the Phanerozoic. *Journal of Geology*, 98, 385-398.
- Trigo-Rodríguez, J.M. (2012a). *Meteoritos*. Editorial Catarata-CSIC, Serie: ¿Qué sabemos de?, Madrid. 117 pp.

- Trigo-Rodríguez J.M. (2012b) Las raíces cósmicas de la vida, Colección El Espejo y la Lámpara, Servei Publicacions UAB, Barcelona.
- Trigo-Rodríguez, J.M. (2013a). El fenómeno meteórico y las clases de meteoritos. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 21.3, 234-242.
- Trigo-Rodríguez, J.M. y Martínez-Kimenez, M. (2013b). Las condritas y sus componentes primigenios. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 21.3, 263-272.
- Volesky, J.C., Stern, R.J. y Johnson, P.R. (2003). Geological control of massive sulfide mineralization in the Neoproterozoic Wadi Bidah shear zone, southwestern Saudi Arabia, inferences from orbital remote sensing and field studies. *Precambrian Research*, 123 (2-4), 235-247.
- Wasson J. T. (1985) *Meteorites: Their Record of Early Solar System History*. W.H. Freeman, 250 pp.
- Weisberg, M.K., Smith, C., Benedix, G., Herd, C.D.K., Righter, K., Haack, H., Yamaguchi, A., Chennaoui Aoudjehane, H. y Grossman, J. (2009). The Meteoritical Bulletin, N° 96. *Meteoritics and Planetary Science*, 44.9, 1355-1397.
- Westbroek, H.-H., Stewart, R.R., y Lawton, D.C. (1996) Seismic description of subsurface meteorite impact craters: 58th Ann. Con. Tech. Ex., Eur. Ass. Geo. Eng., *Expanded Abstracts*, 2, A016.
- Wittmann, A., Kenkmann, T., Schmitt, R.T. y Stöffler, D. (2006). Shock-metamorphosed zircon in terrestrial impact craters. *Meteoritics and Planetary Science*, 41, 433-454.
- Zolensky, M. E., Weisberg, M. K., Buchanan, P. C., y Mittlefehldt, D. W. (1996). Mineralogy of carbonaceous chondrite clasts in HED achondrites and the Moon. *Meteoritics & Planetary Science*, 31, 518-537.

Enlace a la Base de datos de los impactos de meteoritos confirmados:  
[http://passc.net/EarthImpactDatabase/New%20website\\_05-2018/World.html](http://passc.net/EarthImpactDatabase/New%20website_05-2018/World.html)

Enlace al Visor Cartográfico del IGME: <https://info.igme.es/visor/?Configuracion=igme>

Enlace al Copernicus Open Access: <https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>

## VII. ANEXO

En este apartado se deja un enlace desde el cual se pueda acceder a la base de datos cartográficas de estructuras geológicas con potencial para ser identificadas como originadas por impactos de meteoritos en la Península Ibérica elaborada.

[https://mega.nz/folder/PitWyLbC#kNgjd7UP\\_TRTBCBCwO-d3w](https://mega.nz/folder/PitWyLbC#kNgjd7UP_TRTBCBCwO-d3w)