

Encuentro sobre Ciencias Planetarias y Exploración del Sistema Solar

Madrid 19, 20 y 21 Junio, 2013

MIÉRCOLES 19

SALA DE JUNTAS. FACULTAD DE CC GEOLÓGICAS

15:30 - 16:00 INSCRIPCIÓN. AULA 3101B. FACULTAD DE CC GEOLOGICAS

GEOLOGÍA PLANETARIA 1, HIELOS Y CUERPOS HELADOS. Moderador: Josep Maria Trigo-Rodríguez

- 16:00 - 16:15 Ponente: **Antonio Molina**. CAB (INTA-CSIC)
Isla Decepción (Antártida) como análogo de Marte
- 16:15 - 16:30 Ponente: **Miguel Ángel de Pablo**. Universidad de Alcalá
Glaciario en la ladera Noroeste del volcán Hecates Tholus de Marte: datación y evolución
- 16:30 - 16:45 Ponente: **Iván López**. Universidad Rey Juan Carlos
A possible impact structure in the Damara Orogen of Namibia
- 16:45 - 17:00 Ponente: **Álvaro Martín-Herrero**. UCM
Caracterización y posible origen de depresiones subcirculares en la región de Ruach Planitia, Tritón
- 17:00 - 17:15 Ponente: **Michael Küppers**. ESAC
The water regime of dwarf planet (1) Ceres
- 17:15 - 17:30 Ponente: **Belén Maté**. IEM, CSIC
Constantes ópticas de hielos de NH₃ y NH₃:N₂ en el infrarrojo medio y cercano
- 17:30 - 17:45 Ponente: **Oscar Gálvez**. IEM, CSIC
Estudio de laboratorio sobre la formación del ión carbamato en hielos del Sistema Solar
- 17:45 - 18:15 DESCANSO

METEORITOS Y CUERPOS MENORES 1. Moderador: Michael Küppers

- 18:15 - 18:30 Ponente: **Javier García Guinea**. Museo Nacional de Ciencias Naturales
Estudio de fosfatos mediante técnicas no destructivas en la brecha regolítica H5 Cangas de Onis
- 18:30 - 18:45 Ponente: **José María Trigo-Rodríguez**. ICE (CSIC-IEEC)
Los primeros estadios en la evolución del Sistema Solar en base al estudio de meteoritos no diferenciados
- 18:45 - 19:00 Ponente: **Marina Martínez-Jiménez**. ICE (CSIC-IEEC)
Los componentes de las condritas carbonáceas: claves sobre los procesos físicos operativos en discos protoplanetarios
- 19:00 - 19:15 Ponente: **Carles E. Moyano-Camero**. ICE (CSIC-IEEC)
Procesos físicos en las superficies de asteroides no diferenciados y sus propiedades reflectivas
- 19:15 - 19:30 Ponente: **Fernando Moreno**. IAA (CSIC)
Caracterización del Main-Belt Comet P/2012 T1 (PANSTARRS) mediante observaciones con los telescopios GTC y WHT del Observatorio del Roque de los Muchachos
- 19:30 - 19:45 Ponente: **Francisco J. Pozuelos**. IAA (CSIC)
Caracterización del polvo ambiental en cometas de corto periodo

JUEVES 20. SESIÓN DE TARDE

SALÓN DE ACTOS. FACULTAD DE CC BIOLÓGICAS

13:30 - 15:00 COMIDA

ATMÓSFERAS PLANETARIAS 2. Moderador: Miguel Ángel López-Valverde

- 15:00 - 15:15 Ponente: **Naiara Barrado-Izaguirre**. EHU, UPV
Estudio de la variabilidad de la circulación general de Júpiter con imágenes obtenidas con pequeños telescopios
- 15:15 - 15:30 Ponente: **Enrique García-Melendo**. Fundación Observatorio Esteve Duran
Dinámica atmosférica violenta en la tormenta gigante de Saturno del 2010
- 15:30 - 15:45 Ponente: **María Passas**. IAA (CSIC)
Diagnóstico mediante espectroscopía y polarimetría de plasmas con N₂ producidos por eventos luminosos transitorios en atmósferas planetarias
- 15:45 - 16:00 Ponente: **Francisco J. Gordillo-Vázquez**. IAA (CSIC)
Diagnóstico de plasmas de aire en laboratorio como banco de prueba para la obtención de la temperatura del gas en plasmas de aire generados por Eventos Luminosos Transitorios
- 16:00 - 16:15 Ponente: **Francisco C. Parra-Rojas**. IAA (CSIC)
Impacto electroquímico de rayos en la mesosfera terrestre y su posible extensión a otras atmósferas planetarias con actividad eléctrica
- 16:15 - 16:30 Ponente: **Alejandro Luque**. IAA (CSIC)
Impacto de las tormentas eléctricas sobre la baja ionosfera de Saturno y posible generación de Eventos Luminosos Transitorios
- 16:30 - 17:30 SESIÓN DE POSTERS

CUERPOS MENORES. Moderador: Javier Ruiz

- 17:30 - 17:45 Ponente: **Rafael A. Alemañ**. Universidad Alicante
Reproduciendo la estructura interna de asteroides y cometas
- 17:45 - 18:00 Ponente: **René Duffard**. IAA (CSIC)
Centauros vistos por Herschel
- Ponente: **Pablo Santos-Sanz**. IAA (CSIC)
18:00 - 18:15 Curvas de luz térmicas de objetos transneptunianos y centauros con el observatorio espacial Herschel
- Ponente: **José Luis Ortiz**. IAA (CSIC)
18:15 - 18:30 Algunos resultados de ocultaciones estelares por objetos transneptunianos y perspectivas futuras
- 18:30 - 19:00 DEBATE

JUEVES 20. SESIÓN DE MAÑANA

SALÓN DE ACTOS. FACULTAD DE CC BIOLÓGICAS

8:30 - 9:30 INSCRIPCIÓN. AULA 3101B. FACULTAD DE CC GEOLOGICAS

INAUGURACION

GEOLOGÍA PLANETARIA 2 Y GEOFÍSICA DE CUERPOS CON SUPERFICIE SÓLIDA. Moderador: Agustín Sánchez-Lavega

- 10:00 - 10:15 Ponente: **Ignacio Romeo**. UCM
Efecto de la anomalía Beta-Atla-Themis (BAT) en la distribución espacial de cráteres en Venus: Implicaciones en la historia de regeneración de la superficie
- 10:15 - 10:30 Ponente: **Alberto Jiménez-Díaz**. UCM
Variación espacial de la resistencia de la litosfera de Venus
- 10:30 - 10:45 Ponente: **Marina Sánchez-Bayton**. UCM
Clasificación de estructuras en el Polo Norte de Marte
- 10:45 - 11:00 Ponente: **Laura M. Parro**. UCM
Terrenos caóticos e historia geológica en Argandnel Regio, Europa
- 11:00 - 11:15 Ponente: **Alberto Escapa**. Universidad de Alicante
Estudio analítico de la dinámica traslatoria interna de cuerpos celestes formados por varias capas
- 11:15 - 11:30 Ponente: **José Antonio Benítez**. IAA (CSIC)
Georreferenciación de imágenes planetarias
- 11:30 - 12:00 DESCANSO

ATMÓSFERAS PLANETARIAS 1. Moderador: Ignacio Romeo

- 12:00 - 12:15 Ponente: **J. Peralta**. IAA (CSIC)
Clasificando las ondas atmosféricas de Venus
- 12:15 - 12:30 Ponente: **M.A. López-Valverde**. IAA (CSIC)
Temperatura y CO en la alta atmósfera de Venus mediante inversión de emisiones limbo en 4.7 um en no-ETL observadas por VIRTIS/Venus Express
- 12:30 - 12:45 Ponente: **Francisco González-Galindo**. IAA (CSIC)
Simulaciones 3-D de la ionosfera marciana
- 12:45 - 13:00 Ponente: **Beatriz Sánchez-Cano**. UCM
Modelo empírico NeMars de la ionosfera de Marte
- 13:00 - 13:15 Ponente: **Manuel López-Puertas**. IAA (CSIC)
Elevadas concentraciones de PAHs en la alta atmósfera de Titán
- 13:15 - 13:30 Ponente: **Ricardo Hueso**. EHU, UPV
El flujo de impactos en Júpiter: Superbóvidos y colisiones con objetos de gran escala

VIERNES 21

SALÓN DE ACTOS. FACULTAD DE CC BIOLÓGICAS

MISIONES ESPACIALES. Moderador: Javier Martín Torres

- 9:00 - 9:15 Ponente: **Marc Costa**. ESAC
Mission to the Uranian System (MUSE): Unveiling the evolution and formation of icy giants
- 9:15 - 9:30 Ponente: **Gonzalo Bardenas**. UCM
Observación de eclipses de Fobos para la determinación de las coordenadas de amartizaje de las sondas MetNet
- 9:30 - 9:45 Ponente: **José Juan López-Moreno**. IAA (CSIC)
NOMAD: Un instrumento para la determinación de la composición de la atmósfera de Marte en la misión EXOMARS TGO (Trace Gas Observatory)
- 9:45 - 10:00 Ponente: **Marina Díaz Michelena**. INTA
Magnetómetro y gradiómetro MOURA
- 10:00 - 10:15 Ponente: **Ana Belén Fernández**. INTA
Calibración del magnetómetro y gradiómetro MOURA, comparación con datos del observatorio de San Pablo de los Montes
- 10:15 - 10:45 DESCANSO

MISCELÁNEA. Moderador: Luis Vázquez

- 10:45 - 11:00 Ponente: **Eva Mateo Martí**. CAB (INTA-CSIC)
A UV phototautomerism process of a peptide molecule
- 11:00 - 11:15 Ponente: **Agustín Sánchez-Lavega**. EHU, UPV
Investigación y docencia del Sistema Solar en la Universidad del País Vasco: PlanetCam y el Aula Espazío
- 11:15 - 11:30 Ponente: **E. Solano**. CAB (INTA-CSIC)
Recovery of near-Earth asteroids by a citizen science project of the Spanish Virtual Observatory
- 11:30 - 11:45 Ponente: **Javier Ruiz**. UCM
La (reconstrucción de la) historia térmica de los planetas terrestres y sus implicaciones para la (comprensión de la) evolución climática de Venus y Marte
- 11:45 - 12:00 Ponente: **Javier Martín-Torres**. CAB (INTA-CSIC)
Review of the First 180 sols of Measurements of the Rover Environmental Monitoring Station (REMS) on the Mars Science Laboratory

MESA REDONDA

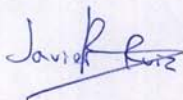


III Encuentro sobre Ciencias Planetarias
y Exploración del Sistema Solar

Madrid 19, 20 y 21 Junio, 2013

Madrid, 19 de junio de 2013

D. **Javier García-Guinea** ha asistido al "III Encuentro sobre Ciencias Planetarias y Exploración del Sistema Solar", celebrado en la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid los días 19, 20 y 21 de junio de 2013.



Fdo: Dr. Javier Ruiz Pérez, Presidente del Comité Organizador

Departamento de Geodinámica
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid
José Antonio Novais 12, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid

III Encuentro sobre Ciencias Planetarias
y Exploración del Sistema Solar

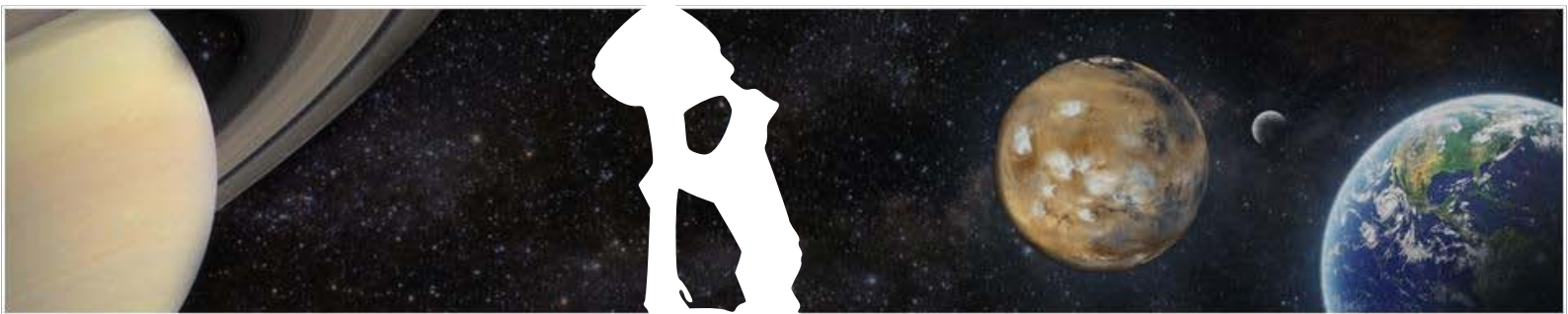
Madrid 19, 20 y 21 Junio, 2013

Javier García Guinea
Museo Nacional de Ciencias Naturales



III Encuentro sobre Ciencias Planetarias
y Exploración del Sistema Solar
Madrid, 2013

VOLUMEN DE RESÚMENES



III ENCUENTRO SOBRE CIENCIAS PLANETARIAS Y EXPLORACIÓN DEL SISTEMA SOLAR

Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid

19-21 de junio de 2013



VOLUMEN DE RESÚMENES

Editores

Alberto Jiménez-Díaz, Ignacio Romeo, Javier Ruiz

Diseño

Alberto Jiménez-Díaz, Laura M. Parro

Imágenes: NASA (<http://www.nasa.gov/>)

COMITÉ CIENTÍFICO:

Javier Ruiz (Universidad Complutense de Madrid, Presidente)

Adriano Campo Bagatín (Universidad de Alicante)

Michael Kueppers (ESAC, Agencia Espacial Europea)

Javier Licandro (Instituto de Astrofísica de Canarias)

Miguel Ángel López-Valverde (Instituto de Astrofísica de Andalucía, CSIC)

Javier Martín-Torres (Centro de Astrobiología, INTA-CSIC)

Ignacio Romeo (Universidad Complutense de Madrid)

Agustín Sánchez Lavega (Universidad del País Vasco-EHU)

Rosa Tejero (Universidad Complutense de Madrid)

Josep María Trigo-Rodríguez (Instituto de Ciencias del Espacio, CSIC-IEEC)

Luis Vázquez (Universidad Complutense de Madrid)

COMITÉ ORGANIZADOR:

Javier Ruiz (Presidente)

Valle López (Vicepresidenta)

Guillermo Caravantes

Alberto Jiménez-Díaz

Álvaro Martín-Herrero

Laura M. Parro

Carlos Pimentel

Ignacio Romeo

El III Encuentro sobre Ciencias Planetarias y Exploración del Sistema Solar, celebrado los días 19, 20 y 21 de junio del presente año en las Facultades de Ciencias Geológicas y Ciencias Biológicas de la Universidad Complutense de Madrid, constituyó la edición de 2013 de la reunión bianual de la comunidad de científicos españoles que trabaja sobre la física, geología, química y biología de los cuerpos planetarios y menores del Sistema Solar, así como sobre temáticas afines. La organización de este evento fue llevada a cabo por la Facultad de Ciencias Geológicas (UCM), y por el Instituto de Geociencias (instituto mixto CSIC y UCM). En el presente volumen recogemos los resúmenes de las diversas comunicaciones presentadas en el encuentro.

Queremos agradecer al personal de las Facultades de Ciencias Geológicas y Ciencias Biológicas, y del Instituto de Geociencias, su ayuda en la organización del encuentro, así como a los miembros del Comité Científico y del Comité Organizador. Sin su colaboración la realización del encuentro no hubiera sido posible. También queremos agradecer su colaboración al equipo decanal de la Facultad de Ciencias Geológicas.

Los editores

III Encuentro sobre Ciencias Planetarias y Exploración del Sistema Solar

MIÉRCOLES 19, TARDE

15:30 - 16:00

INSCRIPCIÓN

GEOLOGÍA PLANETARIA 1, HIELOS Y CUERPOS HELADOS

Moderador: Josep María Trigo-Rodríguez

- 16:00 - 16:15 Ponente: **Antonio Molina**. CAB (INTA-CSIC)
Isla Decepción (Antártida) como análogo de Marte
- 16:15 - 16:30 Ponente: **Miguel Angel de Pablo**. Universidad de Alcalá
Glaciarismo en la ladera Noroeste del volcán Hecates Tholus de Marte: datación y evolución
- 16:30 - 16:45 Ponente: **Iván López**. Universidad Rey Juan Carlos
A possible impact structure in the Damara Orogen of Namibia
- 16:45 - 17:00 Ponente: **Álvaro Martín-Herrero**. UCM (Geológicas)
Caracterización y posible origen de depresiones subcirculares en la región de Ruach Planitia, Tritón
- 17:00 - 17:15 Ponente: **Michael Küppers**. ESAC
The water regime of dwarf planet (1) Ceres
- 17:15 - 17:30 Ponente: **Belén Maté**. IEM, CSIC
Constantes ópticas de hielos de NH₃ y NH₃:N₂ en el infrarrojo medio y cercano
- 17:30 - 17:45 Ponente: **Oscar Gálvez**. IEM, CSIC
Estudio de laboratorio sobre la formación del ión carbamato en hielos del Sistema Solar
- 17:45 - 18:15 Pausa para café, inscripción

METEORITOS Y CUERPOS MENORES 1

Moderador: Michael Küppers

- 18:15- 18:30 Ponente: **Álvaro Rubio-Ordóñez**. Universidad de Oviedo
Estudio de fosfatos mediante técnicas no destructivas en la brecha regolítica H5 Cangas de Onis
- 18:30- 18:45 Ponente: **Josep María Trigo-Rodríguez**. ICE (CSIC-IEEC)
Los primeros estadios en la evolución del Sistema Solar en base al estudio de meteoritos no diferenciados
- 18:45- 19:00 Ponente: **Marina Martínez-Jiménez**. ICE (CSIC-IEEC)
Los componentes de las condritas carbonáceas: claves sobre los procesos físicos operativos en discos protoplanetarios
- 19:00- 19:15 Ponente: **Carles E. Moyano-Cambero**. ICE (CSIC-IEEC)
Procesos físicos en las superficies de asteroides no diferenciados y sus propiedades reflectivas
- 19:15- 19:30 Ponente: **Fernando Moreno**. IAA (CSIC)
Caracterización del Main-Belt Comet P/2012 T1 (PANSTARRS) mediante observaciones con los telescopios GTC y WHT del Observatorio del Roque de los Muchachos
- 19:30- 19:45 Ponente: **Francisco J. Pozuelos**. IAA (CSIC)
Caracterización del polvo ambiental en cometas de corto periodo

III Encuentro sobre Ciencias Planetarias y Exploración del Sistema Solar

JUEVES 20, MAÑANA

8:30-9:30

INSCRIPCIÓN

9:30-10:00

INAUGURACIÓN

GEOLOGÍA PLANETARIA 2 Y GEOFÍSICA DE CUERPOS CON SUPERFICIE SÓLIDA

Moderador: Agustín Sánchez-Lavega

10:00 - 10:15	Ponente: Ignacio Romeo . UCM (Geológicas) Efecto de la anomalía Beta-Atla-Themis (BAT) en la distribución espacial de cráteres en Venus: Implicaciones en la historia de regeneración de la superficie
10:15 - 10:30	Ponente: Alberto Jiménez-Díaz . UCM (Geológicas) Variación espacial de la resistencia de la litosfera de Venus
10:30 - 10:45	Ponente: Marina Sánchez-Bayton . UCM (Físicas) Clasificación de estructuras en el Polo Norte de Marte
10:45 - 11:00	Ponente: Laura M. Parro . UCM (Geológicas) Terrenos caóticos e historia geológica en Argadnel Regio, Europa
11:00 - 11:15	Ponente: Alberto Escapa . Universidad de Alicante Estudio analítico de la dinámica traslatoria interna de cuerpos celestes formados por varias capas
11:15 - 11:30	Ponente: José Antonio Benítez . IAA (CSIC) Georreferenciación de imágenes planetarias
11:30- 12:00	Pausa para café

ATMÓSFERAS PLANETARIAS 1

Moderador: Ignacio Romeo

12:00 - 12:15	Ponente: J. Peralta . IAA (CSIC) Clasificando las ondas atmosféricas de Venus
12:15 - 12:30	Ponente: M.A. López-Valverde . IAA (CSIC) Temperatura y CO en la alta atmósfera de Venus mediante inversión de emisiones limbo en 4.7 um en no-ETL observadas por VIRTIS/Venus Express
12:30 - 12:45	Ponente: Francisco González-Galindo . IAA (CSIC) Simulaciones 3-D de la ionosfera marciana
12:45 - 13:00	Ponente: Beatriz Sánchez-Cano . UCM (Físicas) Modelo empírico NeMars de la ionosfera de Marte
13:00 - 13:15	Ponente: Manuel López-Puertas . IAA (CSIC) Elevadas concentraciones de PAHs en la alta atmósfera de Titán
13:15 - 13:30	Ponente: Ricardo Hueso . EHU, UPV El flujo de impactos en Júpiter: Superbóvidos y colisiones con objetos de gran escala
13:30 - 15:00	Comida

JUEVES 20, TARDE

ATMÓSFERAS PLANETARIAS 2

Moderador: Miguel Ángel López-Valverde

- 15:00 - 15:15 Ponente: **Naiara Barrado-Izagirre**. EHU, UPV
Estudio de la variabilidad de la circulación general de Júpiter con imágenes obtenidas con pequeños telescopios
- 15:15 - 15:30 Ponente: **Enrique García-Melendo**. Fundación Observatorio Esteve Duran
Dinámica atmosférica violenta en la tormenta gigante de Saturno del 2010
- 15:30 - 15:45 Ponente: **María Passas**. IAA (CSIC)
Diagnóstico mediante espectroscopía y polarimetría de plasmas con N₂ producidos por eventos luminosos transitorios en atmósferas planetarias
- 15:45 - 16:00 Ponente: **Francisco J. Gordillo-Vázquez**. IAA (CSIC)
Diagnóstico de plasmas de aire en laboratorio como banco de prueba para la obtención de la temperatura del gas en plasmas de aire generados por Eventos Luminosos Transitorios
- 16:00 - 16:15 Ponente: **Francisco C. Parra-Rojas**. IAA (CSIC)
Impacto electroquímico de rayos en la mesosfera terrestre y su posible extensión a otras atmósferas planetarias con actividad eléctrica
- 16:15 - 16:30 Ponente: **Alejandro Luque**. IAA (CSIC)
Impacto de las tormentas eléctricas sobre la baja ionosfera de Saturno y posible generación de Eventos Luminosos Transitorios

16:30 - 17:30

SESIÓN DE PÓSTERS

CUERPOS MENORES 2

Moderador: Javier Ruiz

- 17:30 - 17:45 Ponente: **Rafael A. Alemañ**. Universidad Alicante
Reproduciendo la estructura interna de asteroides y cometas
- 17:45 - 18:00 Ponente: **René Duffard**. IAA (CSIC)
Centauros vistos por Herschel
- 18:00 - 18:15 Ponente: **Pablo Santos-Sanz**. IAA (CSIC)
Curvas de luz térmicas de objetos transneptunianos y centauros con el observatorio espacial Herschel
- 18:15 - 18:30 Ponente: **José Luis Ortiz**. IAA (CSIC)
Algunos resultados de ocultaciones estelares por objetos transneptunianos y perspectivas futuras

18:30 - 19:00

DEBATE GENERAL DÍAS 1 Y 2

III Encuentro sobre Ciencias Planetarias y Exploración del Sistema Solar

VIERNES 21, MAÑANA

MISIONES ESPACIALES

Moderador: Javier Martín Torres

-
- | | |
|---------------|--|
| 9:00 - 9:15 | Ponente: Marc Costa . ESAC
Mission to the Uranian System (MUSE): Unveiling the evolution and formation of icy giants |
| 9:15 - 9:30 | Ponente: Gonzalo Bardenas . UCM (Matemáticas)
Observación de eclipses de Fobos para la determinación de las coordenadas de amortizaje de las sondas MetNet |
| 9:30 - 9:45 | Ponente: José Juan López-Moreno . IAA (CSIC)
NOMAD: Un instrumento para la determinación de la composición de la atmósfera de Marte en la misión EXOMARS TGO (Trace Gas Observatory) |
| 9:45 - 10:00 | Ponente: Marina Díaz Michelena . INTA
Magnetómetro y gradiómetro MOURA |
| 10:00 - 10:15 | Ponente: Ana Belén Fernández . INTA
Calibración del magnetómetro y gradiómetro MOURA, comparación con datos del observatorio de San Pablo de los Montes |
| 10:15 - 10:45 | Pausa para café |
-

MISCELÁNEA

Moderador: Luis Vázquez

-
- | | |
|---------------|--|
| 10:45 - 11:00 | Ponente: Eva Mateo Marti . CAB (INTA-CSIC)
A UV phototautomerism process of a peptide molecule |
| 11:00 - 11:15 | Ponente: Agustín Sánchez-Lavega . EHU, UPV
Investigación y docencia del Sistema Solar en la Universidad del País Vasco: PlanetCam y el Aula EspaZio |
| 11:15 - 11:30 | Ponente: E. Solano . CAB (INTA-CSIC)
Precovery of near-Earth asteroids by a citizen science project of the Spanish Virtual Observatory |
| 11:30 - 11:45 | Ponente: Javier Ruiz . UCM (Geológicas)
La (reconstrucción de la) historia térmica de los planetas terrestres y sus implicaciones para la (comprensión de la) evolución climática de Venus y Marte |
| 11:45 - 12:00 | Ponente: Javier Martín-Torres . CAB (INTA-CSIC)
Review of the First 180 sols of Measurements of the Rover Environmental Monitoring Station (REMS) on the Mars Science Laboratory |
| 12:00 - 14:00 | MESA REDONDA |

Índice por sesiones

GEOLOGÍA PLANETARIA 1, HIELOS Y CUERPOS HELADOS

Isla Decepción (Antártida) como análogo de Marte	3
A. Molina, M.A. de Pablo, M. Ramos	
Glaciarismo en la ladera Noroeste del volcán Hecates Tholus de Marte: datación y evolución	5
M.A. de Pablo, G.G. Michael, J.D. Centeno	
A possible impact structure in the Damara Orogen of Namibia	7
I. López	
Caracterización y posible origen de depresiones subcirculares en la región de Ruach Planitia, Tritón	9
A. Martín-Herrero, J. Ruiz, I. Romeo	
The water regime of dwarf planet (1) Ceres	11
M. Küppers, L. O'Rourke, B. Carry, D. Bockelée-Morvan, D. Teyssier, S. Lee, P. van Allmen, A. Marston, K. Crovisier, T. Müller	
Constantes ópticas de hielos de NH₃ y NH₃:N₂ en el infrarrojo medio y cercano	13
B. Maté, Y. Rodríguez-Lazcano, A. Zanchet, V. J. Herrero, O. Gálvez, R. Escribano	
Estudio de laboratorio sobre la formación del ión carbamato en hielos del Sistema Solar	15
O. Gálvez, Y. Rodríguez-Lazcano, B. Maté, V. Herrero, R. Escribano	

METEORITOS Y CUERPOS MENORES 1

Estudio de fosfatos mediante técnicas no destructivas en la brecha regolítica H5 Cangas de Onis	19
A. Rubio-Ordóñez, O. García-Moreno, J. García-Guinea, L. Tormo	
Los primeros estadios en la evolución del Sistema Solar en base al estudio de meteoritos no diferenciados	21
J.M. Trigo-Rodríguez	
Los componentes de las condritas carbonáceas: claves sobre los procesos físicos operativos en discos protoplanetarios	23
M. Martínez-Jiménez, J.M. Trigo-Rodríguez	
Procesos físicos en las superficies de asteroides no diferenciados y sus propiedades reflectivas	25
C. E. Moyano-Camero, J. M. Trigo-Rodríguez	
Caracterización del Main-Belt Comet P/2012 T1 (PANSTARRS) mediante observaciones con los telescopios GTC y WHT del Observatorio del Roque de los Muchachos	27
F. Moreno, J. Licandro, A. Cabrera-Lavers, O. Vaduvescu, F. Pozuelos	
Caracterización del polvo ambiental en cometas de corto periodo	29
F.J. Pozuelos, F. Moreno, F. Aceituno, V. Casanova, A. Sota, Asociación Amateur Cometas-Obs	

GEOLOGÍA PLANETARIA 2 Y GEOFÍSICA DE CUERPOS CON SUPERFICIE SÓLIDA

Efecto de la anomalía Beta-Atla-Themis (BAT) en la distribución espacial de cráteres en Venus: Implicaciones en la historia de regeneración de la superficie	33
I. Romeo	
Variación espacial de la resistencia de la litosfera de Venus	35
A. Jiménez-Díaz, J. Ruiz, V. López, I. Romeo, J. Kirby, R. Tejero	
Clasificación de estructuras en el Polo Norte de Marte	37
M. Sánchez-Bayton, E. Tréguier, M. Herraiz, P. Martin	
Terrenos caóticos e historia geológica en Argadnel Regio, Europa	39
L.M. Parro, J. Ruiz, R.T. Pappalardo	
Estudio analítico de la dinámica traslatoria interna de cuerpos celestes formados por varias capas	41
A. Escapa, M. C. Martínez Belda, F. García	
Georreferenciación de imágenes planetarias	43
A.D. Benítez, J.A. Benítez, I. Egea, L.M. Lara	

ATMÓSFERAS PLANETARIAS

Clasificando las ondas atmosféricas de Venus	47
J. Peralta, D. Luz, T. Imamura, A. Piccialli, P. Machado, A. Sánchez-Lavega, M. A. López-Valverde	
Temperatura y CO en la alta atmósfera de Venus mediante inversión de emisiones limbo en 4.7 um en no-ETL observadas por VIRTIS/Venus Express	49
G. Gilli, M. A. López-Valverde, J. Peralta, S. W. Bougher, A. Brecht, P. Drossart, G. Piccioni	
Simulaciones 3-D de la ionosfera marciana	51
F. González-Galindo, M.A. López-Valverde, G. Gilli, J.-Y. Chaufray, F. Forget	
Modelo empírico NeMars de la ionosfera de Marte	53
B. Sánchez - Cano, M. Herraiz, S.M. Radicella, O. Witasse, G. Rodríguez – Caderot	
Elevadas concentraciones de PAHs en la alta atmósfera de Titán	55
M. López-Puertas, M. García-Comas, B. Funke, B.M. Dinelli, A. Adriani, M.L. Moriconi, C. Boersma, L.J. Allamandola	
El flujo de impactos en Júpiter: Superbóvidos y colisiones con objetos de gran escala	57
R. Hueso, A. Sánchez-Lavega, S. Pérez-Hoyos	
Estudio de la variabilidad de la circulación general de Júpiter con imágenes obtenidas con pequeños telescopios ...	59
N. Barrado-Izagirre, J.F. Rojas, R. Hueso, A. Sánchez-Lavega	
Dinámica atmosférica violenta en la tormenta gigante de Saturno del 2010	61
E. García-Melendo, R. Hueso, A. Sánchez-Lavega, J. Legarreta, T. del Río-Gaztelurrutia, S. Pérez-Hoyos, J. F. Sanz-Requena	
Diagnóstico mediante espectroscopía y polarimetría de plasmas con N₂ producidos por eventos luminosos transitorios en atmósferas planetarias	63
M. Passas, J. Sánchez, F.C. Parra-Rojas, A. Luque, F.J. Gordillo-Vázquez	

Diagnóstico de plasmas de aire en laboratorio como banco de prueba para la obtención de la temperatura del gas en plasmas de aire generados por Eventos Luminosos Transitorios	65
F. J. Gordillo-Vázquez, F. C. Parra-Rojas, M. Passas , E. Carrasco, A. Luque, I. Tanarro, M. Simek	
Impacto electroquímico de rayos en la mesosfera terrestre y su posible extensión a otras atmósferas planetarias con actividad eléctrica	67
F.C. Parra-Rojas, A. Luque, F.J. Gordillo-Vázquez	
Impacto de las tormentas eléctricas sobre la baja ionosfera de Saturno y posible generación de Eventos Luminosos Transitorios	69
A. Luque, D. Dubrovin, F. J. Gordillo-Vázquez	
 CUERPOS MENORES 2	
Reproduciendo la estructura interna de asteroides y cometas	73
R.A. Alemañ, A.Campo Bagatin, D.C. Richardson	
Centauros vistos por Herschel	74
R. Duffard, E. Vilenius, N. Pinilla-Alonso, Th. Mueller , J.L. Ortiz, S. Fornasier, M. Mommert, P. Santos-Sanz, A. Pal, C. Kiss, M. Mueller, J. Stansberry, E. Lellouch, A. Delsanti	
Curvas de luz térmicas de objetos transneptunianos y centauros con el observatorio espacial Herschel	75
P. Santos-Sanz, Th.G. Müller, E. Lellouch, J.L. Ortiz, R. Duffard, E. Vilenius, Cs. Kiss, S. Fornasier, A.Thirouin, J. Stansberry, y el equipo de “TNOs are Cool”	
Algunos resultados de ocultaciones estelares por objetos transneptunianos y perspectivas futuras	77
J. L. Ortiz, R. Duffard, N. Morales, A. Thirouin, P. Santos Sanz	

MISIONES ESPACIALES

Mission to the Uranian System (MUSE): Unveiling the evolution and formation of icy giants	81
M. Costa, T. Bocanegra, C. Bracken, D. Dirkx, I. Gerth, K. Konstantinidis, C. Labrianidis, M. Laneuville, A. Luntzer, J. MacArthur, A. Maier, A. Morschhauser, T. Nordheim, R. Sallantin, R. Tlustos	
Observación de eclipses de Fobos para la determinación de las coordenadas de amartizaje de las sondas MetNet	83
G. Barderas, P. Romero	
Un instrumento para la determinación de la composición de la atmósfera de Marte en la misión EXOMARS TGO (Trace Gas Observatory)	85
J.J. López-Moreno (Co-PI), A.C Vadaele (PI), M. Allen, G. Alonso-Rodrigo, F. Altieri, B. Aparicio del Moral, A. Barrero-Gil, G. Bellucci, S. Berkenbosch, D. Biondi, D. Bolsee, S. Bonnewijn, G.P. Candini, T. Clancy, F. Daerden, C. Depiesse, S. Delanoye, R. Drummond, V. Formisano, B. Funke, D. Fussen, M. García-Comas, A. Geminale, J.-C. Gérard, D. Gillotay, M. Giuranna, F. González-Galindo, J. Jeronimo Zafra, J. Kaminski, O. Karatekin, M. Leese, M. López-Puertas, M. López-Valverde, A. Mahieux, N. Mateshvili, J. McConnell, J. Meseguer R. Morales, M. Mumma, L. Neary, E. Neefs, M.R. Patel, M.C. Pastor-Morales, I. Perez-Grande, E. Renotte, T. Ringrose, B. Ristic, S. Robert, J. Rodriguez Gomez, B. Saggin, R. Sanz, A. Sanz Andres, G. Sindoni, M. Smith, T. Thibert, G. Villanueva, J. Whiteway, Y. Willame, V. Wilquet	
Magnetómetro y gradiómetro MOURA	86
M. Díaz Michelena, R. Kilian	
Calibración del magnetómetro y gradiómetro MOURA, comparación con datos del observatorio de San Pablo de los Montes	87
A.B. Fernández, R. Sanz, P. Covisa, J.M. Tordesillas, M. Díaz Michelena	
MISCELÁNEA	
A UV phototautomerism process of a peptide molecule	91
E. Mateo-Marti, C.M. Pradier	
Investigación y docencia del Sistema Solar en la Universidad del País Vasco: PlanetCam y el Aula EspaZio	93
A. Sánchez-Lavega, S. Pérez-Hoyos, R. Hueso, J.F. Rojas, I.Mendikoa, T. del Río	
Precovery of near-Earth asteroids by a citizen science project of the Spanish Virtual Observatory	95
E. Solano, C. Rodrigo, R. Pulido, B. Carry	
La (reconstrucción de la) historia térmica de los planetas terrestres y sus implicaciones para la (comprensión de la) evolución climática de Venus y Marte	97
J. Ruiz, A. Jiménez-Díaz, V. López, I. Romeo, Á. Santamaría, R. Tejero	
Review of the First 180 sols of Measurements of the Rover Environmental Monitoring Station (REMS) on the Mars Science Laboratory	99
F.J. Martín-Torres, C. Armiens, I. Carrasco, M. Genzer, F. Gómez, J. Gómez-Elvira, A-M. Harri, R. Haberle, V. Hamilton, H. Kahanpää, M.A. Kahre, O. Kempainen, A. Lepinette, M. Marín, J. Martín-Soler, J. Martínez-Frias, M. Mischna, L. Mora, J. Pla-García, C. Newman, S. Navarro, M.A. de Pablo, V. Peinado, M. Ramos, J. Polkko, S. Rafkin, N. Renno, M. Richardson, J.A. Rodríguez-Manfredi, J. Romeral, E. Sebastián, M. de la Torre, J. Torres, R. Urquí, A. Vasavada, M.P. Zorzano, and the MSL Science Team	

COMUNICACIONES EN FORMATO PÓSTER

Sistema Solar en los másteres de Astrofísica de Madrid	103
J.A. Caballero	
The Solar System Science Operations Laboratory - A tool for science operations and opportunities developed at ESAC	105
A. Cardesín, M. Costa, M. Almeida, N. Altobelli, P. Hebrero, D. Sors	
Calibración en órbita de sensores magnéticos AMR COTS a bordo de NANOSAT-1B sin programa de limpieza magnética	106
M.F. Cerdán, A.B. Fernández, J.J. Jiménez, M.D. Michelena	
Influencia del megarregolito en el flujo térmico de la superficie de Mercurio	108
I. Egea-González	
Effect of ammonia onto adsorption of glycine on cometary dust grains: Application of Computational atomistic methods	110
E. Escamilla-Roa, C.I. Sainz-Díaz	
Deformación en el interior un cráter enterrado de Mercurio	111
V. López, J. Ruiz, A. Vázquez	
Gradiómetro de tipo micro-electro-mecánico para la caracterización completa del entorno magnético sobre la superficie de Marte	113
J.L. Mesa, D. Ciudad, M.E. McHenry, C. Aroca, M. Díaz-Michelena	
Geologic analysis and habitability potential of Ariadnes Colles, Terra Sirenum, Mars	115
A. Molina, E. Hauber, L. Le Deit, D.C. Fernández-Remolar, M.A. de Pablo	
Impacto electroquímico de rayos en la mesosfera terrestre: el caso de Sprite Halos	117
F.C. Parra-Rojas, A. Luque, y F.J. Gordillo-Vázquez	
Diseño e implementación de un espectrógrafo y un polarímetro para la diagnosis de plasmas de aire producidos por eventos luminosos transitorios en la mesosfera terrestre	119
M. Passas, J. Sánchez, F.C. Parra-Rojas, A. Luque, F.J. Gordillo-Vázquez	
Medida de B en Marte a partir de ionogramas	121
M. Ramírez-Nicolás, B. Sánchez-Cano, M. Herraiz	
Aproximación al movimiento de partículas cargadas en campos magnéticos locales en Marte	123
M. Ramírez-Nicolás, D. Usero, L. Vázquez	
Caracterización de los eclipses de Sol en un satélite de comunicaciones en Marte en órbita areoestacionaria	125
P. Romero, R. Antolín	
Variaciones en la altura de la ionosfera de Marte. ¿Relación con la topografía?	127
B. Sánchez-Cano, M. Herraiz, O. Witasse, S.M. Radicella, G. Rodríguez-Caderot	
Evolución espacio-temporal de la estructura vertical de nubes de la GWS de Saturno en el 2010	129
J.F. Sanz Requena, S. Perez-Hoyos, A. Sánchez Lavega, R. Hueso	
Filosilicatos en el Sistema Solar: utilidad de su estudio computacional	132
V. Timón	

COMUNICACIONES PRINT-ONLY

Composición elemental de condritas prístinas de la colección Antártica de la NASA obtenida mediante ICP-MS	137
J. Alonso-Azcárate, J.M. Trigo-Rodríguez, C.E. Moyano-Camero	
El superbólido de Cheliábinsk: deceleración en la atmósfera y registro sísmico	139
J. Dergham, J.M. Trigo-Rodríguez, M. Tapia	
Espectroscopia Raman sobre diferentes afloramientos de la isla de Tenerife: Implicaciones para Marte	141
E. Lalla, G. Lopez, I. Hermosilla, A. Sansano, R. Navarro, J. Medina, J. Martínez-Frías, F. Rull	
The KG 002 shergottite: Evidence for a meteorite stream from Mars	143
J. Llorca	
Concentric ring graben complex in Haastse-Baad Tessera, northern Aphrodite Terra (Venus): endogenic vs exogenic origin and implications	145
I. López, V.L. Hansen	
Sobre los acercamientos a la Tierra de asteroides y cometas. El caso de 2012DA12	147
J. L. Ortiz, J. de León, N. Pinilla-Alonso, A. Cabrera-Lavers, A. Álvarez-Candal, R. Duffard, N. Morales, P. Santos Sanz, J. Licandro, A. Pérez-Romero, V. Lorenzi, S. Cikota	
Grupo de Ciencias Planetarias de Madrid (GCPM)	148
C. Pimentel, L.J. Alloza, G. Caravantes, A. Jiménez-Díaz, V. López, Á. Martín-Herrero, L.M. Parro, I. Romeo, J. Ruiz	
Flujo térmico en la región de Tharsis, Marte: Implicaciones para la evolución térmica del planeta	150
Á. Santamaría, J. Ruiz, D. Baratoux	

GEOLOGÍA PLANETARIA 1, HIELOS Y CUERPOS HELADOS

Isla Decepción (Antártida) como análogo de Marte

A. Molina^{1, 2}, M.A. de Pablo² y M. Ramos³

e-mail: a.molina@csic.es

¹ Centro de Astrobiología, CSIC-INTA, España

² Departamento de Geografía y Geología, Universidad de Alcalá, España

³ Departamento de Física y Matemáticas, Universidad de Alcalá, España

Isla Decepción (62°57'S, 60°37'W) se localiza en el archipiélago de las Shetland del Sur, al oeste de la península Antártica. Este archipiélago forma parte del arco magmático Mesozoico-Paleozoico de la península Antártica, donde una intensa actividad tectónica extensional ha generado este estratovolcán de 12 Km de diámetro, que cuenta con una altura máxima de 539 m (monte Pond). Se trata, por tanto, de uno de los escasos volcanes activos presentes en la Antártida, siendo relativamente joven (< 780 Ka) [1] y habiéndose registrado su última erupción en el año 1970 [2].

La isla tiene forma de herradura debido a que la caldera colapsada ha sido inundada por el agua de mar a través de uno de sus flancos, formando así una bahía interior conocida como puerto Foster. Debido tanto a su juventud y reciente actividad, como a la limitada actividad humana de la zona, pueden encontrarse rasgos volcánicos muy bien preservados a lo largo de toda su extensión. Cráteres volcánicos, depósitos de piroclastos y cenizas, así como las coladas de lava basáltica son algunos de estos ejemplos, destacando la intensa actividad geotérmica registrada en algunas zonas. La mineralogía de la zona es muy variada, variando entre basáltica y dacítica. Diferencias composicionales y alteraciones posteriores, han dado como resultado una diversa coloración de los depósitos piroclásticos que comprende desde tonos pardos, amarillos y rojos, hasta completamente negros.

La intensa actividad tectónica que se registra en la isla es un claro condicionante del paisaje, al igual que ocurre en el planeta Marte. Las fallas condicionan otros rasgos como los canales de deshielo, escarpes o playas. En este aspecto, cabe destacar la costa nororiental de la isla, costa Recta, que se cree ha sido formada en el escarpe de una falla submarina [3].

La actividad glaciar es otro factor clave. El clima de la zona se caracteriza por veranos cortos, en los que se alternan periodos de congelación-descongelación, y fuertes nevadas durante el resto del año. Los fuertes vientos son persistentes durante todo el año, registrándose unas temperaturas medias en el nivel del mar de entre -3.9 a -1.6 °C. Estas condiciones propician la existencia de glaciares, que se acumulan en casquetes en las zonas más elevadas, y discurren formando lenguas hasta el mar, donde se forma de manera estacional la banquisa de hielo. Cabe destacar, que algunos de estos glaciares han sido cubiertos por tefra y cenizas volcánicas, mostrando una marcada estratificación (cenizas-hielo) y permaneciendo ocultos en algunos casos por una cubierta de este material. Ambos fenómenos son un análogo extraordinario de las capas estratificadas que se encuentran en los polos marcianos, así como de los posibles "glaciares ocultos" que han sido descritos en la superficie de este planeta [4, 5]. Al igual que allí, en Decepción el permafrost (suelo

congelado) se encuentra ampliamente distribuido. En la isla, su distribución se encuentra condicionada a la actividad geotérmica, que es también la que limita su distribución en profundidad. En la superficie, los agentes que controlan la estructura y comportamiento de estos suelos congelados son los depósitos de cenizas, a largo plazo, y los de nieve junto con las variaciones atmosféricas, en el corto plazo [6].

Durante la estación cálida, el agua congelado tanto en los glaciares como en el permafrost se funde rápidamente, movilizándose grandes caudales de agua que forman inundaciones catastróficas e importantes coladas de barro. Estos eventos excavan cárcavas, barrancos y valles, removilizando los materiales para formar abanicos aluviales y coluviales, playas y lechos fluviales. Además, multitud de rasgos periglaciares pueden ser observados en la isla, como lóbulos de solifluxión o termokarst. Todos estos rasgos relacionados con la acción del agua-hielo muestran grandes similitudes con aquellos descritos en la superficie de Marte.

Por todas las características anteriormente mencionadas, pensamos que isla Decepción es un lugar a considerar para el estudio de análogos de Marte [7]. De echo la presencia de fumarolas, fuentes hidrotermales y conos submarinos, también la hacen un lugar interesante desde un punto de vista astrobiológico más amplio [8].

Referencias

1. Baraldo A. and Rinaldi C.A., *J. S. Sou. Amer. Earth Sci.* 13 785-796. (2000)
2. Baker P.E. and McReath, I., *Nature Physical Sci.* 231, 5-9. (1971)
3. Fernández-Ibáñez F. et al., *Antartic Science*, 17 (3), 418-426. (2005)
4. Cutts, *JGR* 78 (20), 4231-1973 (1973)
5. Head J.W. et al., *Nature* 434, 346-351 (2005)
6. Ramos, M. et al., *USGS OF-2007-1047* (2007)
7. de Pablo M.A. et al., *EGU XI*, EGU2009-1292 (2009)
8. Prieto-Ballesteros O. et al., *EPSC VII*, EPSC2012-466 2012 (2012)

Glaciarismo en la ladera Noroeste del volcán Hecates Tholus de Marte: datación y evolución.

M.A. de Pablo^{1,3}, G.G. Michael² y J.D. Centeno³

e-mail: miguelangel.depablo@uahs

¹ Área de Geodinámica Externa. Dpto. de Geografía y Geología. Universidad de Alcalá, España.

² Institute of Geological Sciences, Freie Universitaet Berlin, Germany

³ Dpto. de Geodinámica Externa, Fac. de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid, España

El volcán Hecates Tholus (32.12°N, 150.24°E) es el único edificio del complejo volcánico de Elysium, en el hemisferio norte de Marte, en el que se han descrito rasgos glaciares. Estos rasgos, al igual que los descritos en otros edificios volcánicos del complejo de Tharsis, sólo existen en el flanco noroeste del volcán. Recientemente se ha llevado a cabo una cartografía geomorfológica de esta ladera del volcán Hecates Tholus⁽¹⁾. Ahora se presentan los resultados de la datación de las unidades geomorfológicas más importantes (10 de las 18 cartografiadas en la zona⁽¹⁾) con el objetivo de conocer su edad y además establecer la posible evolución de los procesos volcánicos y glaciares que han dado lugar a los relieves que se observen en este lugar del planeta en la actualidad.

La datación se ha realizado mediante el ajuste de isócronas a los datos de distribución de la frecuencia de diámetros de cráteres de impacto cartografiados en cada una de esas unidades geomorfológicas⁽²⁾. Para llegar a cabo de este trabajo se ha realizado la medición de todos los diámetros de los cráteres de impacto observados en dos imágenes CTX (MRO/NASA) - B04_011324_2128 y B06_011957_2127 de 6 metros por pixel de resolución- integradas en un Sistema de Información Geográfica (ArcGIS, 9.3), mediante la herramienta CraterTools⁽³⁾. Los resultados, fueron exportados e integrados en la herramienta CraterStats 2⁽⁴⁾ donde se realizaron, en primer lugar análisis estadísticos para determinación de la existencia de craterización secundaria (clustering)⁽⁵⁾, y finalmente, el ajuste de isócronas a los datos de distribución de frecuencias de diámetros derivando una o más edades (con sus respectivos errores) de cada de las unidades geomorfológicas principales de la zona de estudio. Las edades obtenidas se corresponden, tanto a la edad de formación de los materiales situados en la superficie, como a la edad del final del proceso que produjo el rejuvenecimiento de la superficie (procesos fluviales, eólicos, volcánicos, glaciares,...)⁽⁵⁾.

Los resultados de estas dataciones (Figura 1)⁽²⁾, junto con el análisis de los rasgos geomorfológicos cartografiados en la zona, permiten determinar que el edificio se formó hace unos 3.800 Ma, aunque podría haber tenido eventos volcánicos hace unos 350 Ma, o que concuerda con otras dataciones previas realizadas en la zona⁽⁶⁾. Por otro lado, la actividad glacial parece ser evidente en la zona hace ya unos 1.400 Ma, aunque con eventos más recientes hace entre 1.000 y 300 Ma. Por otro lado se han establecido otros periodos de actividad relativamente reciente (hace unos 60, 30, 16, y 6 Ma) e incluso muy recientes 1,34 Ma, 1 Ma, y 0,44 Ma). Estos últimos podrían estar conectados con la última era glacial propuesta para Marte⁽⁷⁾, aunque no es posible determinar si estos últimos eventos estaban

relacionados con la existencia de una capa permanente de hielo o con masas glaciares episódicas. Sin embargo, ésta última hipótesis podría explicar la presencia de muchos de los rasgos geomorfológicos de origen glaciar cartografiados en la zona: valles glaciares, rocas aborregadas, aristas, acanaladuras, etc ⁽¹⁾.

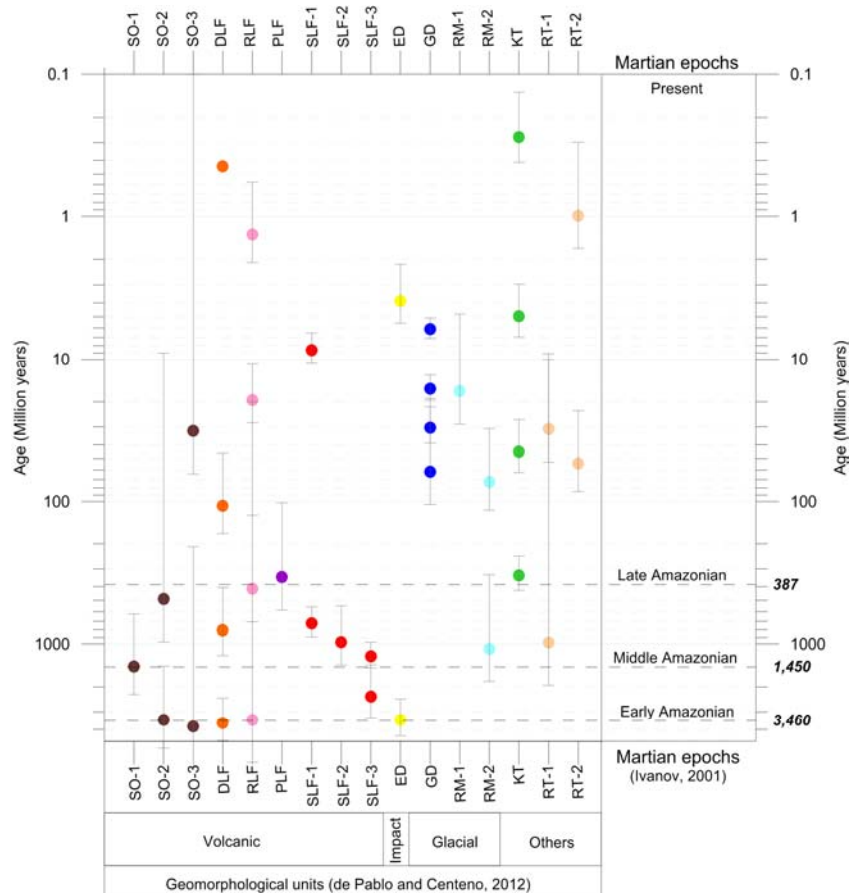


Figura 1. Resultado de las edades⁽⁸⁾ obtenidas para las unidades geomorfológicas más importantes de la base del flanco Noroeste del volcán Hecates Tholus de Marte. Las edades han sido obtenidas mediante el método de análisis de la distribución de frecuencias de los diámetros de los cráteres de impacto.

Referencias

1. M.A. de Pablo , J.D. Centeno. Journal of Maps, 8(3.) 208-2014 (2012).
2. M.A. de Pablo, G.G. Michael, J.D. Centeno. Icarus (in press), (2013).
3. T. Kneissl, S. van Gasselt, G., Neukum. Planetary and Space Science, 59. 1243-1254 (2011).
4. G.G. Michael, G. Neukum. Earth and Planetary Science Letters, 294. 223-229 (2010).
5. G.G. Michael, T. Platz, T. Kneissl, N. Schmedemann. Icarus, 218. 169-177 (2012).
6. E. Hauber, S. van Gasselt, B. Ivanov, S. Werner, J.W. Head, et al. Nature, 434. 356-361.
7. J.W. Head, J.F. Mustard, M.A. Kreslavsky, R.E. Milliken, D.R. Marchant. Nature, 426. 797-802 (2003).
8. B.A. Ivanov. Space Science Review, 96. 87-104 (2001).

A possible impact structure in the Damara Orogen of Namibia.

I. López¹

e-mail: ivan.lopez@urjc.es

¹Departamento de Biología y Geología, Universidad Rey Juan Carlos, España.

Impact cratering is an important geological process for the surface evolution of the terrestrial planets. The terrestrial impact crater record is largely incomplete; there are 176 impact craters censused on Earth ⁽¹⁾ with an underrepresentation of small impact events based on expected magnitude-frequency relation (only 15 craters are < 300 meter). The reason for this underrepresentation include: a) destruction of small impactors on their encounter with Earth's atmosphere, and b) crater erosion and/or burial by post-impact sediments ⁽²⁾. In recent years the use of remote sensing and geophysical field studies is allowing the discovery of new impact structures on remote areas ^(3,4), completing the impact record on Earth. The study of magnitude-frequency predict that impacts that produce these small craters occur on decadal to secular time scales ⁽⁵⁾, and that ~ 20 of about 100 m are expected to be present on Earth.

In this work I report the discovery of a ~ 80 meters circular depression sited in the Neoproterozoic Damara Orogen of Namibia (Figure 1), in the vicinity of the Huab River (coordinates lat: 20.84°S; long: 13.72°E), that according to morphology and geological setting is interpreted as an impact crater. The structure is located on top of materials included in the Brak River Formation of the Lower Ugab Domain (Figure 1a), a folded turbidite sequence of late Proterozoic age composed of siliciclastic sediments ⁽⁶⁾.

In yet absence of ground truth a multiple working hypothesis approach is applied where processes that could produce this type of circular features of negative relief are considered: impact cratering, volcanic activity (i.e caldera formation) and sinkhole formation.

Formation of sinkholes is normally associated to the presence of carbonates and salts. The described circular structure is located on top of the siliciclastic materials of the Brak River Formation (greywacke and pelite with dropstones; ⁶). This type of materials are not prone to suffer chemical dissolution; besides sinkholes are found in groups forming a karst landscape and no other circular depressions are found in the area related to the materials observed.

Volcanic activity and the formation of collapse calderas can produce circular structures with negative relief as the one observed. Although materials of volcanic origin are found in the area surrounding the circular structure, these are dykes and eroded materials of the Etendeka Plateau, a cretaceous volcanic sequence related to the break-up of Pangea ⁽⁷⁾. There is no younger volcanic activity on the area that can produce volcanic calderas ⁽⁸⁾ and no volcanic materials (i.e. flows) are found related to the structure. According to this and the relatively fresh appearance of the structure the volcanic origin is also ruled out.

The third process that can produce a circular structure of negative relief, the impact of a bolide or meteorite, is considered. The morphology of the circular structure appears fresh enough to preserve the original crater rim (Figure 1b). Although ejecta rays are not clearly preserved there is some ejecta-like materials that surround the circular structure and cover the basement rocks that point to an impact origin (Figure 1b).

Future field studies are needed to confirm impact origin and to study shock metamorphism

Caracterización y posible origen de depresiones subcirculares en la región de Ruach Planitia, Tritón

A. Martín-Herrero, J. Ruiz, I. Romeo.

e-mail: alvimart@ucm.es

Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid, España

Los trabajos realizados sobre la cartografía y estudio de las formas y características de la superficie de Tritón han sido bastante escasos, consistiendo principalmente en la categorización meramente descriptiva de las distintas formas del terreno, y de las unidades geológicas a escala planetaria, quedando la superficie conocida de esta luna, dividida en varias grandes unidades morfológicas (Smith et al., 1989; Croft et. al., 1995).

El presente trabajo tiene como objetivo el estudio y caracterización de diversas zonas específicas de la superficie de Tritón, donde la superficie presenta unas estructuras de aspecto circular o cuasi circular, a veces con los bordes externos elevados, y una zona interior hundida y tapizada por materiales de aspecto liso en mayor o menor medida. En la mayoría de los casos, los bordes externos presentan diversos estados de degradación, distorsionando el aspecto circular. En los menos, pueden observarse tramos del borde externo que se asemejan a arcos de circunferencia. Como se ha dicho, la zona interior de estas cuencas se encuentra generalmente rellena por materiales de aspecto liso, pudiendo encontrarse en algunas montículos centrales (recordando picos centrales de cráteres), y en otras puede apreciarse que la zona central presenta cierta elevación dando un aspecto de domo, en cuya parte superior se observan rasgos que sugieren colapso de materiales.

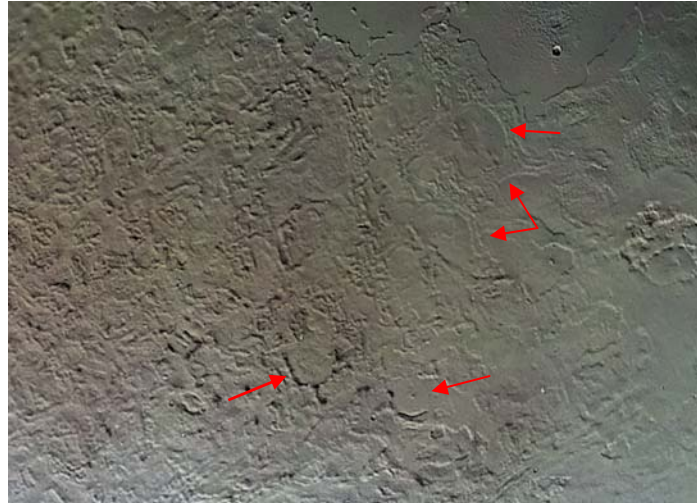


Figura 1. Imagen de la zona de estudio, centrada en la parte SW de Ruach Planitia, enmarcando la zona de transición entre el terreno cantalupo y los denominados materiales aterrazados. Las flechas señalan algunas de las estructuras identificadas.

Muchas de estas estructuras se observan en las proximidades de *Ruach Planitia*, principalmente hacia el S-SW. En la zona al S de *Ruach* se encuentran según Croft et. al. (1995) los denominados materiales aterrazados, consistentes en diferentes áreas irregulares de materiales lisos a diferentes niveles de altura o profundidad separados por escarpes de varios cientos de metros de altura. Al SW de *Ruach Planitia*, la superficie presenta un aspecto mucho más caótico debido a que se trata de una zona de transición entre los materiales lisos aterrazados y el terreno cantalupo, el cual se caracteriza por una orografía bastante caótica, llena de colinas y depresiones denominadas *cavi*, que alcanzan hasta los 25-30Km de ancho; con las que se entrecruzan largas crestas semejantes a las observadas en otros satélites como Europa.

Muchas de las estructuras analizadas por nosotros presentan un alto grado de degradación tanto en sus límites externos, los cuales pueden llegar a ser borrados o eliminados en gran parte, como en los materiales lisos internos. Esta degradación hace que definir los procesos que las han generado resulte complicado, pudiendo barajarse tres posibles orígenes: 1) Dada la proximidad al terreno cantalupo, lleno de colinas y depresiones, podría tratarse de rasgos formados en vía similar, quizá por diapirismo, aunque variando en la forma exacta o la época de formación, dado el aspecto caótico de la zona de transición entre ambos tipos de terreno. 2) Podría tratarse de estructuras de colapso rellenas por materiales criomagmáticos procedentes del interior. 3) Debido a la nitidez que algunas de estas estructuras muestran en sus bordes exteriores, podrían tratarse de antiguas cuencas de impacto, posteriormente modificadas y rellenas por la actividad interna de Tritón.

Referencias

Croft, S. K., Kargel, J. S., Kirk, R. L., Moore, J. M., Schenk, P. M., Strom, R. G., (1995). The Geology of Triton. Neptune & Triton, ed. D. Cruikshank (Tucson, Univ. of Arizona Press), pp.879-947.

Smith, et.al. (1989), The satellites of Neptune. Science. 246, 1422-1449.

The water regime of dwarf planet (1) Ceres

M. Küppers¹, L. O'Rourke¹, B. Carry^{1,2}, D. Bockelée-Morvan³, D. Teyssier¹,
S. Lee⁴, P. van Allmen⁴, A. Marston¹, K. Crovisier³, T. Müller⁵

e-mail: michael.kueppers@sciops.esa.int

¹ ESAC, European Space Agency, Villanueva de la Cañada, Spain

² IMCCE, Paris Observatory, Paris, France

³ LESIA, Paris Observatory, Paris, France

⁴ JPL, Pasadena, USA

⁵ MPE, Garching, Germany

The traditional view of minor bodies in the (inner) Solar System is that they are split into icy comets and rocky asteroids. However this has been challenged by recent results, such as the discovery of comets on asteroidal orbits in the outer asteroid belt (between Mars and Jupiter)¹ and the detection of water ice frost on the surface of asteroid (24) Themis². The discovery of water ice on the surface of asteroids has profound implications for how the Solar System formed, and challenges our ideas about the stability of ice in the inner Solar System. The study of volatiles in the asteroid belt places strong constraints on the temperature and composition distribution in the proto-planetary disk, and on possible sources of terrestrial water, and strongly constrains formation models of the early Solar System.

Water may have played a significant role in the evolution of Ceres. Despite the mostly featureless spectrum of Ceres in the visible and near-infrared (NIR), the weak but mysterious absorption features in the 3-5 μm region have been repeatedly interpreted as water ice frost or hydrated silicates^{3,4}. Note that all those possible compositions require the existence of water for their origins. The thermal evolution model of Ceres⁵ suggested liquid water in the mantle in the past and perhaps even today. The HST images⁶ and NIR observations of Ceres^{7,8} showed a remarkably homogeneous surface of Ceres, possibly a consequence of relatively recent or even current global scale resurfacing driven by liquid-phase activity and/or volatile sublimation and mass transport cannot be completely ruled out⁹.

While the results of surface spectra are ambiguous, detections of water vapour or its dissociation products around Ceres are a clear proof of a wet Ceres. Theoretical studies^{10,11} suggested that water ice could remain stable at shallow depths over the age of the solar system on MBAs. Ref.¹² predicted continuous replenishing of water from the interior of Ceres and a possible water sublimation rate of 10^{24} to 10^{25} molecules/s. As the largest MBA and a dwarf planet, Ceres accounts for $\sim 1/4$ of the total mass in the main belt, and has a much larger surface area than any single small main-belt comet. In 1992, a 3 sigma detection of OH was reported by ¹³ based on IUE observations. A second observation did not result in a discovery. Ref.¹⁴ tried to confirm the detection by ¹³ with VLT/UVES, but they did not succeed, in spite of the higher sensitivity of their observation.

We will report on observation of Ceres we performed on Nov. 2011, Oct. 2012 and March 2013 with the ESA Herschel Space Observatory¹⁵. We used the Heterodyne Instrument for the Far Infrared (HIFI)¹⁶ to search for the water ground state line at 557 GHz.

References

1. N. Hsieh & D. Jewitt. *Science* 312, 561 (2006).
2. H. Campins et al. *Nature* 464, 1320 (2010).
3. L. A. Lebofsky et al. *Icarus* 48, 453 (1981).
4. R. E. Milliken & A. S. Rivkin. *Nature Geoscience* 2, 258 (2009).
5. J. C. Castillo-Rogez & T. B. McCord. *Icarus* 205, 443 (2010).
6. J.-Y. Li et al. *Icarus* 182, 143 (2006).
7. B. Carry et al. *A&A* 478, 235 (2008).
8. B. Carry et al. *Icarus* 217, 20 (2012).
9. A. S. Rivkin et al. *Space Sci. Rev.* 163, 95 (2011).
10. N. Schorghofer. *ApJ* 682, 697 (2008).
11. D. Prrialnik & E. D. Rosenberg 2009. *MNRAS* 399, L79 (2009).
12. F. P. Fanale & J. R. Sauvail *Icarus* 82, 97 (1989).
13. M. F. A'Hearn & P. D. Feldman. *Icarus* 98, 54 (1992).
14. P. Rousset et al. *Astron. J.* 142, 125 (2011).
15. G. Pilbratt et al. *A&A* 518, L1 (2010).
16. T. De Graauw et al. *A&A* 518, L6 (2010).

Constantes ópticas de hielos de NH_3 y $\text{NH}_3:\text{N}_2$ en el infrarrojo medio y cercano

B. Maté, Y. Rodríguez-Lazcano, A. Zanchet, V. J. Herrero, O. Gálvez and R. Escribano

e-mail: belen.mate@csic.es

Departamento de Física Molecular, Instituto de Estructura de la Materia IEM-CSIC, Madrid.

El nitrógeno es el cuarto elemento más abundante en el universo, después del hidrógeno, el oxígeno y el carbono, y se encuentra principalmente en forma de amoníaco (NH_3) y nitrógeno molecular (N_2). En nuestro Sistema Solar el amoníaco ha sido detectado, por ejemplo, en las atmósferas de los gigantes gaseosos. A través de observaciones de una banda a $2.2 \mu\text{m}$ en el infrarrojo cercano (NIR), asignada a hielo de amoníaco, éste ha sido identificado en la superficie de algunos objetos helados de nuestro Sistema Solar como Enceladus, Miranda, o Charon, o incluso en objetos de cinturón de Kuiper como Quaoar⁽¹⁾. La presencia de amoníaco en la superficie de estos cuerpos lejanos, que están sometidos al bombardeo constante de partículas energéticas y rayos cósmicos, sólo puede ser entendida si la superficie se renueva de algún modo. Se ha propuesto que esta renovación superficial puede deberse a criovulcanismo, o a la liberación hacia la superficie de especies procedentes de capas internas.

La mayor parte de nuestro conocimiento sobre la composición de los hielos astrofísicos proviene de observaciones en el IR medio y cercano. La interpretación de estas observaciones está basada en estudios de laboratorio de las distintas especies heladas. Nuestro grupo en el Instituto de Estructura de la Materia se dedica a la investigación de estos sistemas, y hemos estudiado tanto especies puras como mezclas, o especies iónicas^(2,3). Del espectro IR es posible extraer la dependencia con la longitud de onda de parte real ($n(\nu)$) e imaginaria ($k(\nu)$) del índice de refracción de la sustancia estudiada. Estas magnitudes, también conocidas como constantes ópticas, son una característica intrínseca del hielo y resultan muy útiles a la comunidad astrofísica porque permiten simular el espectro de la sustancia en cualquier configuración.

Entre las diversas publicaciones dedicadas al estudio de las constantes ópticas de hielo de amoníaco, el conjunto más completo referido a amoníaco amorfo es el de Wood y Roux⁽⁴⁾, que miden n y k entre 2.7 y $20 \mu\text{m}$ para NH_3 a 20 K . En este trabajo hemos estudiado el espectro infrarrojo medio y cercano de hielo de amoníaco puro a 15 K y de sus modificaciones en mezclas con nitrógeno (ver Figura 1). Estos datos pueden ser útiles para inferir la presencia de N_2 (inactivo en infrarrojo) indirectamente a través del espectro de NH_3 , en los objetos donde ambos coexistan.

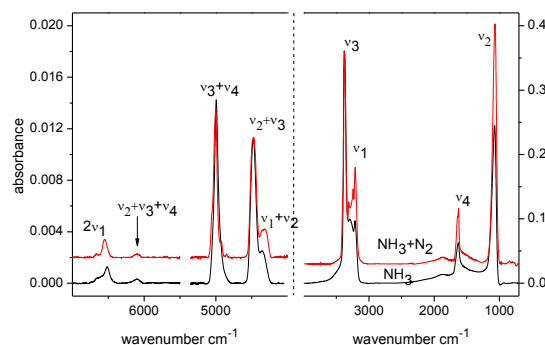


Figura 1. Espectros NIR y MIR de NH_3 a 15 K (negro) y de una mezcla $\text{NH}_3:\text{N}_2$ (1:1.7) a 15 K (rojo).

Además, hemos determinado las constantes ópticas del hielo de amoníaco a 15 K y a 30 K, para el intervalo espectral entre 7000-500 cm^{-1} (1.4- 20 μm), más amplio que en publicaciones previas. También hemos determinado los índices ópticos para una mezcla ($\text{NH}_3:\text{N}_2$) (1:1.7) a 15 K. En la Figura 2 se han representado a modo de ejemplo los índices n y k obtenidos en el infrarrojo cercano, en las regiones con k distinta de cero. Finalmente hemos realizado un procesado térmico de mezclas de $\text{NH}_3:\text{N}_2$ crecidas a 15 K y 30 K, calentándolas a 5 K/min hasta 85 K, por encima de la temperatura de cristalización del amoníaco. Se observa que el nitrógeno afecta al grado de cristalinidad final de la muestra a 85 K (ver Figura 3).

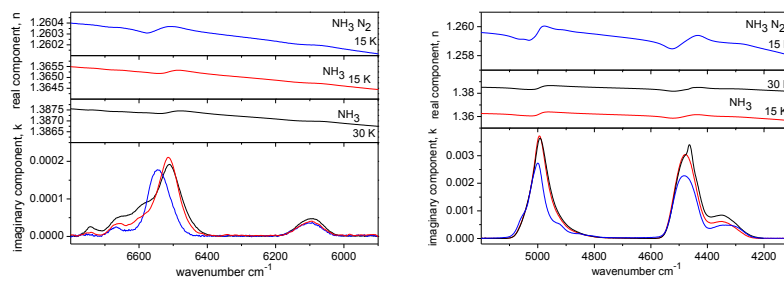


Figura 2. Índices ópticos en el NIR de hielo de NH_3 a 15 K (negro), 30 K (rojo) y de una mezcla $\text{NH}_3:\text{N}_2$ (1:1.7) a 15 K (azul). En el caso de la mezcla la constante k ha sido referida a la fracción de amoníaco en la muestra.

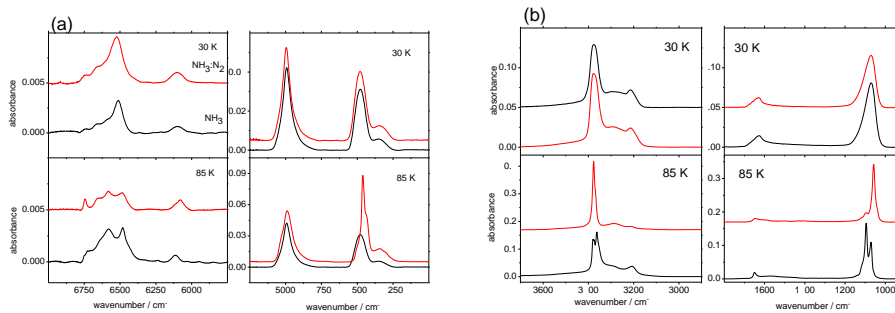


Figura 3. (a) Espectros NIR y (b) MIR de hielos de NH_3 (negro) y $\text{NH}_3:\text{N}_2$ (rojo) generados a 30 K (paneles superiores) y calentados a 85 K (paneles inferiores)

Referencias

1. D. C. Jewitt and J. Luu, Nature 432, 731-733 (2004).
2. O. Gálvez, B. Maté, V.J. Herrero, and R. Escribano, Astrophys. J. 703, 2101-2107 (2009).
3. B. Maté, V. Herrero, Y. Rodríguez-Lazcano, et al. Astrophys. J. 759:90 (7pp) (2012).
4. B. E. Wood and J. A. Roux, J. Opt. Soc. Am. 72, 720-728 (1982).

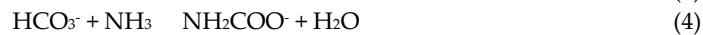
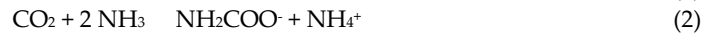
Estudio de laboratorio sobre la formación del ión carbamato en hielos del Sistema Solar

O. Gálvez, Y. Rodríguez-Lazcano, B. Maté, V. Herrero, and R. Escribano

e-mail: oscar.galvez@csic.es

¹Departamento de Física Molecular, Instituto de Estructura de la Materia IEM-CSIC, Madrid.

Dióxido de Carbono (CO₂) y amoníaco (NH₃) son dos de los componentes más abundantes de los hielos que encontramos tanto en los diferentes cuerpos del Sistema Solar⁽¹⁾, como en los granos interestelares⁽²⁾, siendo el agua normalmente el componente predominante. En estos ambientes, estos hielos pueden estar sujetos tanto a un procesado térmico, como al incesante bombardeo de rayos cósmicos, electrones, radiación UV, etc., lo que da lugar a la formación de nuevas especies. En el caso de hielos constituidos por NH₃ y CO₂, este procesado puede dar lugar a las siguientes reacciones⁽³⁾:



En recientes estudios de laboratorio, se ha comprobado⁽⁴⁾ que a baja temperatura (a unos 80 K) CO₂ y NH₃ pueden reaccionar para formar carbamato amónico (NH₂COO⁻NH₄⁺), según la reacción (2). Sin embargo, y en base a los espectros infrarrojos obtenidos en nuestro laboratorio, esta interacción podría dar lugar también a la formación de ácido carbámico (NH₂COOH), ver Figura 1.

Carbamato amónico es un compuesto relativamente estable en las condiciones de temperatura y presión de la Tierra, pero en cambio el ácido carbámico no lo es, disociando espontáneamente en NH₃ y CO₂. Por ello, no existe actualmente ninguna prueba espectroscópica en fase gas de la existencia del ácido carbámico. Sin embargo, en las condiciones dadas en determinados cuerpos del sistema solar, donde tanto el CO₂ como el NH₃ son abundantes, el ácido carbámico podría ser formado y preservado en su fase sólida.

En este trabajo, presentamos un estudio de laboratorio sobre la reactividad de estas especies en fase sólida y a bajas temperaturas. Además, y dado que el hielo de agua es a menudo el componente mayoritario en estos cuerpos, hemos realizado también este estudio en presencia de una matriz de hielo de agua (Figura 2). Nuestro grupo en el Instituto de Estructura de la Materia viene desde hace tiempo dedicándose a la investigación de este tipo de sistemas de interés astrofísico, usando la espectroscopía infrarroja como herramienta principal en estos análisis. Además, y como presentaremos también en esta comunicación, el empleo combinado de experimentos de laboratorio y simulaciones teóricas (a través de cálculos *ab initio*) nos permite una mejor asignación de los espectros observados y un mayor entendimiento de los procesos que tienen lugar en este tipo de hielos.

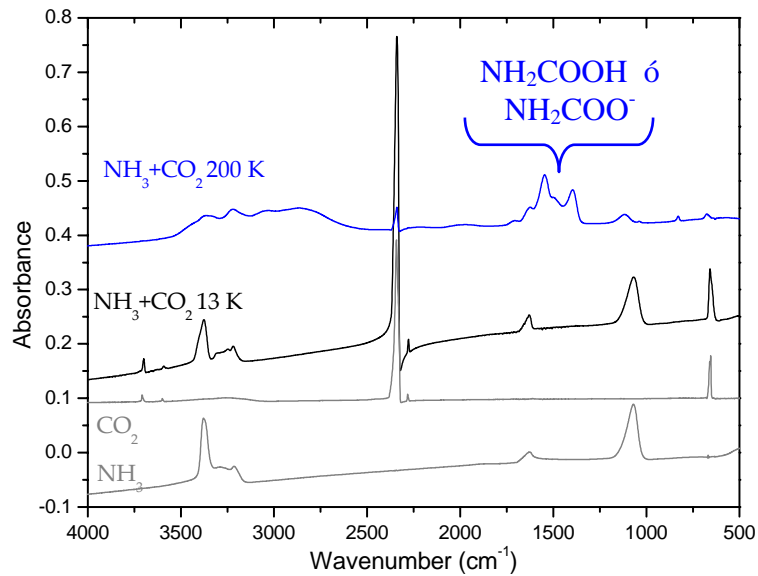


Figura 1. Espectro IR de una mezcla 2:1 de NH₃/CO₂ co-depositados a 13 K y calentados hasta 200 K. Se incluye el espectro del NH₃ y el CO₂ a 13 K puros.

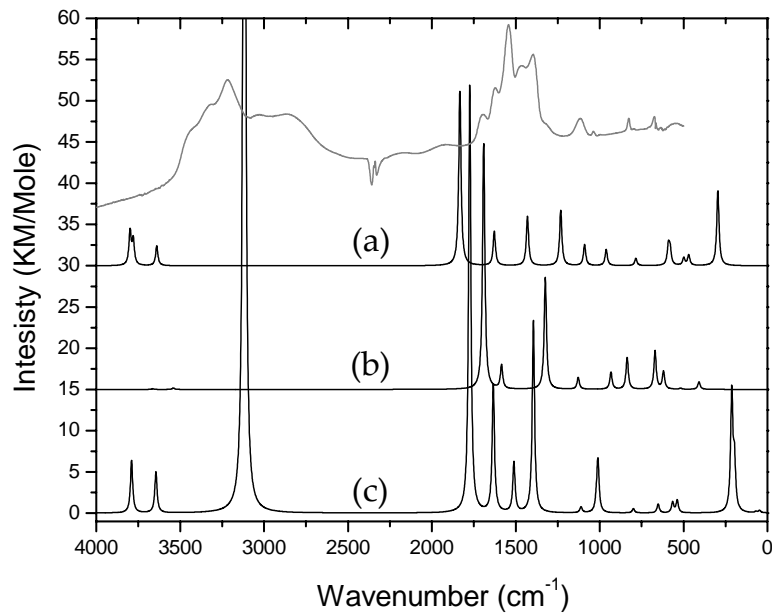


Figura 2. Espectro IR calculado en fase gas para el (a) ácido carbámico, (b) anión carbamato, y (c) dímero del ácido carbámico. En gris presentamos el espectro IR observado de una mezcla 2:1 de NH₃/CO₂ en fase sólida a 220 K.

Referencias

1. B. Hapke, E. Wells, J. Wagner, *Icarus* 47 (3) (1981) 361.
2. D. H. Wooden, S. B. Charnley, P. Ehrenfreund (2004) "Composition and Evolution of Molecular Clouds", COMETS II, eds. M. Festou, H.U.Keller, H. Weaver, Univ. Arizona Press, Edited by Michel Festou, H. Uwe Keller, and Harold A. Weaver.
3. Park H, Jung YM, You JK, Hong WH, Kim JN, *J Phys Chem A*. 2008 Jul 24;112(29):6558-62.
4. J.B. Bossa, P. Theule, F. Duvernay, F. Borge, et al., *Astron. Astrophys.* 492 (3) (2008) 719.

METEORITOS Y CUERPOS MENORES 1

Estudio de fosfatos mediante técnicas no destructivas en la brecha regolítica H5 Cangas de Onis

A. Rubio-Ordóñez¹, O. García-Moreno¹, J. García-Guinea² y L. Tormo²

e-mail: arubio@geol.uniovi.es

¹Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, España

²Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC-MNCN), España

El estudio de meteoritos históricos guardados en los museos presenta una gran limitación. Tradicionalmente se realizaba una lámina delgada pulida para el estudio petrográfico y de micro-análisis. Actualmente están disponibles una serie de técnicas no destructivas cuya utilización es cada vez mayor y que permiten obtener información valiosa sin destruir ni alterar los materiales. Este trabajo se realiza con un fragmento recogido de la condrita de Cangas de Onis [1-3]. Según estudios previos [4], la brecha regolítica H5 Cangas de Onis está constituida por un 60% de clastos H6 y H5, y una matriz clástica H5-H6 [5]. La muestra estudiada contiene 2 clastos en una matriz de grano fino pobremente recristalizada, que incluye fundidos plagioclásicos. Además de olivino y ortopiroxeno aparece augita, merrillita, Cl-apatito, kamacita, taenita y troilita con contenidos en Ni superiores al 0,2% [6]. También cromita y sulfuros más complejos. En trabajos previos [6], se ha reconocido la presencia de dos fosfatos diferentes dentro de esta brecha regolítica, un Cl-apatito, con contenidos en tierras raras bajos y merrillita, con contenidos en REE bastante superiores al anterior. En este trabajo, evaluamos los resultados obtenidos por distintas técnicas no destructivas (SEM, CL, Raman y ATF-FTIR) y los resultados obtenidos.

Los datos de microscopía electrónica (ESEM) y Catodoluminiscencia (CL) han sido obtenidos en el MNCN-CSIC de Madrid (más detalles en [7]). Los resultados de FTIR fueron obtenidos en los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Oviedo, mediante un espectrofotómetro FTIR acoplado a un microscopio con sistema de formación de imágenes (Varian 620-IR y Varian 670-IR).

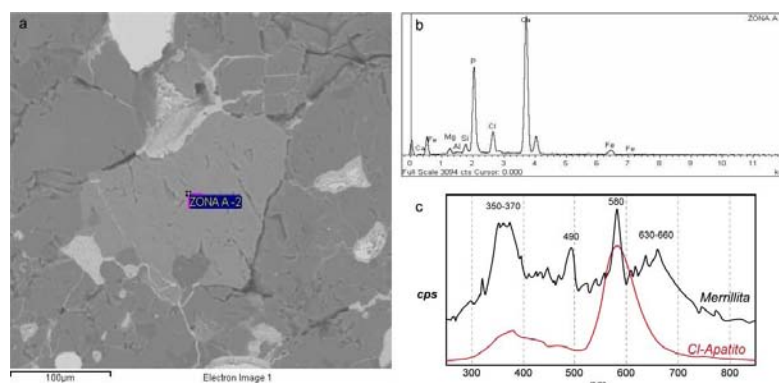


Figura 1. Cl-Apatito analizado en uno de los clastos (a), y análisis EDS del cristal (b). Comparativa entre los espectros de CL recogidos de la merrillita y el Cl-Apatito (c).

El estudio de los espectros de CL e imágenes pancromáticas de los fosfatos nos ha permitido corroborar que hay dos tipos diferentes, uno sin REE y otro con REE (Figura 1), como puede deducirse de la presencia de emisiones en torno a 320-360 nm ($Gd^{3+}, Ce^{3+}, Tm^{3+}$), 450-480 nm (Dy^{3+}) y 620-660 nm ($Sm^{3+}, Dy^{3+}, Eu^{3+}$) [8]. La presencia o no de REE es independiente del tipo de fosfato. El estudio mediante RAMAN y FTIR ha dado como resultado un mayor número de espectros diferentes. Se reconoce la presencia de apatito, similar a los terrestres, y cuatro tipos de espectros de merrillita (figura 2), que podrían corresponderse con fases ordenadas-desordenadas debidas a metamorfismo de choque. No se ha reconocido la presencia de fases hidratadas. Además de las bandas correspondientes al PO_4 (en torno a 1000 cm^{-1}), aparecen otras bandas espectrales en torno a 1500 que parecen deberse a la presencia de REE (bandas Raman $1500\text{-}2000\text{ cm}^{-1}$) [8, 9]. Otros factores como la presión [10, 11] deben tenerse en cuenta para evaluar los procesos de metamorfismo de impacto.

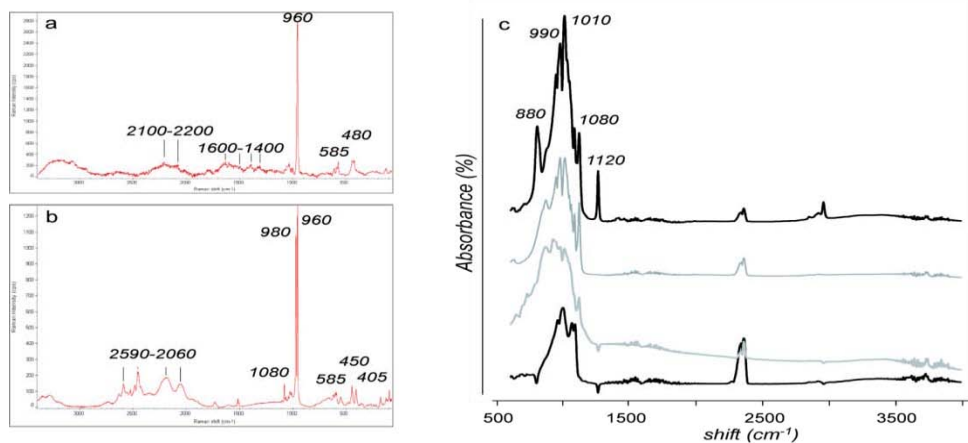


Figura 2. Espectros de micro-RAMAN y ATF-FTIR de los fosfatos de la brecha regolítica Cangas de Onís. (a) Espectro-tipo de emisión Raman del Cl-Apatito. (b) espectro-tipo de emisión Raman de merrillita. (c) Diferentes espectros de absorción de ATF-FTIR para merrillita. Las bandas en torno a 2400 y 3100 cm^{-1} corresponden a vapor de agua y CO_2 atmosférico.

Referencias

1. J. R. Luanco (1874). Anales de la Sociedad Española de Historia Natural, 3, 69-95.
2. C. Martín Escorza, J. A. Ordaz and L. Alcalá (1999). Tierra y Tecnología, 19, 38-44.
3. J. Ordaz, C. Martín Escorza and L. Alcalá (1999). Boletín de Ciencias de la Naturaleza, 45, 21-34.
4. C. V. Williams, A. E. Rubin, K. Keil, et al. (1985). Meteoritics, 20, 331-345.
5. C. V. Williams, K. Keil and G. J. Taylor (2000). Chemie der Erde, 60, 269-278.
6. A. Rubio-Ordóñez, V. Cárdenes, L. Rodríguez-Terente, et al. (2012). Spectroscopy Letters, 45, 135-140.
7. J. García-Guinea, L. Tormo, A. Rubio-Ordóñez, et al. (2013). Talanta, .
8. J. Barbarand and M. Pagel (2001). American Mineralogist, 86, 473-484.
9. Y. M. Lai, X. F. Liang, S. Y. Yang, et al. (2011). Journal of Molecular Structure, 992, 84-88.
10. S. Zhai, A. Liu, W. Xue, et al. (2011). Solid State Communications, 151, 276-279.
11. S. Zhai, X. Wu and E. Ito (2010). Journal of Raman Spectroscopy, 41, 1011-1013.

Los primeros estadios en la evolución del Sistema Solar en base al estudio de meteoritos no diferenciados

J.M. Trigo-Rodríguez¹

e-mail: trigo@ice.csic.es

¹Grupo de Meteoritos, Cuerpos Menores y Ciencias Planetarias, Institut de Ciències de l'Espai (CSIC-IEEC), Campus UAB, Facultat de Ciències Torre C-5 parells, 08193 Bellaterra (Barcelona).

Hace 4.567 millones de años (M.A.) condensaban los primeros sólidos en el disco protoplanetario cuya agregación progresiva desembocaría en la consolidación de los primeros planetesimales⁽¹⁾. De tales bloques primordiales tendría lugar la formación de los embriones planetarios cuyos interiores fueron caldeados por los isótopos radiactivos (principalmente ²⁶Al y ⁶⁰Fe) que los materiales primigenios albergaron. La energía generada por tal desintegración radioactiva no pudo escapar al espacio en cuerpos de cientos de kilómetros de diámetro por lo que los materiales se fundieron y los embriones planetarios se segregaron en capas diferenciadas: corteza, manto y núcleo⁽²⁾. Así los planetas sufrieron diferenciación química tras su formación y, de hecho, sus materiales evidencian haber sufrido procesos metamórficos que alteraron su composición primordial. Para profundizar en esos primeros estadios debemos estudiar muy de cerca los pequeños asteroides y cometas cuyo diámetro fue inferior a un centenar de kilómetros. Éstos escaparon los procesos de metamorfismo dado que su reducido tamaño les permitió irradiar eficientemente ese calor al espacio^(2,3). Algunos de esos asteroides no diferenciados estuvieron empapados en agua y sus minerales precipitados se estuvieron formando en su interior durante menos de diez millones de años (M.A.) tras la consolidación de los primeros sólidos en el disco^(4,5,6). En cualquier caso, la datación isotópica de sus minerales permite distinguir entre los componentes minerales formados en el mismo disco protoplanetario y aquellos surgidos en el interior de sus asteroides progenitores (Fig. 1)^(1,5).

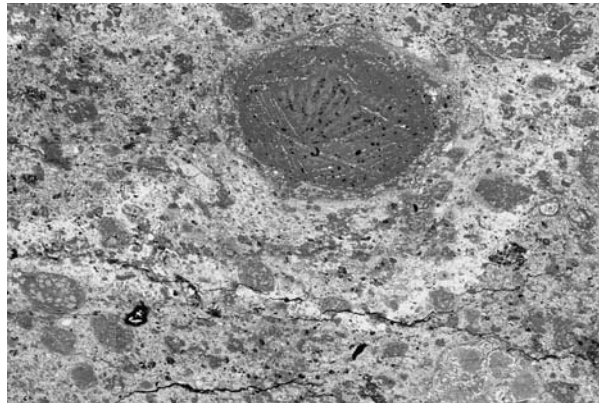


Figura 1. Imagen al microscopio electrónico de una vena de alteración acuosa descubierta en la condrita carbonácea MET01070 del grupo CM2. Cóndrulos de diversos tamaños y formas se aprecian mayoritarios y compactados en la matriz del meteorito [6].

De esos diminutos asteroides (y también posiblemente de ciertos cometas) proceden los meteoritos que conocemos como condritas. Fueron objetos suficientemente pequeños para no fundirse y que, por tanto, un legado fósil de los materiales que formaban el disco protoplanetario. Las condritas muestrean épocas y regiones de acreción diferenciadas del disco protoplanetario con sus peculiaridades físico-químicas^(5,7). Los quince grupos de condritas actualmente reconocidos poseen peculiaridades que, en conjunto, nos hace pensar que los primeros estadios de la formación del disco protoplanetario se formaron diversas regiones conteniendo los sólidos que se iban consolidando ⁽⁷⁾. El estudio *in situ* de los componentes de las condritas y de otros materiales primigenios (como p.e. el polvo recuperado por Stardust del cometa 81P/Wild 2 ⁽⁸⁾) permite hacer predicciones de gran interés astrofísico. Inicialmente los materiales fueron muy heterogéneos y formados a muy diferentes temperaturas lo que apoya el importante papel de los campos magnéticos y la turbulencia ^(9,10). Los modelos formativos de sistemas planetarios, corroborados por las observaciones astrofísicas, apuntan hacia un importante reciclaje en el contenido del disco protoplanetario debido a que las partículas caen en breves escalas temporales afectadas por la presión de radiación, el efecto Poynting-Robertson y el frenado por el gas y el intenso viento estelar⁽¹¹⁾. En esos primeros estadios un Sol en fase T-Tauri sometiendo a intensos Rayos X a los materiales que caían hacia él y, más tarde, lanzándolos mediante el intenso viento solar a través de las líneas del campo magnético hasta las regiones de consolidación de las condritas es el dinámico escenario actualmente considerado ^(10,11). Resulta fascinante que la diversidad química de los componentes de las condritas sea un reflejo de tales procesos pero guarde memoria de las anomalías heredadas a partir de granos estelares incorporados al disco protoplanetario desde estrellas próximas a la nebulosa solar ⁽¹²⁾. Aquellas condritas que han escapado sustancialmente a los procesos de alteración en sus cuerpos progenitores poseen gran heterogeneidad al contener materiales condensados en un rango amplio de distancias heliocéntricas. Este trabajo repasa nuestro conocimiento astrofísico de esos primeros estadios y lo contrasta con las observaciones realizadas en el campo de la Meteorítica. Como ejemplos, mostraré algunos ejemplos de los estudios sobre los primeros estadios formativos de nuestro sistema planetario que llevamos a cabo en nuestro centro. Diferentes técnicas de análisis (SEM-EDX, TEM, micro-Raman y ICP-MS, entre otras) nos permiten comprender más detalles sobre la composición y procesos sufridos por los primeros agregados sólidos del sistema planetario, supervivientes en meteoritos.

Referencias

1. S. Russell, L. Hartmann, J. Cuzzi, et al., *Meteorites and the Early Solar System II*, D.S. Lauretta & H.Y. McSween (Eds.), 233-251 (2006).
2. T. Yoshino, M. Walter y T. Katsura, *Nature* 422, 154-157 (2003).
3. J.M. Trigo-Rodríguez, *Meteoritos*, Colección ¿Qué sabemos de?, Edit. Catarata-CSIC, Madrid (2012).
4. W. Fujiya, N. Sugiura, Y. Sano et al., *Earth and Planet. Sci. Lett.* 362, 130-142 (2013).
5. J.M. Trigo-Rodríguez. *Las raíces cósmicas de la vida*, Ediciones UAB, Barcelona (2012).
6. A.E. Rubin, J.M. Trigo-Rodríguez, H. Huber et al., *Geoch. Cosmoch. Acta* 71, 2361-2382 (2007).
7. M.K. Weisberg, T.J. McCoy y A.N. Krot. *Meteorites and the Early Solar System II*, 19-52 (2006).
8. D. Brownlee, P. Tsou, J. Aléon et al., *Science* 314, 1711-1716.
9. F. H. Shu, H. Shang, M. Gounelle, et al., *Ap. J.* 548, 1029-1050 (2001).
10. A.N. Krot, A. Meibom, S.S. Russell, et al., *Science* 291, 1776-1779 (2001).
11. J.M. Trigo-Rodríguez, D. García-Hernández, M. Lugaro et al. *Meteorit. Planet. Sci.* 44, 627-641 (2009).
12. A. Moro-Martín, J.M. Carpenter, M. R. Meyer, et al., *Ap. J.* 658, 1312-1321 (2007).

Los componentes de las condritas carbonáceas: claves sobre los procesos físicos operativos en discos protoplanetarios

M. Martínez-Jiménez¹, y J.M. Trigo-Rodríguez¹

e-mail: mmartinez@ice.csic.es; trigo@ice.csic.es

¹Grupo de Meteoritos, Cuerpos Menores y Ciencias Planetarias, Institut de Ciències de l'Espai (CSIC-IEEC), Campus UAB, Facultat de Ciències Torre C-5 parells, 08193 Bellaterra (Barcelona).

Las condritas son meteoritos no diferenciados que proceden de cuerpos cuyo diámetro fue inferior a un centenar de kilómetros y que, por lo tanto, pudieron irradiar al espacio el calor generado por la desintegración de sus componentes radioactivos⁽¹⁾. Podríamos entender las condritas carbonáceas como auténticos fósiles del disco protoplanetario ya que contienen los materiales que se formaban hace 4.567 millones de años (M.A.)⁽²⁾. En nuestro grupo de investigación estamos estudiando meteoritos de los grupos más prístinos de condritas a fin de profundizar en los procesos físico-químicos que tuvieron lugar durante las fases primigenias de acreción de los planetesimales. En particular, las condritas carbonáceas vienen representadas por ocho grupos de meteoritos primitivos que posiblemente estén muestreando un número igual de regiones alrededor del Sol con sus peculiaridades físico-químicas⁽³⁾. Al parecer, en los primeros estadios de la formación del disco protoplanetario, se formaron regiones toroidales conteniendo los sólidos que se iban consolidando⁽⁴⁾ (Fig. 1). Buena parte de los grupos han sido hidratados y poseen una abundancia significativa de materia orgánica en la matriz. Es decir, los meteoritos se consolidaron en las regiones más externas del disco donde el hielo y la materia orgánica era estable, e incorporaron minerales de alta temperatura (refractarios) que llegaron allí por la acción de las líneas de campo magnético solar⁽⁵⁾. Las secciones delgadas de estos meteoritos nos proporcionan información directa sobre los materiales que conformaron el disco protoplanetario: composición, dimensiones, procesos de acreción, etc... (Fig. 1). Entre los componentes más abundantes encontramos cóndrulos de silicatos, inclusiones refractarias, granos metálicos y una fina matriz, aunque la presencia relativa de cada uno es variable entre los grupos.

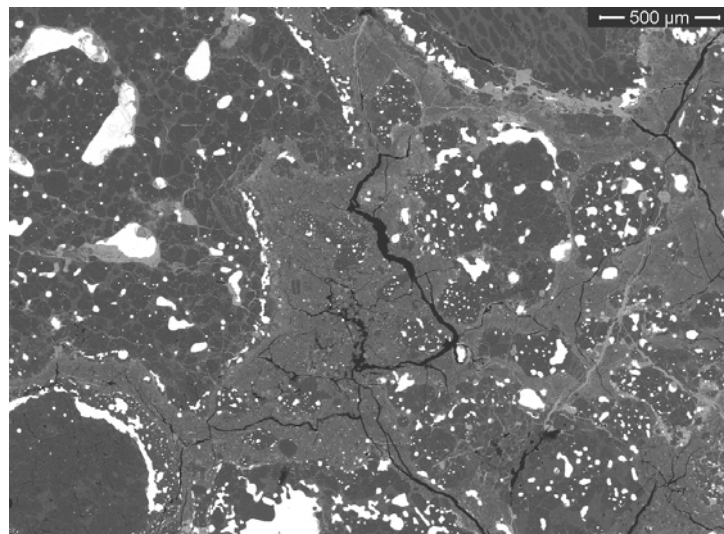


Figura 1. Imagen al microscopio electrónico de la condrita carbonácea EET92159 del grupo CR2 en la que se aprecian varios cóndrulos prístinos que conservan abundante metal en sus interiores.

Por lo que respecta a la fina matriz mineral que consolida estos meteoritos contiene fragmentos de cóndrulos pero también materiales de grano extremadamente fino, generalmente nanométrico que contiene materia orgánica, minerales precipitados de alteración y granos presolares.

Las dimensiones y composición mineralógica de los cóndrulos indica que estos componentes mayoritarios de las condritas se formaron por procesos físicos de calentamiento de los materiales de grano fino que, o bien condensaron de la fase vapor o bien procedían de otras estrellas, para después incorporarse al disco protoplanetario⁽⁶⁾. La hipótesis más verosímil parece ser que los cóndrulos se formaron por fusión parcial de sólidos precursores compuestos por agregados de polvo de grano fino, raramente fragmentos de inclusiones refractarias (inclusiones ricas en Ca-Al (CAIs) y agregados ameboidales de olivino), y cóndrulos de generaciones anteriores producidos durante puntuales, breves y repetitivos eventos de calor probablemente desencadenados por ondas de choque en la nebulosa solar⁽⁷⁻¹⁰⁾. Los cóndrulos fueron retentivos de los entornos particulares en los que condensaron. Por ejemplo, se conocen ricos y pobres en FeO.

Finalmente mencionaremos que los denominados CAIs son también muy interesantes ya que se trata de partículas que están formadas por óxidos refractarios ricos en Ca y Al. Tales minerales surgirían del calentamiento extremo de agregados primordiales que conduciría a la pérdida de sus fases volátiles y a su compactación⁽²⁾. En general, se acepta que la evolución de los sólidos en el disco protoplanetario desde el proto-Sol hasta una distancia heliocéntrica de unos 5 U.A. empezó con la formación de las inclusiones refractarias y continuó por varios millones de años con la formación de los cóndrulos^(11, 12).

Referencias

1. Y. Amelin y T.R. Ireland. *Elements* 9, 39-44 (2013)
2. Y. Amelin, A.N. Krot, I.D. Hutcheon et al., *Science* 297, 1678-1683 (2013)
3. M.K. Weisberg, T.J. McCoy y A.N. Krot. In *Meteorites and the Early Solar System II*, 19-52 (2006)
4. J.M. Trigo-Rodríguez, *Meteoritos*, Editorial Catarata-CSIC, Madrid (2012).
5. D. Brownlee et al., Department of Astronomy, University of Washington, Seattle, WA 98195, USA (2006).
6. J.M. Trigo-Rodríguez, D.A. García-Hernández, M. Lugaro et al., *Meteoritics Planet. Sci.* 44, 627-641 (2009).
7. R.H. Hewins, *Chondrules*, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 25, 61-83 (1997).
8. B. Zanda., *Chondrules*, *Earth Planet. Science Lett.* 224, 1-17 (2004).
9. R.H. Jones, et al., Chemical, mineralogical and isotopic properties of chondrules: clues to their origin, in: A.N. Krot, E.R.D. Scott, B. Reipurth, (Eds.), *Chondrites and the Protoplanetary Disk*, *Astronomical Society of the Pacific Conference Series*, vol. 341, 251-286 (2005).
10. S.J. Desch, Jr. Connolly, A model for the thermal processing of particles in solar nebula shocks: application to cooling rates of chondrules, *Meteorit. Planet. Sci.*, 37, 183-207 (2002).
11. C.M.O.D. Alexander, et al., The early evolution of the inner solar system: a meteoritic perspective, *Science* 293, 64-69 (2001).
12. F. H. Shu, H. Shang, M. Gounelle, et al., *Ap. J.* 548, 1029-1050.

Procesos físicos en las superficies de asteroides no diferenciados y sus propiedades reflectivas

C. E. Moyano-Camero¹, y J. M. Trigo-Rodríguez¹

e-mail: moyano@ice.csic.es, trigo@ice.csic.es

¹Grupo de Meteoritos, Cuerpos Menores y Ciencias Planetarias, Instituto de Ciencias del Espacio (CSIC-IEEC), Campus UAB, Facultat de Ciències, 08193 Bellaterra (Barcelona), Spain

Los asteroides no diferenciados son aquellos cuerpos con radios inferiores a 100 km, y que por lo tanto no han podido retener radiación interna suficiente como para fundir sus componentes y crear nuevos minerales⁽¹⁾. Siendo así, y a pesar de haber sufrido cierto grado de alteración acuosa o metamorfismo, estos objetos han conservado en buena parte sus propiedades primordiales y se han convertido en fósiles de los primeros estadios de formación del Sistema Solar. Dado que la exploración de estos cuerpos no es para nada sencilla, normalmente lo que conocemos sobre ellos se extrae de los meteoritos llamados condritas, que deben provenir de este tipo de asteroides no diferenciados cuyos espectros de reflexión poseen bajos albedos⁽²⁾. Sin embargo, hay muchas diferencias entre los espectros de reflexión de asteroides primitivos y los que obtenemos en los laboratorios de los meteoritos. Hay que tener en cuenta que los materiales que logran sobrevivir a la entrada en nuestra atmósfera tienen que ser particularmente resistentes, por lo que aquellos más débiles se perderán en el proceso⁽³⁾. Además, remotamente solo podemos estudiar la superficie de los asteroides, mientras que los meteoritos pueden ser muestras de capas más internas. Este factor es de especial importancia dado el concepto conocido como *space weathering*, que implica procesos de alteración en la superficie de los asteroides. Para poder comparar adecuadamente los espectros de reflexión de condritas y sus asteroides progenitores, es necesario comprender mejor estos procesos.

La alteración en el espacio engloba muchos procesos físicos distintos que producen cambios químicos, físicos y estructurales, como el bombardeo sufrido en su superficie por meteoroides, la radiación solar, el viento solar y los rayos cósmicos⁽⁴⁾ (Fig. 1). Estos procesos fueron descubiertos y estudiados por primera vez en la Luna, y hoy su efecto en nuestro satélite es bastante conocido⁽⁵⁾. Sabemos, por ejemplo, que los impactos en su superficie combinados con la implantación de partículas del viento solar producen fases de fusión y vaporización de ciertos minerales, que conllevan posteriormente una reducción de Fe²⁺ creando partículas de hierro microscópicas. Éstas producen en la superficie una disminución del albedo, un menor contraste espectral y un incremento de la pendiente del continuo en el rango entre el visible y el infrarrojo cercano⁽⁶⁾. Sin embargo, los efectos de la erosión espacial en la Luna no son exactamente los mismos que se dan en asteroides, así que los modelos necesitan ser adaptados y ampliados a circunstancias diferentes⁽⁴⁾.

Las observaciones de la misión Galileo sobre asteroides dieron las primeras pruebas de la alteración espacial en este tipo de cuerpos, y de que las superficies rocosas de baja gravedad se ven modificadas con el tiempo a un ritmo relativamente rápido⁽⁷⁾. Los impactos generan una capa superficial de regolito con partículas de diferentes dimensiones. La reflectividad se ve afectada por el tamaño de las partículas, la porosidad, y otras

características de los granos que forman la superficie⁽⁸⁾. Además, los minerales alterados por el choque pueden influir en un oscurecimiento del espectro y, de hecho, en los meteoritos formados como brechas regolíticas los materiales oscurecidos por choque son comunes⁽⁹⁾. Estas y otras variaciones mineralógicas pueden provocar un desplazamiento de las bandas de absorción. Por otro lado, las partículas energéticas solares, el viento solar y los rayos cósmicos que entran en contacto con los asteroides disipan su energía en cascadas de interacciones, rompiendo los enlaces covalentes de las moléculas existentes y dando pie a la formación de otras nuevas. El H generado en estos procesos tiende a escapar, dejando atrás C, N y O que pueden formar una mezcla compleja de componentes orgánicos. Este efecto es más rápido en la superficie que en capas más internas, dada la mayor abundancia de partículas de menor energía (solares) que de mayor energía (rayos cósmicos)⁽¹⁰⁾. Así pues, el material que hallamos en la superficie de los asteroides ha estado sometido a diversos procesos que, como consecuencia, han alterado su composición primigenia.

En nuestro grupo de investigación estamos estudiando meteoritos desde una perspectiva interdisciplinar con tal de caracterizar mejor estos procesos que alteran las propiedades reflectivas de los cuerpos no diferenciados del Sistema Solar. Actualmente planeamos la irradiación de meteoritos en el marco del *Marco Polo-R Space Weathering Group* para simular las superficies de asteroides primitivos y así comprender mejor estos procesos.

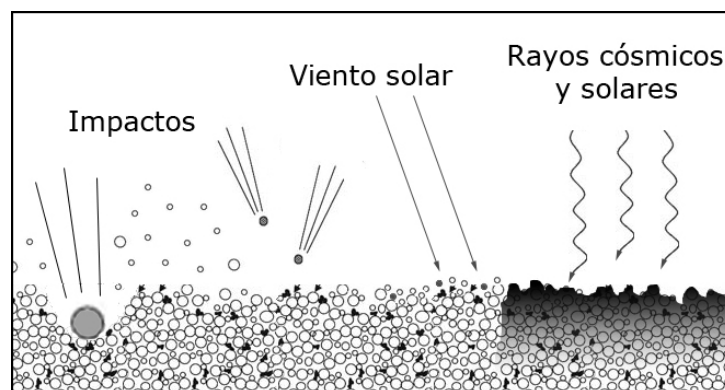


Figura 1. Ejemplos de procesos que afectan a la superficie de los asteroides. Los impactos directos con meteoroides contribuyen a la formación de regolito. El viento solar, los rayos cósmicos y la radiación solar modifican progresivamente la mineralogía de los materiales de las capas más externas.

Referencias

1. T. Yoshino, M. Walter y T. Katsura, *Nature*, 422, 154-157 (2003).
2. R. Hutchison, *Meteorites*, CUP, Cambridge, UK (2006).
3. J.M. Trigo-Rodríguez y J. Blum, *Planetary & Space Sci.* 57, 243-249 (2009).
4. B.E. Clark y R.E. Johnson, *EOS* 77, 141-148 (1996).
5. B. Hapke, *Journal of Geophysical Research* 106, NO. E5, 10.039-10.073 (2001).
6. C.C. Allen, R.V. Morris y D.S. McKay, *LPSC XXVII*, abstract #1007 (1996).
7. R. Sullivan, R. Greeley, R. Pappalardo et al., *Icarus* 120, 119-139 (1996).
8. T. Hiroi, M. Abe, K. Kitazato et al., *Nature Letters* 443, 56-58 (2006).
9. B.E. Clark, P. Lucey, P. Helfenstein et al., *Met. & Planet. Sci. Conf.* 36, 1617-1637 (2001).
10. D. Jewitt, *Trans-Neptunian Objects and Comets. Saas Fee Advanced Courses* (eds. K. Altwegg et al.). Springer-Verlag, Heidelberg (2008).

**Caracterización del Main-Belt Comet P/2012 T1 (PANSTARRS)
mediante observaciones con los telescopios GTC y WHT del
Observatorio del Roque de los Muchachos**

F. Moreno¹, J. Licandro², A. Cabrera-Lavers^{2,3,4}, O. Vaduvescu^{2,5}, y F.
Pozuelos¹

e-mail: fernando@iaa.es

¹ Instituto de Astrofísica de Andalucía, CSIC

² Instituto de Astrofísica de Canarias

³ Departamento de Astrofísica, Universidad de La Laguna

⁴ GTC Project

⁵ Isaac Newton Group of Telescopes

En este trabajo describimos las propiedades del polvo emitido por el Main-Belt Comet (MBC) P/2012 T1 (PANSTARRS). Este objeto, descubierto por el programa Pan-STARRS el 6 de Octubre de 2012, ha sido observado desde los telescopios 4.2m WHT y 10.4m GTC desde Noviembre 2012 hasta final de Febrero 2013. Este MBC constituye el 10º de los descubiertos hasta ahora de esta nueva categoría de objetos del Sistema Solar. Como tal, se caracteriza por estar asociado dinámicamente al Cinturón Principal de Asteroides, pero, al mismo tiempo, exhibir características cometarias, como el despliegue de una cola de polvo. Estos objetos podrían constituir la tercera reserva principal de cometas, después de la nube de Oort y el cinturón de Kuiper. Entre los MBC descubiertos existe una amplia variedad en cuanto al carácter, recurrencia y duración de la actividad. Por ejemplo, los casos de P/2010 A2, (596) Scheila y P/2012 F5 (Gibbs) parecen ser producto de eventos impulsivos, tales como colisiones o rupturas rotacionales⁽¹⁾, mientras que otros casos, como 133P/Elst-Pizarro (el primer MBC descubierto), 176P, 238P⁽²⁾, 300163⁽³⁾, o el que aquí se describe, parecen más bien estar asociados a una actividad sostenida en el tiempo, unas veces recurrente y otras no, que podría ser efectivamente típicamente cometaria, es decir, generada por la sublimación de hielo, presumiblemente de agua. La relevancia de este hecho es que si bien los cometas han sido considerados desde siempre como uno de los aportes principales de agua a la Tierra, el hecho es que, en general, la abundancia de deuterio es aproximadamente doble que la existente en los océanos, y que, sin embargo, dicha abundancia en meteoritos hidratados está en mucha mejor concordancia con la terrestre, y, en consecuencia, el Cinturón de Principal de Asteroides podría haber constituido la fuente principal del agua en la Tierra. Por tanto, el estudio de estos objetos, que hacen más difusa la antigua separación entre cometas y asteroides, tiene implicaciones astrobiológicas y sobre la evolución del Sistema Solar.

En lo que concierne a P/2012 T1 (PANSTARRS), las observaciones, realizadas durante seis campañas entre el 13 de Noviembre de 2012 y el 27 de Febrero de 2013 (Figura 1), revelan la presencia de polvo circumnuclear hasta mediados de Febrero, en que el objeto está cerca del límite de detección con OSIRIS en el GTC, y ya por debajo del límite en las observaciones con ACAM y LIRIS en el WHT a final de Febrero, con una magnitud en K de $m=22.8\pm 0.1$. Las imágenes de la Figura 1 han sido analizadas con nuestro modelo de Monte Carlo de colas de polvo, a partir del cual hemos conseguido un buen ajuste, como mostramos en la

Figura 2, para un escenario de eyección de polvo anisótropo, donde el polvo es emitido sólo desde una área activa cercana a una de las regiones polares, estando el eje de rotación del cometa situado prácticamente en el plano orbital ($I=80^\circ$). La producción de polvo se produciría en un periodo de 4-6 meses, con una cantidad total de polvo emitida de $8\text{-}25 \times 10^6$ kg, y con una amplia distribución de partículas descrita por una ley de potencias de índice -3 en el dominio entre las micras y los centímetros de radio. Lo más llamativo en este caso es la similitud de los resultados con el MBC P/2010 R2 (La Sagra)⁽⁴⁾, no sólo en los parámetros del polvo sino también en el hecho de requerir un modelo asimétrico de producción con los parámetros rotacionales similares, esto es, el eje de rotación en la dirección perihelio-afelio, es decir, cerca del punto donde ocurre la máxima actividad. Este hecho podría tener implicaciones sobre la naturaleza (probablemente cometaria) de estos objetos, y su camino evolutivo, pero es todavía pronto para afirmar categóricamente este hecho por la muestra tan pequeña que se tiene hasta ahora.

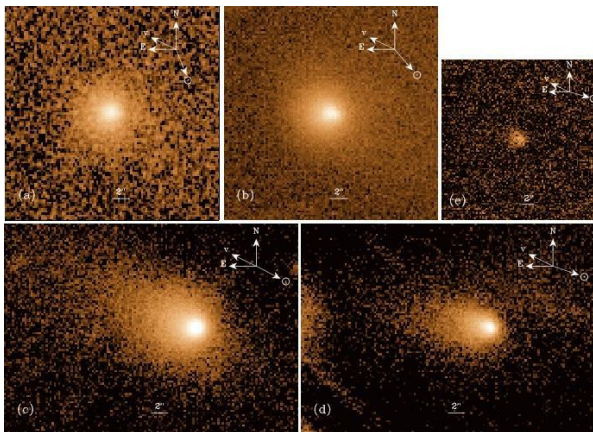


Figura 1. Imágenes de P/2012 T1 (PANSTARRS) obtenidas con (a) PFIP en el 4.2m WHT, 13/11/2012; el resto con OSIRIS en el 10.4m GTC en las siguientes fechas: (b) 19/11/2012; (c) 13/12/2012; (d) 17/01/2013; (e) 17/02/2013.

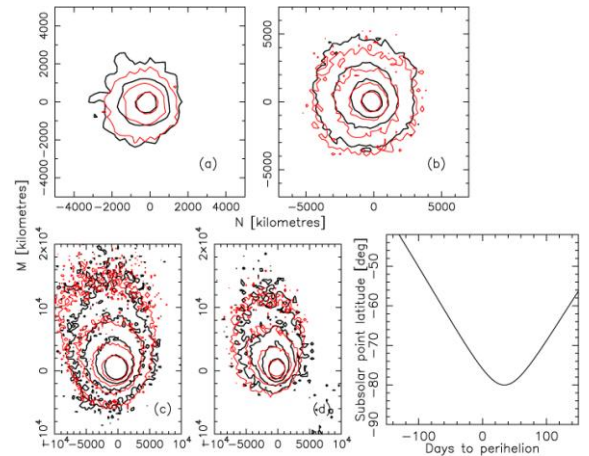


Figura 2. Isofotas correspondientes a las imágenes (a)-(d) en Figura 1, en el sistema (N,M). En negro, las observaciones, y en rojo las proporcionadas por el modelo anisótropo de eyección. La gráfica inferior más a la derecha indica la latitud del punto subsolar en función del tiempo.

Referencias

1. Jewitt, D. AJ, 143, 21 (2012)
2. Hsieh, H.H., Meech, K., and Pittichova, ApJ, 736, L18 (2011)
3. Licandro, J., de León, J., Moreno, F., et al., A&A, 550, A17 (2013)
4. Moreno, F., Lara, L.M., Licandro, J., et al. ApJ, 738, L16 (2011)

Caracterización del polvo ambiental en cometas de corto periodo.

F.J. Pozuelos¹, F. Moreno¹, F.Aceituno¹, V. Casanova¹, A. Sota¹ y Asociación Amateur Cometas-Obs²

e-mail: pozuelos@iaa.es

¹ Instituto de Astrofísica de Andalucía, CSIC

² Asociación de Observadores Amateur, Cometas-Obs

En este trabajo presentamos los resultados obtenidos de la caracterización del polvo ambiental de los cometas de corto periodo 30P/Rienmuth 1, 78P Gehrels 2, 123P/West-Hartley y P/2011 W1 (Rinner). Los cometas de corto periodo, o de la Familia de Jupiter, son actualmente muy valiosos científicamente por tratarse de los cuerpos del Sistema Solar menos evolucionados y podrían contener en su núcleo las claves para entender la evolución del Sistema Solar. Es por ello que son objetos de grandes proyectos científicos tanto en observaciones terrestres como en misiones espaciales, como son el caso de los cometas 81P/Wild 2, Temple 1, 19P/Borrelly y 67P/Churymov-Gerasimenko.

La caracterización del polvo ambiental de estos cuerpos permitirá encontrar elementos comunes que ayuden a entender dónde, cuándo y cómo se formaron los distintos reservorios cometarios. Al igual que podrá determinar qué objetos son los más convenientes para futuras misiones in-situ. Trabajos de ésta índole son, por ejemplo, el llevado a cabo para el cometa 22P/Kopff⁽¹⁾ y 67P/Churymov-Gerasimenko⁽²⁾ entre otros. La caracterización se lleva a cabo mediante un código de Monte Carlo basado en las ecuaciones de movimiento de las partículas al abandonar el núcleo y verse sometidas a la presión de radiación y la gravedad solar. De esta manera se pueden obtener los parámetros del polvo cometario: producción de polvo, distribución de tamaños de las partículas, velocidades de eyección y el patrón de emisión, todos ellos en función de la distancia heliocéntrica (Moreno 2009⁽³⁾).

Con relación a esto, nuestro estudio se ha centrado en torno a cuatro cometas de corto periodo poco estudiados. Se han usado observaciones llevadas a cabo en el Observatorio de Sierra Nevada durante los últimos tres años y curvas del parámetro $Af\rho$ de cada cometa suministradas por la red de observadores de Cometas-Obs. El análisis de resultados establece que el cometa 30P muestra una eyección anisótropa, con áreas activas en su superficie localizadas entre las latitudes -30° y $+30^\circ$. Sin embargo, el resto de cometas pueden modelizarse mediante emisión isótropa. El más activo de esta muestra es el 78P, llegando a tener una producción de polvo de 550 kg/s en su perihelio, muy superior a la media de emisión de cometas de esta familia, siendo la del resto: 108 kg/s (123P), 70.5 kg/s (123P) y el menos activo 28 kg/s (Rinner). La bondad de los modelos propuestos se demuestra en la Figura 1, donde se comparan las imágenes reales tomadas en el OSN con las imágenes sintéticas producidas por el modelo. Además, en la Figura 2 mostramos las curvas de $Af\rho$ para un periodo entorno a 200-300 días cercanos al perihelio derivadas de los modelos y las observadas por Cometas-Obs. En ambos casos podemos apreciar que los resultados son muy satisfactorios.

Siendo estos cuatro cometas de la misma familia y con características orbitales similares, vemos que todos presentan una actividad que evoluciona de forma muy diferente en función de su distancia al perihelio. Esto podría indicar una diversidad en su composición, o una evolución orbital diferente, lo que podría afectar a la cantidad de material volátil consumido y al procesado térmico sufrido por el mismo, lo cual a su vez podría haber alterado las propiedades primigenias del núcleo. Para poder dar una respuesta más firme hará falta caracterizar el mayor número posible de estos objetos.

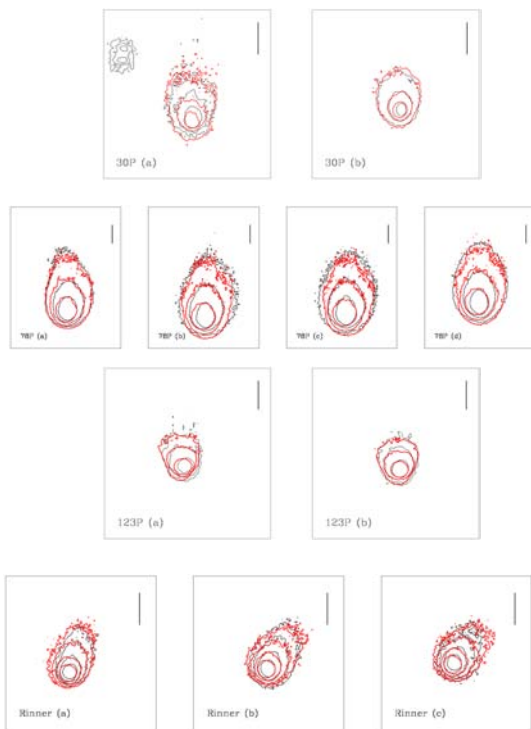


Figura 1. Isofotas correspondientes a todos los cometas estudiados. En todos ellos las observaciones están representadas en negro y, en rojo los modelos. De arriba abajo 30P, 78P, 123P y Rinner. Las barras verticales son 10000km en el cielo.

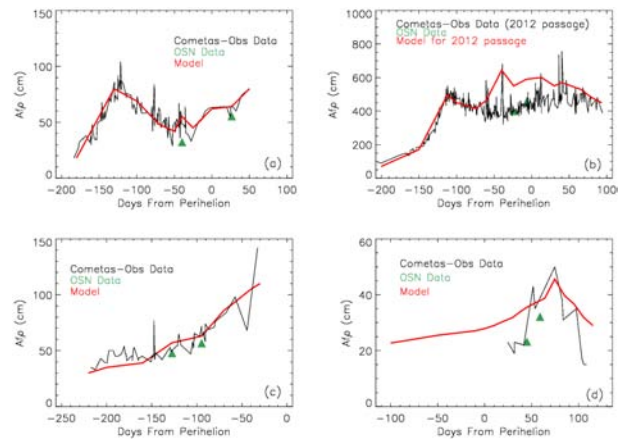


Figura 2. A_{fp} en función de la distancia heliocéntrica para cada cometa. (a) 30P, (b) 78P, (c) 123P y (d) Rinner. En todos los casos la línea roja representa el modelo, la negra la proporcionada por Cometas-Obs. Los triángulos son los datos en las noches de observación en el OSN

Referencias

1. Moreno, F., Pozuelos, F.J., Aceituno, F., et al. ApJ, 752, 136. (2012)
2. Fulle, M., Colangeli, J., Agarwall, A., et al. A&A, 522, A63 (2010).
3. Moreno, F., ApJS, 183, 33 (2009)

**GEOLOGÍA PLANETARIA 2 Y GEOFÍSICA DE CUERPOS CON
SUPERFICIE SÓLIDA**

Efecto de la anomalía Beta-Atla-Themis (BAT) en la distribución espacial de cráteres en Venus: Implicaciones en la historia de regeneración de la superficie

I. Romeo¹

e-mail: iromeobr@geo.ucm.es

¹ Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid, España

La historia geológica de Venus ha sido en las últimas décadas objeto de un intenso debate. El bajo número de cráteres de impacto (<1000) junto con una distribución espacial que no se puede distinguir de una distribución aleatoria, ha sido interpretado desde dos perspectivas antagónicas: (1) la superficie de Venus sufrió un evento global de regeneración de la superficie hace <800 Ma desde el que se ha acumulado una población aleatoria de cráteres escasamente modificados por actividad volcánica (modelo catastrofista), o (2) el número de cráteres puede mantenerse bajo y con una distribución espacial indistinguible de una aleatoria si se destruyen cráteres mediante pequeños eventos de regeneración de la superficie a lo largo de toda la historia del planeta (modelo en equilibrio).

En este estudio se ha testado la viabilidad de cuatro modelos distintos de evolución planetaria utilizando simulaciones estocásticas de generación de cráteres y coladas volcánicas ⁽¹⁾: (1) Modelo catastrófico puro, con un evento de regeneración global de la superficie seguido de una caída exponencial de la actividad volcánica; (2) Modelo catastrófico modificado con evento de regeneración global seguido de un descenso moderado de la actividad volcánica; (3) Modelo en equilibrio con un periodo final en el que desciende la actividad volcánica; (4) Modelo en equilibrio con un evento magmático al final seguido por un descenso de la actividad. De cada evolución planetaria testada se ha realizado 1000 simulaciones para tener confianza estadística en los resultados.

Los modelos reproducen fielmente la distribuciones de tamaños de coladas volcánicas y de cráteres observadas en Venus. La generación de coladas volcánicas reproduce la concentración de volcanes conocida como Anomalía BAT (Beta, Atla y Themis) ⁽²⁾.

Los resultados han sido comparados con Venus en los siguientes aspectos: (1) la aleatoriedad de la distribución espacial de cráteres mediante la estadística de correlación de pares, (2) el número de cráteres modificados, (3) la distribución de tamaños de colada volcánica, (4) la distribución de tamaños de cráteres y de cráteres modificados y (5) la distribución espacial de cráteres y de cráteres modificados con respecto a la ubicación de la anomalía BAT.

La figura 1 representa la función de densidad acumulada (CDF) de las distancias de cráteres al centro de la anomalía BAT para las cuatro historias planetarias que han sido testadas. Esta figura permite evaluar si varía la densidad de cráteres en el área de la anomalía BAT. El modelo que mejor se ajusta a Venus es el catastrófico puro ya que genera un leve descenso de la densidad de cráteres en la anomalía BAT igual a las observaciones. Por el contrario el resto de evoluciones planetarias presentan reducciones de la densidad de cráteres en la anomalía BAT que son significativamente superiores a lo observado.

Estos resultados proporcionan una nueva evidencia a favor de una evolución catastrofista en el pasado reciente del planeta.

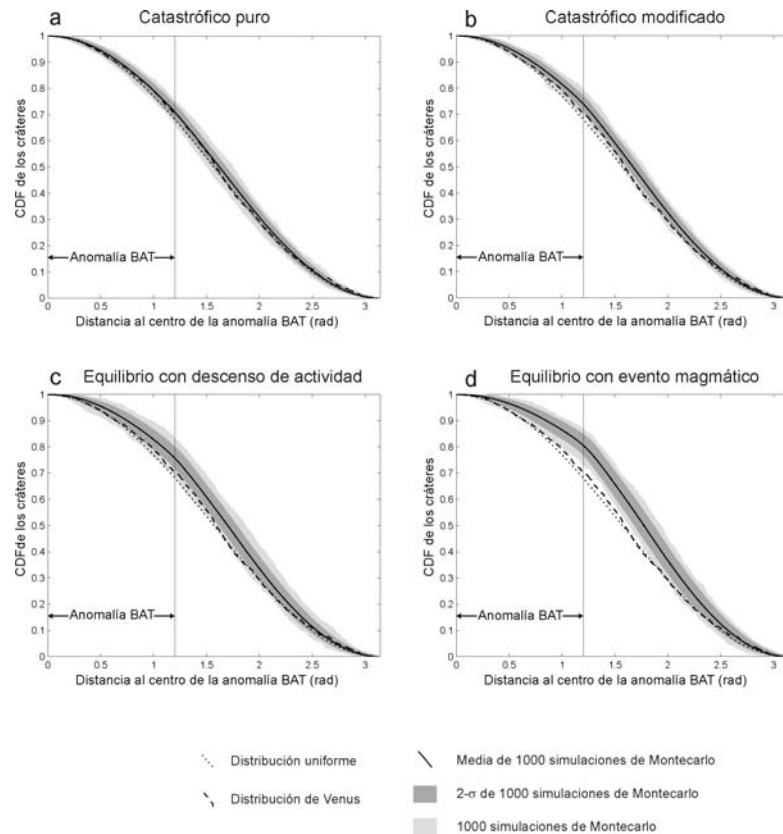


Figura 1. Efecto de la anomalía BAT en la distribución espacial de cráteres en Venus para 4 modelos de evolución diferentes: a) una evolución marcada por un evento de regeneración global catastrófico de la superficie seguido de un descenso brusco de la actividad magmática, b) una evolución con evento de regeneración global catastrófico seguido de un descenso moderado de la actividad magmática, c) una evolución en equilibrio con descenso de la actividad magmática, y d) una evolución en equilibrio con un evento magmático al final.

Referencias

1. I. Romeo, D.L. Turcotte. PSS 58(10), 1374-1380.
2. L.S. Crumpler, et al.
In: W. Bougher, et al. (Eds.) Venus II. University of Arizona Press, Tucson, pp. 697-756. (1997).

Variación espacial de la resistencia de la litosfera en Venus

Alberto Jiménez-Díaz^{1,2}, Javier Ruiz¹, Valle López^{2,3},

Ignacio Romeo¹, Jon Kirby⁴, Rosa Tejero^{1,2}

e-mail: ajimenezdiaz@geo.ucm.es

¹ Dpto. Geodinámica, Facultad de CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, España.

² Instituto de Geociencias (UCM, CSIC), España.

³ E.T. S. I. en Topografía, Geodesia y Cartografía, Universidad Politécnica de Madrid, España.

⁴ Department of Spatial Sciences, Curtin University, Australia.

Aunque el tamaño y la densidad de Venus son similares a los de la Tierra, la geología observada en aquél muestra unas características muy diferentes a la de nuestro planeta, y son muchos los interrogantes (aún pendientes de resolver de forma satisfactoria) sobre la estructura y evolución de su litosfera.

Una pregunta fundamental es cómo este planeta pierde su calor interno⁽¹⁾, si es un proceso episódico, o por el contrario, si es uniforme en el tiempo. En este sentido, el estudio de la variación de espesor elástico efectivo (T_e) de la litosfera (como equivalente de su resistencia) permite constreñir el perfil de temperatura dentro de la misma en la época en la que se formaron las estructuras usadas como indicador, aporta información muy valiosa sobre condiciones locales de la litosfera en determinadas regiones, y proporciona una mayor comprensión de la relación entre la tectónica superficial y los procesos geodinámicos profundos.

Aquí presentamos un mapa global de la variación relativa de espesor elástico efectivo de la litosfera de Venus, obtenido mediante el análisis espectral combinado de la topografía y la gravedad. Los datos de elevación y anomalía de Bouguer utilizados para la inversión de T_e derivan del conjunto de datos obtenidos en la misión *Magallanes*⁽²⁾.

Nuestros resultados muestran una alta variabilidad, tanto en escala como en rango, en la variación espacial de espesor elástico efectivo (Figura 1). De forma general, las llanuras se caracterizan por valores de espesor elástico efectivo altos (valores de T_e mayores de 50 km). Las grandes mesetas corticales (Aphrodite Terra, Ishtar Terra) muestran valores más moderados (entre 30 y 50 km), con zonas de suave transición hacia las llanuras, y con fuertes variaciones locales correlacionables con grandes estructuras geológicas (por ejemplo, Artemis Chasma). Los valores mínimos dominan en las regiones con grandes sistemas volcánicos y de rift, como el que definen Atla Regio, Beta Regio y Themis Regio. Sin embargo, en otras regiones no se observa una correlación evidente entre la variación lateral de T_e y la geología en superficie, lo que sugiere que pueden darse procesos geodinámicos profundos con poca manifestación superficial⁽³⁾.

Nuestros resultados revelan por tanto un planeta con una litosfera de naturaleza diferente a la de la Tierra, indicativo de una historia térmica también muy diferente.

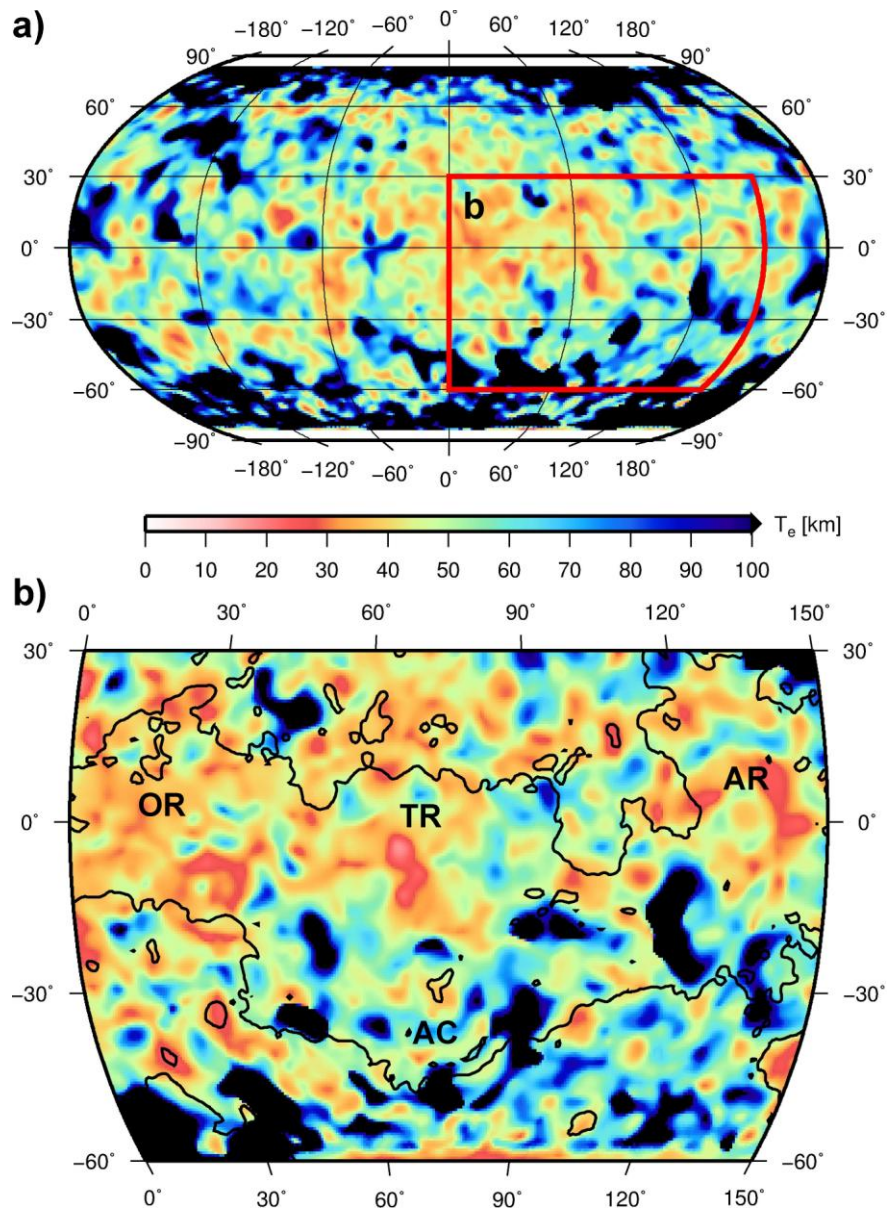


Figura 1. (a) Mapa global de espesor elástico efectivo. (b) Espesor elástico efectivo en la región de Aphrodite Terra. La línea negra corresponde a la curva de nivel de 0 m. AC: Artemis Chasma; AR: Atla Regio; OR: Onda Regio; TR: Thetis Regio.

Referencias

1. M. A. Wieczorek. Treatise on Geophysics 10, 165-206 (2007).
2. <http://pds-geosciences.wustl.edu/mgn/mgn-v-rss-5-gravity-l2-v1>
3. F. S. Anderson, S. E. Smrekar. J. Geophys. Res. 111, E08006 (2006).

Clasificación de estructuras en el Polo Norte de Marte

M. Sánchez-Bayton¹, E. Tréguier², M. Herraiz^{1,3}, P. Martín²
e-mail: marinasanchezbayton@estumail.ucm.es

¹ Departamento de Física de la tierra, Astronomía y Astrofísica I, Facultad de Ciencias Físicas, UCM, Madrid, España.

² European Space Astronomy Center, Villanueva de la Cañada, España.

³ Instituto de Geociencias (UCM-CSIC), España.

Introducción

Aunque la actividad volcánica en Marte disminuyó de manera significativa desde principios de la era Amazónica¹, los últimos datos obtenidos sugieren una actividad volcánica relativamente reciente, unos 100 Millones de años en la región de Tharsis. Esta actividad tiene carácter episódico y ha tenido lugar en zonas concretas de la superficie de Marte, en particular en el área circumpolar norte del planeta⁽²⁾. Últimamente, ha aumentado el interés por esta zona debido a la localización en ella del mar de dunas Olympia Undae donde se han localizado depósitos de yeso. Este hallazgo es importante por la necesidad de agua líquida para su formación^(3,4,5,6) y su relación con la zona circundante. Su distribución espacial se convierte en un factor clave, ya que está estrechamente relacionada con la evolución geológica y tectónica de la zona. Esto suscita diversas preguntas sobre la historia del agua y la evolución geológica de la región en su conjunto: ¿Cuál es la posible causa de la presencia del yeso? ¿Por qué se encuentra dentro de esta área específica?... Para responder a estas preguntas, numerosos autores han buscado una relación entre el origen de yeso y su distribución⁽⁶⁾ y en el tipo de estructuras geológicas existentes en el área que puede ser de interés para los depósitos de yeso^(5,7,8).

En este trabajo se estudia la presencia y características de edificios geológicos en la zona fronteriza entre Olympia Undae y Cavi Scandia que se extiende entre 75-80 ° N y 160-230 ° E (Figura 1). Olympia Undae es una región cubierta por dunas y prácticamente carente de estructuras geológicas, mientras Scandia Cavi es un terreno muy accidentado, con una alta concentración de edificios muy diversos. Nuestro interés se centra en: (i) averiguar si estos edificios pueden ser de origen volcánico (lo que podría contribuir a una mejor comprensión sobre el origen de yeso) y (ii) establecer si podrían existir estructuras adicionales enterradas bajo las dunas (lo que ayudaría al esclarecimiento de la edad de la zona).

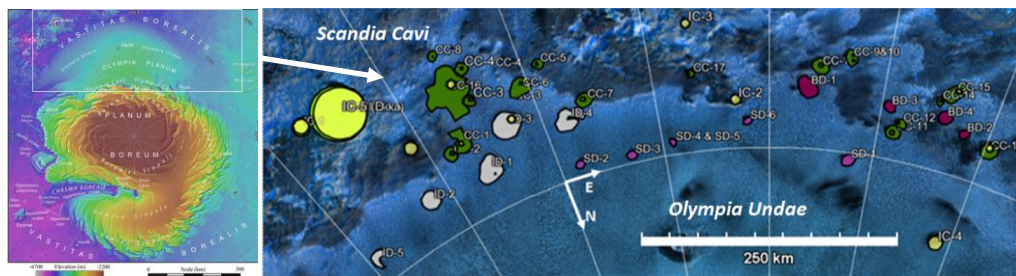


Figura 1. (a) Imagen del Casquete Polar de Marte (Mola), el rectángulo blanco muestra la zona de estudio ampliada en (b) Se muestra la distribución espacial con 18 Conos de cráteres (verde), 4 Grandes domos (rosa) y 6 Domos asimétricos (púrpura), 5 Domos irregulares (gris) y 5 cráteres de impacto (amarillo).

Olympia Undae, es el mayor campo dunas de Marte y ocupa una extensión de 470.000 km² (Figura 1). Los edificios analizados (principalmente conos, domos y estructuras con cráter) están resaltados por las dunas y se encuentran situados, principalmente, en la parte sur de la zona.

Metodología

Las estructuras seleccionadas se analizaron desde diferentes ángulos, y se situaron en un contexto espacial realizando perfiles de altimetría de corto y largo alcance (hasta 22,5 y 550 km,

respectivamente). El uso conjunto de datos MOLA y HRSC mejora la interpretación de las estructuras. MOLA ha permitido obtener los perfiles topográficos de corta y larga distancia con resoluciones de 128 píxeles/grado y 64 píxeles/grado respectivamente. HRSC mejora la visibilidad, localización y selección de las estructuras (Figura 2). Estos perfiles permiten descubrir las principales características topográficas de las estructura.

Tras un estudio de más de 100 edificios, se han seleccionado 38, ubicados en Olympia Undae y fronterizos con Scandia Cavi.

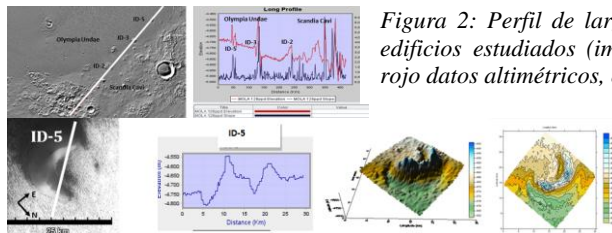


Figura 2: Perfil de larga distancia que atraviesa varios de los edificios estudiados (imagen MOLA). 2: Valores obtenidos: en rojo datos altimétricos, en azul datos de pendiente.

3 y 4: Lo mismo para un perfil corto. 5: Edificio ID-5 en 3D. 6: Mapa de contornos de altimetría para este edificio.

Se identifican las estructuras evaluando sus características físicas más representativas y destacando las principales diferencias topográficas en el área de estudio, se ha establecido una clasificación en dos grupos, en función de su morfología. Nuestra clasificación, aunque basada en estudios anteriores ^(7,8), tiene la intención de ser más completa gracias a la disponibilidad de nuevos datos de mayor resolución. El primer grupo reúne los edificios que tienen cráter bien definido, pudiendo ser provocado por el impacto de un meteorito (cráteres de impacto, IC) o por un proceso volcánico (conos de cráteres, CC). El segundo está formado por estructuras sin evidencia de cráteres, pero con características similares entre sí. Se puede dividir en tres familias: Domos simples (AD), presentan una estructura asimétrica asociada con una depresión circundante y una alineación longitudinal a unos 80° de latitud. Su superficie oscila entre 14 y 120 km². Domos irregulares (ID), son alargados, tienen una estructura irregular, y su cumbre presenta forma de medialuna. Su superficie abarca de 300 a 630 km². Ambos situados en Olympia Undae y domos grandes (LD), no muestran evidencia de depresión, exhiben una pared escarpada y se encuentran entre Olympia Undae y la frontera con Scandia Cavi. Su superficie varía entre 76 y 318 km².

Las principales características morfológicas de las estructuras seleccionadas obtenidas mediante el análisis de los perfiles estudiados han sido la distribución diámetro/altura (siendo la altura de la diferencia entre los valores extremos), la distribución espacial, el área, las pendientes y la relación entre el diámetro basal ancho del cono (W_{CO}) con el del largo del cono (S_{CO}) que nos da la elongación del cono, así como el diámetro del cráter (W_{CR}) ...

Conclusiones

El estudio de las regiones Olympia Undae y Scandia Cavi mediante el uso de imágenes y perfiles topográficos ha permitido encontrar más de 100 edificios diferentes, muchos de ellos que no habían sido identificados hasta ahora. Las 38 estructuras seleccionadas han sido clasificadas como conos de cráteres (18), grandes domos (4), domos asimétricos irregulares (5) y cráteres de impacto (5)

Referencias

1. M.H.Carr, J.W Head, Earth Planet. 294,185–203 (2010).
2. G.S. Neukum, V. Gasselt, EPSC. (2006)
3. M. Massé, O. Bourgeois, S. Le Mouélica et al. Elsevier. 317–318, 44–55 (2012).
4. Y. Langevin, F. Poulet, J.P. Bibring et al. Science. 307, 1584–1586 (2005).
5. T. Kneiss, G.S. Neukum, LPSC 10-14 (2008).
6. K. E. Fishbaugh, F. Poulet, Y. Langevin et al, Journal of Geophysical Research. 112 (2007).
7. K.L. Tanaka, J. Rodriguez, J.A. Skinner Jr et al. Icarus. 196, 318–358 (2008).
8. A.L. Fagan, S.E.H. Sakimoto, S.S. Hughes, Journal of Geophysical Research. 115 (2010).

Terrenos caóticos e historia geológica en Argadnel Regio, Europa.

Laura M. Parro¹, Javier Ruiz¹ y Robert T. Pappalardo²

e-mail: lmparro@ucm.es

¹ Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, España.

² Jet Propulsion Laboratory, Mail Stop 321-560, Pasadena, CA 91109.

En el hemisferio anti-Joviano de Europa, se sitúa Argadnel Regio o comúnmente llamada la región de las cuñas. Situada entre 0° a 30°S y 170°E a 240°W, y con 1900 km de diámetro, la zona se caracteriza por sus “cuñas” o bandas de muy bajo albedo (color oscuro) que se entrecruzan unas con otras y que destacan sobre la brillante superficie de este satélite helado [1]. Nuestro estudio se centra sobre la imagen E14ESWEDGES01 (obtenida durante la decimocuarta órbita de la misión Galileo, con una resolución de 230 m por pixel), y donde pueden distinguirse estructuras muy diferentes como *ridges plains*, crestas o surcos, distintos tipos de bandas, pequeños domos, lenticulas, lineamientos y terrenos caóticos de diferente morfología. Mediante el análisis de las relaciones entre estas estructuras, se puede realizar una interpretación geológica y estratigráfica que permite deducir las edades relativas de las mismas.

La joven superficie de Europa está constituida por planicies de alto albedo sobre la que se forman las diferentes unidades, y donde las nuevas estructuras se superponen modificando e incluso destruyendo, las estructuras preexistentes. Debido a esto, se ha propuesto una secuencia de creación de unidades que sería válida para toda la superficie de Europa [2]. Esta secuencia, contaría con un primer periodo de formación de planicies brillantes, surcadas por una gran cantidad de lineamientos y crestas, seguido de un segundo periodo donde se generarían la mayoría de las bandas (que destacan sobre la superficie por estar formadas de un material uniforme y normalmente oscuro); y finalmente, un tercer periodo de formación de terrenos caóticos, lineamientos, *lenticulae*, domos, micro-caos, etc. [3].

Sin embargo, nosotros hemos observado que esta secuencia puede estar alterada y puede presentar excepciones locales. Concretamente, en la zona estudiada en este trabajo, se han observado diferentes eventos de formación de terrenos caóticos (diferenciados por su superposición relativa y la textura de su superficie) que se han generado en distintos periodos dentro de la secuencia de formación de la superficie de Argadnel Regio (*Figura 1*). Los terrenos caóticos en Europa siempre se manifiestan como una interrupción de la superficie, que en muchas ocasiones, elimina la traza y la continuidad de otros materiales. Presentan además, un color oscuro (bajo albedo) y unos límites irregulares [3]. Básicamente se pueden dividir en dos tipos [3]: un tipo de terreno más moteado y formado por un material donde no se distinguen placas ni bloques, y otro tipo (que normalmente se superpone al anterior y por tanto, es más reciente) formado por un material mejor definido con placas de hielo y bloques discernibles y con unos límites bastante más irregulares. Estos dos tipos, representarían diferentes grados de destrucción de la superficie previa.

Una vez reconocidas y cartografiadas las distintas unidades, se puede realizar una reconstrucción de la historia geológica teniendo en cuenta las relaciones de corte y cruce entre ellas. De este modo, el primer evento caótico (b) se habría formado sobre la brillante superficie (a) y en un estadio temprano respecto a las demás unidades ya que queda cortado por algunas de ellas. Seguidamente, se habría generado la banda brillante (c) y a continuación, cortándola, habría surgido la banda (d) con material de color mucho más oscuro y de dirección NW-SE. Finalmente, sobre esta última banda, se presenta otro terreno caótico (e) que tapa parte de la banda y la antigua unidad de caos (Figura 1). Así, la primera unidad caótica sería claramente más antigua que la otra, ya que entre ellas, se han ido generando diferentes estructuras, lo que supone una diferencia temporal destacable entre estos dos eventos. Si bien es cierto que ambas unidades de caos en una parte de la imagen están juntas (y pueden parecer un único evento caótico), se dividen por su diferente textura y porque puede seguirse el límite del terreno caótico más joven sobre el más antiguo. A su vez, esta misma situación, se observa al Este de la imagen, donde otro terreno caótico reciente (formado por un material con placas y bloques) puede delimitarse sobre otro menos definido y más antiguo.

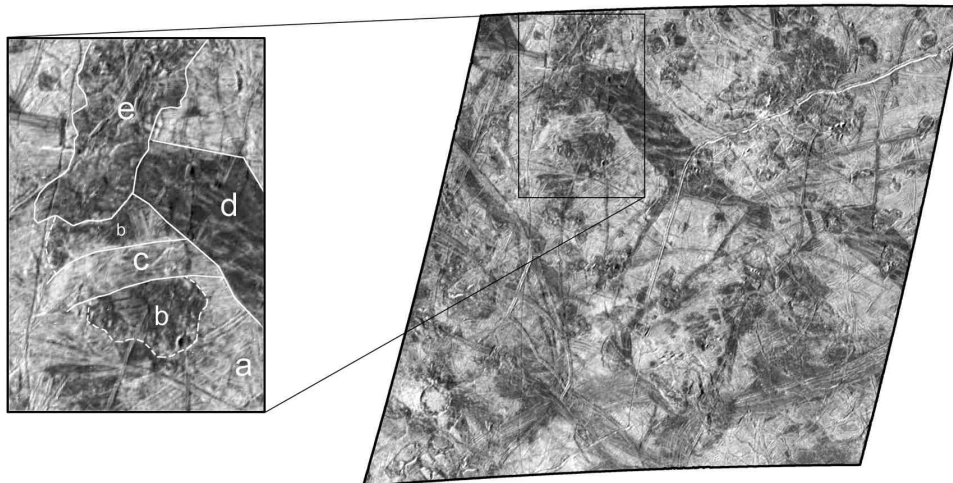


Figura 1. Selección de una parte de la superficie de Europa marcada con diferentes unidades que siguen una relación estratigráfica de (a) a (e); y donde: (a)Planicie, (b)Primer evento de caos, (c)Banda compleja, (d)Banda de material oscuro y (e)Segundo evento caótico.

Por tanto, las relaciones observadas entre las diferentes unidades, su complicada estratigrafía y la determinación de la existencia de varios eventos de formación de terrenos caóticos, indican una compleja historia geológica de esta región de Europa.

Referencias

1. P. M. Schenk and W. B. McKinnon, *Icarus* 79, pp 75-100 (1989).
2. R. Greeley, et al. *J. Geophys. Res.* 105, pp 22,559-22,578 (2000).
3. L. M. Prockter, et al. *J. Geophys. Res.* 104, pp 16,531-16,504 (1999).
4. P. H. Figueredo and R. Greeley, *Icarus* 167, pp 287-312 (2004).
5. T. Dogget, R. Greeley, P. Figueredo, and K. Tanaka, *Geologic stratigraphy and evolution of Europa's surface*, en *Europa*, editado por R. T. Pappalardo, W. B. McKinnon, K. Khurana, Univ. Arizona Press, pp 137-160 (2009)

Estudio analítico de la dinámica traslatoria interna de cuerpos celestes formados por varias capas

A. Escapa¹, M. C. Martínez Belda, y F. García¹

e-mail: alberto.escapa@ua.es

¹Departamento de Matemática Aplicada, Escuela Politécnica Superior, Universidad de Alicante, España

Algunos cuerpos celestes del Sistema Solar tienen una estructura interna diferenciada que, de forma esquemática, se puede representar por una capa interna fluida limitada por dos capas sólidas. Este es el caso de la Tierra, pero también podría ser un posible modelo para la estructura interna de Mercurio ⁽¹⁾ y para la de algunos cuerpos helados como, por ejemplo, Europa, Titania, Oberón, Tritón o Titán ^(2,3).

Desde el punto de vista dinámico, estos cuerpos presentan una particularidad interesante: incluso para los modelos más sencillos los constituyentes sólidos pueden desplazarse respecto al baricentro del cuerpo celeste, realizando así traslaciones internas. Estas traslaciones dependen de las propiedades físicas de las distintas capas que componen el cuerpo. Por ello, su potencial detección, además de contribuir a la determinación de los sistemas de referencia asociados al cuerpo, podría ser de ayuda para restringir los posibles modelos de la estructura interna, pues éstos deben ser compatibles con las características de los movimientos de traslación observados. De esta forma, el estudio de la dinámica traslatoria interna jugaría un papel similar al que desempeña el estudio de la dinámica de rotación. Como es sabido, estos últimos estudios han sido utilizados ampliamente en los últimos años para obtener información sobre el interior de algunos cuerpos celestes ^(4,5), información que, a día de hoy, es inaccesible por otros procedimientos.

En esta comunicación presentaremos cómo se puede abordar el estudio analítico de los movimientos de traslación internos de una estructura simple de cuerpo celeste formado por una capa esférica rígida que encierra en su interior a un fluido perfecto, que a su vez contiene una esfera rígida.

Para ello utilizaremos el formalismo desarrollado por Escapa y Fukushima ⁽⁶⁾, y que en estas circunstancias permite abordar el problema con las herramientas clásicas de la Mecánica Analítica. Con este propósito construiremos las expresiones de la energía cinética y potencial gravitatoria del cuerpo celeste. Bajo la suposición de que el movimiento del fluido es irrotacional, las ecuaciones diferenciales del movimiento se reducen a un sistema de ecuaciones diferenciales ordinarias que pueden ser obtenidas a través de las ecuaciones de Lagrange del sistema.

Considerando que los desplazamientos de los constituyentes sólidos permanecen próximos a la configuración de equilibrio estable, es posible obtener un primer análisis de las características del movimiento. Así, realizando una linealización en torno a esta configuración, caracterizaremos el movimiento oscilatorio del sistema, esto es, derivaremos la expresión analítica de las frecuencias propias de oscilación. En este caso se obtiene una

única frecuencia propia para el sistema. Es decir, los dos constituyentes sólidos realizan un movimiento de traslación de carácter oscilatorio con diferentes amplitudes y la misma frecuencia.

Finalmente, realizando las transformaciones algebraicas adecuadas, conseguiremos expresar dicha frecuencia en una forma particularmente sencilla, lo que nos permitirá discutir la influencia de las propiedades físicas del cuerpo en su movimiento interno de traslación. Estas expresiones serán aplicadas a distintos modelos internos de algunos de los cuerpos celestes mencionados anteriormente, mostrando para cada uno de ellos los valores numéricos de la frecuencia de oscilación asociada.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por la Universidad de Alicante (proyecto GRE11-08), por el Ministerio de Economía y Competitividad de España (proyectos I+D+I AYA2010-22039-C02-01, AYA2010-22039-C02-02), y por la Generalidad Valenciana (proyecto ACOMP12-128).

Referencias

1. W. B. McKinnon. *Science*, 336, 162-163 (2012).
2. H. Hussmann, F. Sohl y T. Spohn. *Icarus*, 185, 1, 258-273 (2006).
3. A. D. Fortes. *Planetary and Space Science* 60, 10-174 (2012).
4. N. Rambaux, J. Castillo-Rogez, V. Dehant y P. Kuchynka. *Astronomy & Astrophysics*, 535, id. A43 (2011).
5. T. Van Hoolst, A. Rivoldini, R. M. Baland, y M. Yseboodt. *Earth Planetary Science Letters*, 333, 83-90 (2012).
6. A. Escapa y T. Fukushima. *The Astronomical Journal*, 141, 3, id. 77 (2011).

Georreferenciación de imágenes planetarias

A.D. Benítez¹, J.A. Benítez¹, I. Egea¹ y L.M. Lara¹

e-mail: abenitez@iaa.es

¹Departamento de Sistema Solar, Instituto de Astrofísica de Andalucía, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (IAA-CSIC), España

Resumen: Parte del estudio del Sistema Solar se basa en la adquisición de imágenes digitales mediante cámaras astronómicas, tanto en el espacio siendo parte de la carga científica de misiones espaciales, como en los observatorios en tierra. Imágenes de media y alta resolución espacial de las superficies de los planetas terrestres (Mercurio y Marte) han de obtenerse con cámaras a bordo de misiones espaciales. El estudio geomorfológico y geológico puede determinar los procesos que estos planetas sufrieron durante su formación y a los que han estado sometidos durante su evolución (impactos de meteoritos, deformaciones del manto y la corteza, formación de fallas y escarpes, etc.). Para poder abordar el estudio geofísico y geomorfológico, se necesita previamente georreferenciar las imágenes, aunque a veces el proceso puede resultar tedioso. Este trabajo propone dos herramientas de código abierto para la automatización del proceso de georreferenciación en imágenes planetarias espaciales mediante la utilización del software ISIS3 y ArcGIS 9.x.

Introducción: El estudio de las imágenes digitales de las superficies sólidas de cuerpos del Sistema Solar adquiridas con cámaras en distintas misiones espaciales aporta información sobre la formación y la evolución de nuestro sistema planetario. Mediante el uso de herramientas software se puede extraer este conocimiento. Para ello, y como paso previo, se debe hacer uso de un sistema digital para el análisis y manipulación de datos geográficos, que lleva asociados sistemas para introducir datos y para presentar los resultados obtenidos, es decir, un Sistema de Información Geográfica (SIG) ⁽¹⁾. Permite dar un posicionamiento a las imágenes digitales para definir la localización de objetos espaciales en un sistema de coordenadas y datum (punto de referencia de una medición) determinado. Esta funcionalidad recibe el nombre de georreferenciación. ArcGIS ⁽²⁾ es un software que implementa un SIG.

La aplicación de los SIGs en Ciencias del Espacio es un tema de actualidad, destacando en esta línea el proyecto PIGWAD ⁽³⁾ que proporciona una serie de herramientas software basadas en SIGs para el análisis de datos planetarios. El proyecto PIGWAD contempla varias misiones que están proporcionando datos (incluyendo imágenes) de Marte, la Luna y Mercurio, entre otros. En el caso concreto de Mercurio, actualmente explorado por la misión MESSENGER ⁽⁴⁾ (NASA), existe un conjunto de mapas geológicos de la superficie del planeta que contemplan su inclusión en un SIG, metadatos e imágenes de determinadas regiones de interés geológico.

Por otro lado, existe otro tipo de software específico para unas determinadas misiones orientado a la obtención de datos a partir de imágenes sin estar relacionado con un SIG. El

software Integrated System for Imagers and Spectrometers (ISIS3) ⁽⁵⁾ es un paquete destinado al procesamiento de imágenes de dos y tres dimensiones y sólo puede ser aplicado en el procesamiento de datos de la NASA, como por ejemplo, en las misiones Voyager, Viking, Galileo, Mars Global Surveyor ó Mars Odyssey.

Georreferenciación y software: Dado que la georreferenciación de una imagen digital presenta dos problemas principales: 1) el aprendizaje previo del manejo del software y 2) un consumo de tiempo considerable cuando el número de imágenes a tratar es elevado, ya que es una tarea que el usuario ha de realizar manualmente, nosotros aquí proponemos la elaboración de una herramienta, de uso amigable, que facilite el proceso al usuario de forma que sea capaz de automatizar el procedimiento de georreferenciación de una imagen. Concretamente, la propuesta se centra en la implementación de dos software diferentes: **autoGeo** destinado a ISIS3 y **projectionApp** para ArcGIS 9.x. Esta propuesta se focaliza en el manejo de las imágenes obtenidas en la misión MESSENGER, que posteriormente se extenderá al análisis de datos de otras misiones dirigidas a Marte ⁽⁶⁾ ó al sistema de Saturno ⁽⁷⁾ entre otras.

autoGeo: Es un software implementado en lenguaje C para llevar a cabo el proceso de automatización del procedimiento de georreferenciación con ISIS3 desde línea de comandos. **autoGeo** se puede ejecutar en cualquier plataforma que disponga de un compilador de C y una instalación previa del software ISIS3 para la versión de Ubuntu 12.04. Las imágenes georreferenciadas son almacenadas y clasificadas en un directorio de salida según el parámetro de proyección establecido por el usuario. Se puede instalar en cualquier directorio ya que usa la estructura de directorios de ISIS3, por lo que es importante que las variables de entorno estén definidas en el .bashrc del home del usuario. Durante la presentación mostraremos el modo de ejecución y los resultados obtenidos por software.

projectionApp: Es una aplicación de interfaz de usuario gráfica diseñada para automatizar la georreferenciación en ArcGIS 9.x. Esta aplicación es un software desarrollado con Microsoft Visual C#, el cual, a partir de la SKD de ArcGIS, permite implementar determinadas aplicaciones para los distintos programas de ArcGIS. Esta aplicación tiene como objetivo, a partir de imágenes georreferenciadas con ISIS3, georreferenciarlas a través ArcCatalog de manera automática.

Referencias

1. R.F. Tomlinson. Current and potential uses of geographical information systems: The North American experience. International Journal of Geographical Information Systems, 1(3), 203-218 (1987).
2. <http://www.esri.com/software/arcgis/>
3. <http://webgis.wr.usgs.gov/index.html>
4. http://www.nasa.gov/mission_pages/messenger/main/index.html
5. <http://isis.astrogeology.usgs.gov/>
6. <http://marsrover.nasa.gov/home/index.html>
7. <http://saturn.jpl.nasa.gov/>

ATMÓSFERAS PLANETARIAS

Clasificando las ondas atmosféricas de Venus

J. Peralta¹, D. Luz², T. Imamura³, A. Piccialli⁴, P. Machado², A. Sánchez-Lavega⁵ y M. A. López-Valverde¹

e-mail: peralta@iaa.es

¹ Instituto de Astrofísica de Andalucía, CSIC, España

² Observatório Astronómico de Lisboa, CAAUL, Portugal

³ JAXA, Japón

⁴ LATMOS-UVSQ, Francia

⁵ Grupo de Ciencias Planetarias, UPV/EHU, España

El fenómeno de la superrotación de Venus, por el cual la atmósfera gira unas sesenta veces más deprisa que la superficie del planeta, continúa siendo un problema sin resolver en la dinámica de fluidos geofísicos. Si bien existe un amplio consenso en el importante papel que las ondas atmosféricas deben jugar tanto en la hora de generar como mantener la superrotación de Venus, el estudio de éstas siempre se ha llevado a cabo con complejos modelos de circulación general o usando relaciones de dispersión de tipo terrestre adaptadas para el caso de Venus. En este trabajo⁽¹⁾ derivamos, por vez primera, las relaciones de dispersión para todos los tipos de onda que pueden existir en Venus, calculándolas de manera estrictamente analítica partiendo de las ecuaciones primitivas y usando aproximaciones adecuadas para la región de las nubes. Entre nuestros resultados, cabe destacar que las ondas de pequeño tamaño y de mesoescala son muy semejantes a las que observamos en la Tierra, mientras que las ondas de escala global exhiben importantes diferencias. Estas relaciones de dispersión permiten, además, elaborar gráficas de dispersión (*Figura 1*) para las diferentes regiones de la atmósfera de Venus, lo que permite la clasificación sistemática de las ondas observadas por la misión espacial europea Venus Express. Finalmente, las ecuaciones permiten predecir también la existencia de un nuevo tipo de onda de escala global similar a las ondas de Rossby de la Tierra, y cuya fuerza restauradora es la fuerza centrífuga en vez de Coriolis.

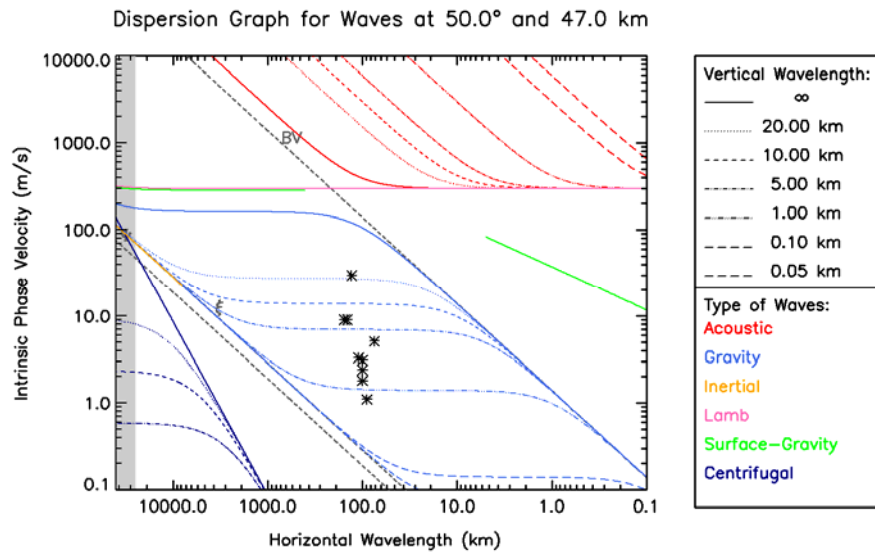


Figura 1. Gráfica de dispersión para los posibles tipos de ondas atmosféricas en Venus (colores) y diferente valores de longitud de onda vertical (estilos de línea). Asimismo, también se muestran ejemplos de ondas visibles en las formaciones nubosas de las imágenes de Venus tomadas por la misión Venus Express (asteriscos).

Referencias

1. J. Peralta et al. Submitted to Icarus (2013).

Temperatura y CO en la alta atmósfera de Venus mediante inversión de emisiones limbo en 4.7 um en no-ETL observadas por VIRTIS/Venus Express

G. Gilli ¹, M. A. López-Valverde¹, J. Peralta¹, S. W. Bougher², A. Brecht³, P. Drossart⁴ y G. Piccioni ⁵

e-mail: valverde@iaa.es

¹ Instituto de Astrofísica de Andalucía/CSIC, Granada

² Univ. Michigan, Ann Harbour, EE.UU.

³ NASA-Ames Research Center, Mountain View, EE.UU.

⁴ LESIA, Observatoire, de Paris, Francia

⁵ IAPS, Roma, Italia

En el campo de las atmósferas planetarias se le llama "fluorescencia solar" al proceso de excitación de ciertos niveles de energía interna de las especies moleculares (niveles rotacionales, vibracionales) que ocurre en las altas capas atmosféricas por absorción directa de radiación solar. Es una forma típica de ruptura del Equilibrio Termodinámico Local, o no-ETL⁽¹⁾. Estas situaciones aumentan las emisiones moleculares en el IR enormemente, y permiten detectarlas en capas de baja densidad, típicas de las termosferas de los planetas terrestres. Un ejemplo es la emisión diurna del CO en 4.7 um en la atmósfera de Venus, observada por el instrumento VIRTIS a bordo de la misión Venus Express, observando el limbo del planeta, a alturas tangentes entre 100 y 150 km sobre la superficie⁽²⁾. En este trabajo se presenta el análisis de estas emisiones y la inversión (retrieval) de temperatura y abundancias de CO, así como una comparación breve con las predicciones del modelo Venus Thermospheric Global Circulation Model (VTGCM) de National Center for Atmospheric Research⁽³⁾.

La intensidad de la emisión infrarroja que nos ocupa conlleva información sobre la abundancia de CO, mientras que la estructura rotacional de las bandas ro-vibracionales de este gas contiene información sobre la temperatura cinética de la atmósfera. Otras dependencias en la temperatura son menores, debido a tratarse de emisiones fuera del ETL. En este trabajo se comenzó con una selección de los datos óptimos, teniendo en cuenta el campo de apuntado o "field of view" y la calidad de los datos en las frecuencias de interés. Las medidas fueron agrupadas entonces en cajas pequeñas para mejorar la relación Señal/Ruido, que no es muy elevada, desafortunadamente y teniendo en cuenta las limitaciones (en iluminación solar y altura) que imponen las situaciones de no-ETL⁽⁴⁾. Esto reduce la resolución latitudinal y en hora-local de los datos. Los datos también se promediaron en altura, en cajas de 10 km, aproximadamente la mitad de la amplitud de las funciones peso (Weighting Functions) a estas frecuencias⁽⁵⁾. A continuación se diseñó un esquema de inversión específico para obtener ambos parámetros (CO y temperatura) simultáneamente. El esquema de inversión contiene un modelo de no-ETL desarrollado en el Instituto de Astrofísica de Andalucía para la molécula de CO en Venus, que incorpora un tratamiento preciso de los parámetros geofísicos conocidos asociados a las medidas (iluminación solar, transporte radiativo, transferencias de energía en colisiones intermoleculares -con CO₂-, etc)⁽⁶⁾.

A pesar del ruido de los datos y los grandes promedios realizados, este conjunto de datos ha permitido sondear una región atmosférica de difícil acceso, como lo es la baja termosfera de Venus⁽⁷⁾. La distribución de CO y de temperatura se ha comparado con predicciones teóricas, mediante el modelo VTGCM, obteniéndose diferencias en perfiles y en variaciones latitudinales y con la hora local, que se examinarán en esta presentación.

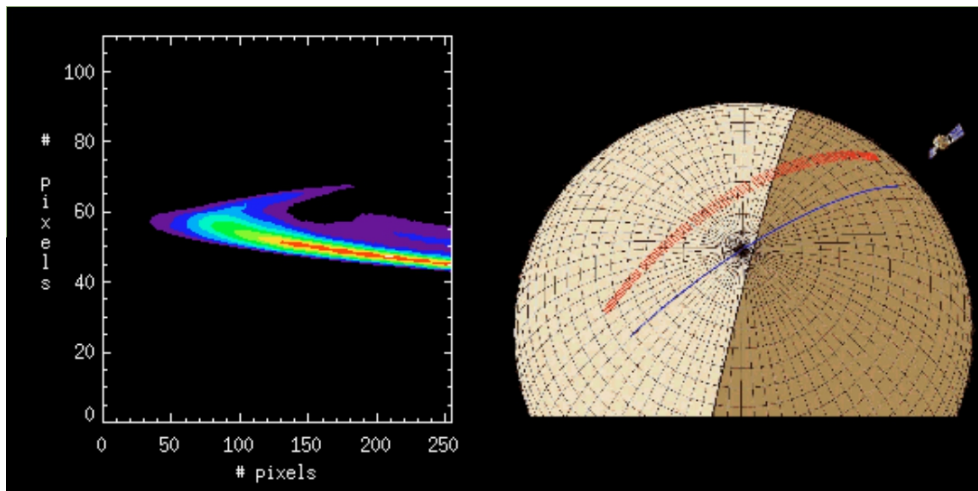


Figura 1. IZQ: Mapa de pixeles de la emisión del CO en 4.7 μm en la alta atmósfera de Venus, observado por VIRTIS durante la periapsis de una órbita con apuntado limbo inercial. Escala de colores arbitraria, con máxima emisión en rojo. DCHA: Dibujo de la trayectoria cerca de la periapsis: azul, punto bajo el satélite; rojo: proyecciones sobre el limbo. La transición día-noche se observa en el panel izquierdo como una reducción de la emisión alrededor del pixel vertical en #60.

NOTA: Este trabajo se presenta en mucho más detalle en la Tesis Doctoral de G. Gilli, y en un artículo submitido recientemente, ambos a disposición de quien lo solicite.

AGRADECIMIENTOS: GG ha disfrutado de una beca concedida por el CSIC. El MICINN ha apoyado este trabajo mediante el proyecto AYA2011-23552.

Referencias

1. M. Lopez-Puertas y F. W. Taylor, Non-LTE radiative transfer in the atmosphere, World Scientific Series Atmos., Oceanic, Planet. Phys, vol.3, Singapore, 2001
2. M. A. Lopez-Valverde y col., PSS, v.53, 1079-1087, 2007, doi:10.1016/j.pss.2005.03.007
3. A. Brecht y S. W. Bougher, JGR, v.117, E08002, 2012, doi: 10.1029/2012JE004079
4. G. Gilli y col., JGR, v.114, E00B29, 2009, doi:10.1029/2008JE003112
5. G. Gilli y col., PSS, v.59, 1010-1018, 2011, doi: 10.1016/j.pss.2010.07.023
6. G. Gilli y col., JGR submitido
7. Drossart y col., Nature, v.450, 641-645, 2007, doi: 10.1038/nature06140

Simulaciones 3-D de la ionosfera marciana

F. González-Galindo¹, M.A. López-Valverde¹, G. Gilli¹,
J.-Y. Chaufray² y F. Forget³

e-mail: ggalindo@iaa.es

¹ Instituto de Astrofísica de Andalucía, CSIC, Granada, España

² Laboratoire ATmosphère, Milieux, Observations Spatiales, CNRS/UVSQ/UPMC, París, Francia

³ Laboratoire de Météorologie Dynamique, CNRS/UPMC, París, Francia

El Modelo de Circulación General para la atmósfera de Marte desarrollado en el Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD, París) en colaboración con el Instituto de Astrofísica de Andalucía (IAA, Granada) ha sido extendido para estudiar la ionosfera marciana ^(1,2). Las características únicas de este modelo permiten simular el comportamiento de la ionosfera durante un año marciano completo, teniendo en cuenta de manera autoconsistente los distintos acoplamientos que la afectan, tanto con la baja atmósfera (se tiene en cuenta la cantidad de polvo medida para distintos años marcianos) como con la radiación solar (el modelo incluye la variabilidad día a día del flujo solar durante distintos años marcianos).

Presentamos aquí las primeras simulaciones 3-D de la ionosfera durante un año marciano completo. Estudiaremos la variabilidad anual de la concentración electrónica en el pico ionosférico principal, así como de la altura de este pico (Figura 1), mostrando cómo la concentración electrónica está afectada por la distancia Marte-Sol (siendo mínima durante el afelio y máxima durante el perihelio) y por la variabilidad solar (tanto el ciclo solar de 11 años como la rotación solar), mientras que el pico ionosférico se sitúa durante todo el año en una capa de presión constante, cuya altura varía según la expansión/contracción de la atmósfera. Discutiremos la presencia de una ionosfera nocturna debida exclusivamente a procesos fotoquímicos, en contraste con sugerencias previas de que la ionosfera nocturna se debe a procesos dinámicos ⁽³⁾. La comparación de los resultados del modelo con los de misiones espaciales, como las del instrumento de radio-ciencia de MGS ⁽⁴⁾ o las del radar MARSIS ⁽⁵⁾ muestran que la variabilidad con el ángulo cenital solar es bien capturada por el modelo, incluso para valores superiores a 90 grados. La concentración en el pico es ligeramente subestimada (entre 5 y 20%) por el modelo, debido probablemente a la pobre resolución vertical (unos 7 km en la alta atmósfera) del MCG. La altura del pico es muy bien reproducida por el modelo, mostrando que la estructura térmica predicha por el MCG en la mesosfera y baja termosfera es realista.

Por último, discutiremos el acoplamiento de este MCG con un modelo exosférico ⁽⁶⁾ y un modelo de magnetosfera ⁽⁷⁾, dentro del proyecto HELIOSARES. Este proyecto, colaboración entre diversos laboratorios europeos y liderado por el CNRS, persigue la simulación consistente de todos los acoplamientos entre las distintas regiones de la alta atmósfera marciana y de los distintos procesos físicos que las afectan. Con esto aspiramos a estudiar la evolución a largo plazo de la atmósfera de Marte, cuantificando la influencia de la actividad solar en el

escape atmosférico. Este proyecto gana relevancia en el contexto de la futura misión MAVEN de la NASA, que se lanzará este año, y que pretende estudiar estos fenómenos con una precisión sin precedentes. Pensamos que estos modelos acoplados serán fundamentales para el análisis de sus resultados.

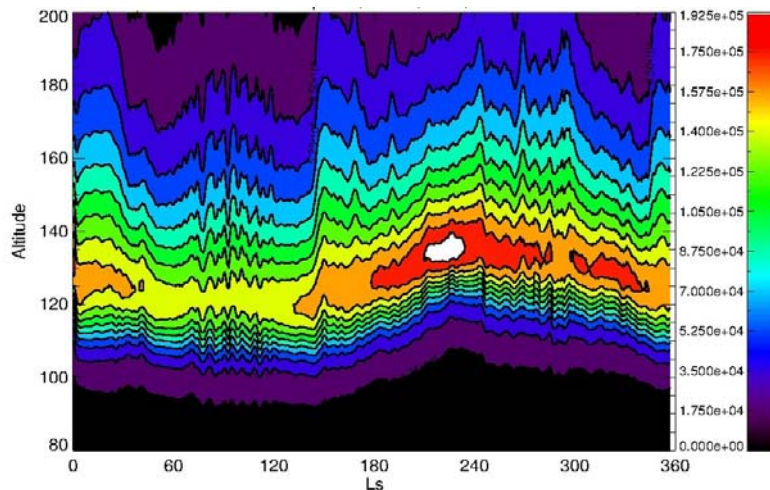


Figura 1. Variación con la altura y la estación de la concentración electrónica (cm⁻³) predicha por el modelo en bajas latitudes

Referencias

1. F. González-Galindo, F. Forget, M.A. López-Valverde, M. Angelats i Coll y E. Millour, *Journal of Geophysical Research*, 114, doi:10.1029/2008JE003246 (2009)
2. F. González-Galindo, J.Y. Chaufray, G. Gilli et al., *JGR-Planets*, en preparación.
3. F. Némec, D.D. Morgan, D.A. Gurnett y F. Duru, *Journal of Geophysical Research*, 115, E12009, doi:10.1029/2010JE003663 (2010).
4. J. Fox y K. Yeager, *Icarus*, 200, 468-479, doi:10.1016/j.icarus.2008.12.002 (2009).
5. F. Némec, D. D. Mornag, D.A. Gurnett, F. Duru y V. Truhlik, *Journal of Geophysical Research*, 116, E07003, doi:10.1029/2010JE003789 (2011)
6. J.-Y. Chaufray, R. Modolo, F. Leblanc, G. Chanteur, R.E. Johnson y J.G. Luhmann, *Journal of Geophysical Research*, 112, E09009, doi:10.1029/2007JE002915 (2007)
7. R. Modolo, G. M. Chanteur, E. Dubinin y A.P. Matthews, *Annales Geophysicae*, 24, 3403-3410, doi:10.5194/angeo-24-3403-2006 (2006).

Modelo empírico NeMars de la ionosfera de Marte.

B. Sánchez - Cano^{1,2}, M. Herraiz^{1,2}, S.M. Radicella³, O. Witasse⁴ y G. Rodríguez – Caderot⁵

e-mail: beasanch@fis.ucm.es

¹ Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid (UCM), Madrid, España.

² Instituto de Geociencias (UCM, CSIC), Madrid, España.

³ Telecommunications / ICT for Development Laboratory, Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics (ICTP), Trieste, Italia.

⁴ Research and Scientific Support Department (ESTEC), European Space Agency (ESA), Noordwijk, Países Bajos.

⁵ Sección Departamental de Astronomía y Geodesia, Facultad de Ciencias Matemáticas, Universidad Complutense de Madrid (UCM), Madrid, España.

Desde los primeros sobrevuelos a Marte en los años sesenta del pasado siglo, el conocimiento que se tenía de la ionosfera de Marte ha evolucionado profundamente, llegando a ser en la actualidad un tema de gran interés en el estudio del planeta. Gran parte de este desarrollo se debe al radar MARSIS, situado a bordo de la sonda Mars Express de la Agencia Espacial Europea. Desde mediados de 2005, este instrumento sondea la ionosfera marciana con una técnica similar a las digisondas utilizadas en la Tierra y está permitiendo avanzar en su conocimiento como nunca antes se había realizado.

La ionosfera de Marte está compuesta por dos capas, cuyo comportamiento viene descrito, en primer orden y dentro de un cierto rango de altura, por la teoría de Chapman. En términos generales, la capa principal está formada por la ionización producida por los fotones solares del extremo ultravioleta, encontrándose la zona del máximo de ionización situada en torno a 115-140 km de altura y con un valor de densidad electrónica típico de $0.5\text{-}2 \times 10^{11}$ electrones por m^{-3} ⁽¹⁾. La capa secundaria está formada principalmente por la ionización debida a los fotones solares de rayos X blandos con una significativa contribución de ionización debida a electrones secundarios y su pico de máxima densidad se localiza entre 110 y 115 km de altura. De igual forma, aunque de manera ocasional, se pueden apreciar otras capas esporádicas a ambos lados de las dos capas principales. Con respecto a la composición de la ionosfera, es importante notar que el principal componente es el O_2^+ , aunque a partir de una cierta altura el O^+ llega a ser el predominante ⁽¹⁾.

En este marco de estudio, las investigaciones realizadas hasta la fecha han permitido la elaboración de un modelo empírico para el lado diurno de toda la ionosfera de Marte (capas primaria y secundaria), llamado **NeMars**. Este modelo está basado, en gran medida, en datos del instrumento MARSIS en su modo de operación "Active ionospheric Sounding (AIS)" y, en menor medida, en datos de radio-ocultación de la misión de la NASA Mars Global Surveyor. Las unidades básicas de medida son los perfiles de densidad electrónica, aunque para el caso de MARSIS, previamente hay que analizar y procesar ionogramas

(gráficas de tiempo de retardo frente a las frecuencias portadoras) de donde es fácilmente extraíble el perfil ⁽²⁾.



Figura 1. Imagen de la sonda Mars Express donde se aprecian las dos antenas de 20 metros que constituyen el radar MARSIS.

A partir de los parámetros: ángulo cenital solar, flujo de actividad solar $F_{10.7}$ y distancia heliocéntrica⁽³⁾, el modelo NeMars es capaz de predecir de forma muy rápida y con un razonable grado de fiabilidad las características principales de la ionosfera de Marte, tales como densidad electrónica y altura del pico ionosférico de ambas capas, alturas de escala, forma de los perfiles y contenido total de electrones (TEC). Una de las principales novedades que ofrece el modelo es la consideración de una altura de escala variable con la altura y con el ángulo cenital solar que permite reproducir de manera más precisa el comportamiento de la parte superior de la capa principal. Por otro lado, es importante considerar el TEC calculado a partir del modelo como uno de los sub-productos más significativos.

En resumen, los principales objetivos de este trabajo son: (1) describir el modelo NeMars y compararlo con otros trabajos previos (2) presentar el grado de importancia que ciertos parámetros tienen en la formación de la ionosfera de Marte y (3) comparar el TEC calculado con el modelo NeMars con el derivado del modo de operación sub-superficie del radar MARSIS para una misma órbita de Mars Express.

Referencias

1. R. Schunk, A.F. Nagy, *Ionospheres: Physics, Plasma Physics, and Chemistry*. Cambridge University Press, ISBN 0 521 6077011, (2004).
2. B. Sánchez-Cano, O. Witasse, M. Herraiz, S.M. Radicella, J. Bauer, P.-L. Blelly, G. Rodríguez-Caderot. Retrieval of ionospheric profiles from the Mars Express MARSIS experiment data and comparison with radio-occultation data, *Geosci. Instrum. Method. Data Syst.*, 1, 77-84, doi:10.5194/gi-1-77-2012, (2012).
3. B. Sánchez – Cano, S.M. Radicella, M. Herraiz, O. Witasse, G. Rodríguez – Caderot. NeMars: An empirical model of the Martian dayside ionosphere based on Mars Express MARSIS data, *Icarus*, doi: 10.1016/j.icarus.2013.03.021, (2013).

Elevadas concentraciones de PAHs en la alta atmósfera de Titán

M. López-Puertas¹, M. García-Comas¹, B. Funke¹, B.M. Dinelli², A. Adriani³,
M.L. Moriconi⁴, C. Boersma⁵ y L.J. Allamandola⁵

e-mail: puertas@iaa.es

¹ Instituto de Astrofísica de Andalucía (CSIC), Granada, España

² ISAC-CNR, Bolonia, Italia

³ IAPS-INAF, Roma, Italia

³ ISAC-CNR, Roma, Italia

⁵ NASA Ames Research Center, CA, EE. UU.

En este trabajo presentamos el análisis de las observaciones de la alta atmósfera de Titán en la región de 3.3 μm tomadas por el instrumento VIMS (Visual-Infrared Mapping Spectrometer) a bordo de la misión Cassini. En primer lugar presentamos la detección de una emisión no identificada previamente alrededor de 3.28 μm , embebida dentro de la fuerte emisión de la rama R de la banda en 3.3 μm del CH_4 . Esta emisión es muy intensa, comparable a la de la banda en 3.3 μm del metano. Presenta un máximo a ~ 950 km y se extiende desde 600 km hasta 1250 km. Sólo está presente en condiciones diurnas, lo que demuestra que está producida (directa o indirectamente) por la absorción de radiación solar. Hemos demostrado que dicha emisión no se produce ni por metano ni por los hidrocarburos más abundantes de la alta atmósfera de Titán. Su posición espectral sugiere que se produce por la emisión de hidrocarburos poli-cíclicos aromáticos (siglas PAH en inglés). Sin embargo, una dificultad añadida es explicar su elevada intensidad. Así, en segundo lugar, hemos analizado dicha emisión usando la base de datos espectroscópica en el infrarrojo de los PAHs del centro Ames de NASA. Estos compuestos presentan una fuerte absorción en el UV y una rapidísima redistribución interna de la energía (en ausencia de colisiones) que da lugar a fuertes emisiones en el infrarrojo cercano y medio. Usando modelos de la redistribución de la energía absorbida en el UV al IR cercano y medio, somos capaces de explicar la emisión observada por VIMS con unas concentraciones altas pero razonables de PAHs. En concreto, encontramos unas concentraciones de $2\text{-}3 \cdot 10^4$ partículas cm^{-3} . Los PAHs identificados tienen un número de átomos de carbono entre 9 y 100 (media de 34), una masa media ~ 430 uma, y están formados por una media 10 a 11 anillos. Aproximadamente un tercio contienen átomos de nitrógeno. El hecho de que recientemente se haya detectado benceno y compuestos aromáticos ligeros en estas capas altas de la atmósfera de Titán, así como concentraciones pequeñas (unos cientos de partículas por cm^3) de iones (cationes y aniones) pesados, dan especial relevancia a este hallazgo. Proponemos que las elevadas abundancias de PAHs que derivamos constituyen en realidad la contrapartida neutra de los iones detectados. Siendo así, estos resultados constituyen la primera evidencia experimental de que los aerosoles de la estratosfera de Titán se forman, como ya ha sido propuesto en varios trabajos teóricos, en la alta atmósfera.

Referencias

1. M. García-Comas, M. López-Puertas, B. Funke, B. M. Dinelli, M. L. Moriconi, A. Adriani, A. Molina, A. Coradini, *Icarus*, 214, 571, 2011.

2. B. M. Dinelli, M. López-Puertas, A. Adriani, M. L. Moriconi, B. Funke, M. García-Comas, E. D'Aversa, *Geophys. Res. Lett.*, in press, 2013.
3. M. López-Puertas, B. M. Dinelli, A. Adriani, B. Funke, M. García-Comas, M. L. Moriconi, E. D'Aversa, C. Boersma and L. J. Allamandola, *Ap. J.*, in press, 2013.

El flujo de impactos en Júpiter: Superbóolidos y colisiones con objetos de gran escala

R. Hueso^{1,2}, A. Sánchez-Lavega^{1,2}, S. Pérez-Hoyos^{1,2}

e-mail: Ricardo.hueso@ehu.es

¹ Departamento de Física Aplicada I, Escuela Técnica Superior de Ingeniería, Universidad del País Vasco UPV-EHU, Bilbao, Spain.

² Unidad Asociada Grupo Ciencias Planetarias UPV/EHU-IAA(CSIC).

En julio de 2009 Júpiter sufrió el impacto de un objeto de 500 m a 1 km de tamaño que dejó en su atmósfera una gran mancha negra de residuos observable desde Tierra durante meses y descubierta inicialmente por un astrónomo aficionado (Anthony Wesley). Aunque se trataba de un objeto de menor tamaño que el cometa SL9 que había impactado con Júpiter 15 años antes, el impacto de este objeto indicaba que la tasa de impactos con Júpiter podía ser mayor de lo que se había estimado anteriormente. Por otro lado, desde el año 2010 han podido observarse impactos en Júpiter mucho menores originando breves flashes de luz de 1 a 2 segundos de duración sin dejar rastro de material visible en la atmósfera del planeta y que han sido descubiertos en todos los casos por astrónomos aficionados. Hasta la fecha se han observado tres de estos impactos: En junio de 2010 (observaciones de Anthony Wesley desde Australia y Christopher Go desde Filipinas), en agosto del mismo año (observaciones por parte de tres aficionados japoneses) y en septiembre de 2012 (observaciones por parte de aficionados norteamericanos). Estos descubrimientos se han realizado en periodos de tiempo en los que Júpiter está cerca de su oposición anual con la Tierra y numerosos observadores aficionados obtienen imágenes del planeta.

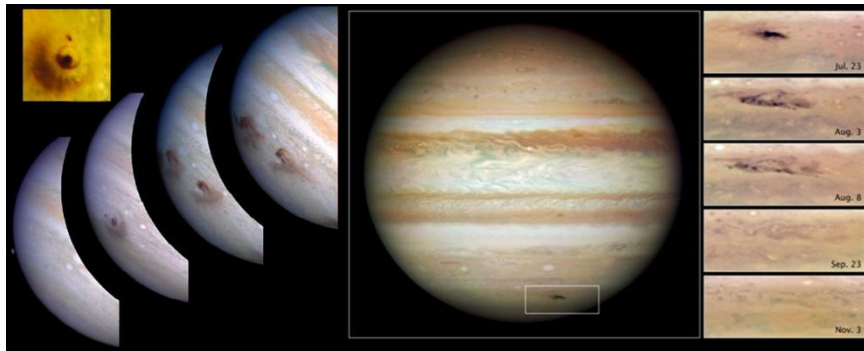


Figura 1: Serie de impactos del cometa Shoemaker-Levy 9 en Júpiter en Julio de 1994 (izquierda) y dispersión de la nube de material dejada por el impacto de julio de 2009 (derecha). Observaciones obtenidas con el Telescopio espacial Hubble (HST).

Las observaciones realizadas en video con cadencias de entre 15 a 60 fotogramas por segundo han permitido extraer las curvas de luz de las explosiones de estos objetos en la atmósfera de Júpiter. El análisis detallado muestra que estos objetos tienen tamaños de entre

5 a 15 m de diámetro (Hueso et al. 2010) liberando energías en la atmósfera del planeta comparables a las del famoso impacto en Tunguska en 1908.

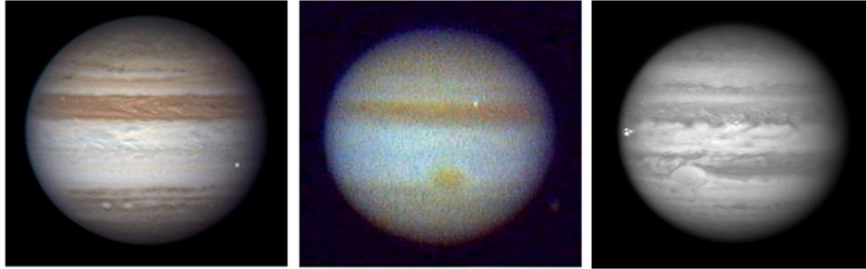


Figura 2: Superbóolidos en la atmósfera de Júpiter descubiertos por astrónomos aficionados el 3 de junio de 2010 (izquierda), 21 de agosto de 2010 (centro) y 10 de septiembre de 2012 (derecha). Las secuencias de video han sido procesadas para mostrar simultáneamente la estructura de las nubes y el flash de luz procedente del impacto.

Dado que estos eventos son raros en el tiempo y de difícil observación, su descubrimiento solo es accesible a partir de las numerosas observaciones realizadas hasta ahora por la floreciente comunidad de astrónomos aficionados. En cada uno de los casos cada impacto ha sido observado por más de un aficionado siendo inicialmente remarcado tan solo por un observador y confirmándose el impacto posteriormente en observaciones en video adquiridas por otros observadores separados centenares de kilómetros sobre la Tierra. Esto indica que la frecuencia de objetos que impactan Júpiter pudiera ser muy superior a la predicha a partir de estos tres impactos ya que algunos de estos objetos podrían haber sido grabados en video sin que el observador en cada caso remarcara la naturaleza del impacto. Presentaremos por lo tanto herramientas de software capaces de analizar centenares de estos videos. Estas herramientas han sido entregadas a la comunidad de astrónomos aficionados para su utilización y desarrollo, lo que permitirá aumentar la estadística de objetos detectados.

Por otro lado, incluso contando con observadores aficionados diseminados por diferentes longitudes sobre la Tierra, Júpiter no puede ser observado las 24 horas del día, existen varios meses en los que está demasiado cerca del Sol para ser observado desde la Tierra y tan solo podemos observar el lado diurno del planeta. Basándonos en la estadística global del descubrimiento de estos objetos y las observaciones de aficionados desde Tierra presentamos un análisis del flujo de impactos de estos objetos de 10 m en Júpiter comparando con estimaciones para objetos de mayor tamaño en la categoría del impacto de 2009 o del SL9 en el año 1994. Nuestras estimaciones indican que Júpiter podría recibir el impacto de objetos de 5-10 m de tamaño unas 30 a 110 por año y que objetos capaces de dejar una señal duradera en su atmósfera podrían impactar con el planeta una vez cada pocos años pudiéndose detectar una de tales colisiones aproximadamente cada década.

Referencias

1. Sánchez Lavega, A. et al. *ApJL*, 715, L150 (2010).
2. Hueso, R. et al. *ApJL*, 721, L129 (2010).

Estudio de la variabilidad de la circulación general de Júpiter con imágenes obtenidas con pequeños telescopios

N. Barrado-Izagirre¹, J.F. Rojas¹, R. Hueso¹ y A. Sánchez-Lavega¹

e-mail: naiara.barrado@ehu.es

¹Departamento de Física Aplicada I, UPV/EHU, España

La circulación general de Júpiter está dominada por un sistema de vientos zonales alternantes en latitud relacionados con la estructura Banda-Zona del planeta. El sistema global de vientos ha sido caracterizado en numerosas ocasiones analizando los movimientos de las nubes en observaciones del planeta adquiridas desde naves espaciales o por el telescopio espacial Hubble (HST) ^(1,2,5,6). Aunque la morfología de algunas bandas cambia “periódicamente”, el sistema de vientos zonal resulta estable. Es más, el perfil de vientos no se ve afectado por grandes perturbaciones dinámicas como pueden ser tormentas convectivas o impactos como los ocurridos en 1994 o 2009 ⁽⁷⁾. En general ha habido pocos cambios desde las primeras medidas obtenidas por las Voyager en 1979 ⁽⁵⁾ y las últimas medidas obtenidas a partir de observaciones del HST en 2008 ⁽¹⁾. Tradicionalmente este tipo de estudios ha requerido imágenes de muy alta resolución como las proporcionadas por el HST o las misiones espaciales. En este trabajo presentamos un estudio de los vientos zonales del planeta usando imágenes obtenidas a finales del 2011 por una red de astrónomos aficionados que contribuyen en la base de datos PVOL-IOPW ⁽⁴⁾ y que operan pequeños telescopios. A pesar de la menor resolución espacial de las imágenes, hemos sido capaces de obtener perfiles de vientos para varias fechas usando un método de correlación de imágenes automático ⁽³⁾. Esto nos da la oportunidad de estudiar posibles cambios en las corrientes en chorro de Júpiter tanto a corto como a largo plazo.

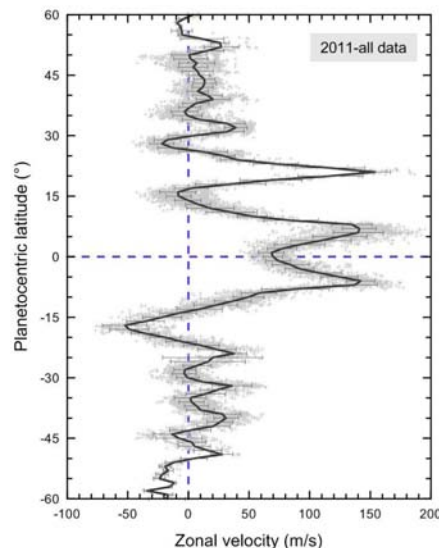


Figura 1. Perfil de vientos zonal de Júpiter obtenido usando 23 pares de imágenes tomadas entre septiembre y diciembre de 2011 usando pequeños telescopios. Los puntos grises representan cada una de las medidas individuales mientras que la línea negra es el valor medio de la velocidad promediada usando cajas de 1° de latitud. Las barras de error representan la desviación estándar de cada uno de estos valores promediados de velocidad.

La base de datos PVOL-IOPW almacena imágenes de los planetas gigantes obtenidas por una red internacional de astrónomos aficionados⁽⁴⁾. La base de datos contiene una gran cantidad de imágenes (7800 imágenes de Júpiter en los últimos 3 años) permitiendo una gran cobertura temporal de la evolución atmosférica del planeta.

Para el estudio seleccionamos pares de imágenes de gran calidad separadas por una o dos rotaciones del planeta (10h aproximadamente). Estas imágenes son navegadas y proyectadas cilíndricamente en mapas que son corregidos del oscurecimiento hacia el limbo utilizando una función de Lambert. Finalmente, utilizamos un algoritmo de correlación de imágenes automático⁽³⁾ para obtener los valores individuales de los vientos. Los resultados han sido además verificados mediante el seguimiento manual de detalles atmosféricos permitiendo validar esta técnica.

Dado que la oposición de Júpiter fue el 22 de Octubre de 2011, hemos analizado imágenes desde septiembre a diciembre de ese año en tres bloques temporales obteniendo un perfil de vientos para cada bloque. De esta manera hemos estudiado la variabilidad de los vientos a corto plazo. Por otro lado hemos obtenido un perfil promedio de vientos de 2011 utilizando todas las imágenes de este periodo como se muestra en la Figura 1. Este perfil promedio ha sido utilizado para realizar un estudio similar a largo plazo de la variabilidad de los vientos comparando este perfil con perfiles de vientos detallados del planeta obtenidos en diferentes años por misiones espaciales o el HST.

En el análisis a corto plazo no se observan cambios significativos por encima de la barra de error, pero encontramos algunas diferencias cuando estudiamos los cambios a largo plazo en zonas como el cinturón templado Norte (NTB) o el cinturón ecuatorial Norte (NEB) relacionados con la aparición/desaparición de los festones (o Hot Spots), estructuras meteorológicas de gran escala con movimiento propio que pueden enmascarar el perfil de vientos en su latitud.

Referencias

1. Asay-Davis, X.S. Marcus, P.S., Wong, M.H. and De Pater, I: Changes in Jupiter's zonal velocity between 1979 and 2008, *Icarus*, 211, pp. 1215-1232, 2011.
2. García-Melendo, E. and Sánchez-Lavega, A.: A study of the stability of the jovian zonal winds from HST images: 1995-2000, *Icarus*, 152, pp. 316-330, 2001.
3. Hueso, R., Legarreta, J., García-Melendo, E., Sánchez-Lavega, A., Pérez-Hoyos, S.: The jovian anticyclone BA II. Circulation and interaction with the zonal jets, *Icarus*, 203, pp 499-515, 2009.
4. Hueso, R. et al.: The international outer planets watch atmospheres node database of giant planet images, *PSS*, 59, pp. 1152-1159, 2010.
5. Limaye, S.S.: Jupiter: New estimates of the mean zonal flow at the cloud level, *Icarus*, 65, pp. 335-352, 1986.
6. Porco, C.C. and 30 colleagues: Cassini imaging of Jupiter's atmosphere, satellites and ringd. *Science*, 299, pp. 1541-1547, 2003.
7. Sánchez-Lavega, A. et al., The impact of a large object on Jupiter in 2009 July. *ApJL*, 715, 2 L150, 2010.
8. Simon-Miller, A.A., et al., Longitudinal variation and waves in Jupiter's south equatorial wind jet. *Icarus*, 218, 817-830, 2012.

Dinámica atmosférica violenta en la tormenta gigante de Saturno del 2010

E. García-Melendo^{1,2}, R. Hueso^{3,4}, A. Sánchez-Lavega^{3,4}, J. Legarreta^{4,5}, T. del Río-Gaztelurrutia^{3,4}, S. Pérez-Hoyos^{3,4}, J. F. Sanz-Requena⁶

e-mail: egarcia@foed.org

¹Fundació Observatori Esteve Duran, Seva, España.

² Institut de Ciències de l'Espai (CSIC-IEEC), Bellaterra, España.

³ Departamento de Física Aplicada I, Escuela Técnica Superior de Ingeniería, Universidad del País Vasco UPV-EHU, Bilbao, Spain.

⁴ Unidad Asociada Grupo Ciencias Planetarias UPV/EHU-IAA(CSIC).

⁵ Departamento de Ingeniería de Sistemas y Automática, EUITI, Universidad País Vasco UPV-EHU, Bilbao, Spain.

⁶ Universidad Europea Miguel de Cervantes, Valladolid, Spain.

Las Grandes Manchas Blancas de Saturno (o Great White Spots, GWS), son tormentas a escala planetaria que se producen en Saturno de manera infrecuente: desde 1876 sólo se han observado seis de ellas^(1,2). La última gran tormenta se produjo en diciembre de 2010 e históricamente es la mejor estudiada gracias a al seguimiento continuo realizado por telescopios terrestres^(3,4) y las observaciones de la sonda Cassini en órbita alrededor de Saturno^(5,6,7). La tormenta desarrolló una enorme actividad al nivel del techo de nubes^(3,4,7), con la producción de descargas electrostáticas intensas durante varios meses, y la aparición de una extensa región de grandes dimensiones localizada en la alta estratosfera (~ 0.1mbar) donde la atmosfera del planeta se calentó unos 60K^(6,8). La fuente de todos estos fenómenos reside en la "cabeza" de la tormenta^(3,4,7,8), cuya naturaleza exploramos en este trabajo con imágenes de la sonda Cassini. Nuestro análisis revela que la cabeza de la tormenta está dominada por una dinámica violenta consistente en vientos que alcanzan los 160 ms⁻¹, organizados en un anticiclón abierto (Figura 1) con fuerte divergencia.

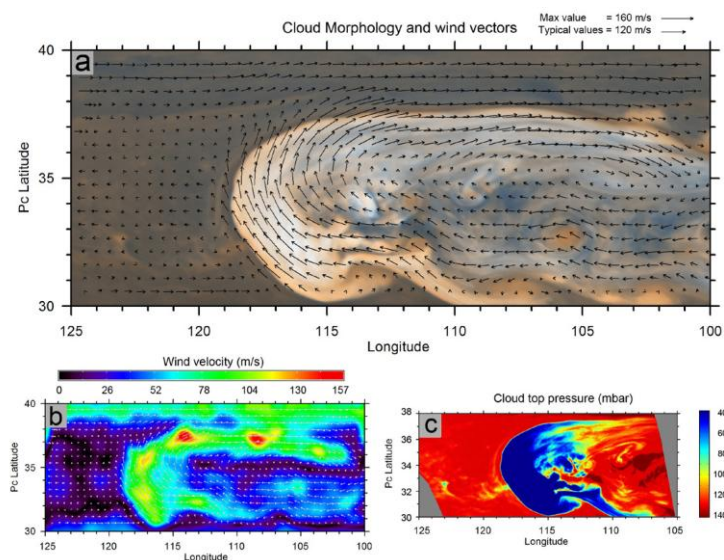


Figura 1. a) Circulación de los vientos en la cabeza de la tormenta .b) Mapa de intensidad del viento, c) Altura de las nubes de la tormenta

La cabeza de la tormenta forma un frente bien delimitado generado por la interacción de grandes cúmulos de nubes convectivas con el flujo zonal ambiente. Dichas nubes de tormenta, cuyas enclusas alcanzan el nivel de los 400 mbar, evolucionan rápidamente en cuestión de pocas horas. Las propiedades dinámicas de la cabeza de la tormenta pueden reproducirse satisfactoriamente con modelos numéricos que inyecten masa y energía de manera constante en el flujo zonal de Saturno (Figura 2). Estos resultados indican que la fenomenología compleja mostrada por la GWS no es otra cosa que la respuesta natural de la atmósfera de Saturno a una situación de convección intensa y continua inmersa en el flujo zonal.

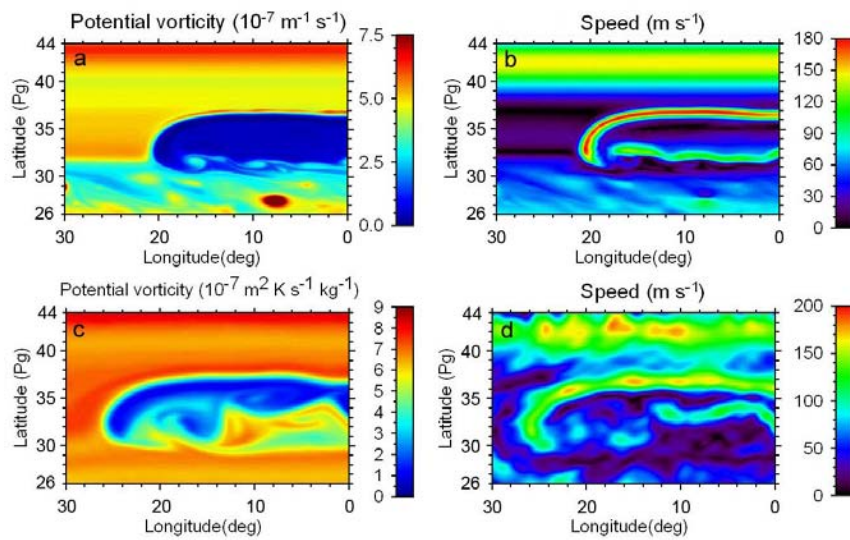


Figura 1. a) Vorticidad potencial y b) intensidad del viento según simulaciones realizadas con un modelo Shallow Water, c) y d) igual que en a) y b) pero según el modelo EPIC⁽⁹⁾

Referencias

1. Sánchez Lavega, A. Icarus, 49, 1 - 16 (1982).
2. Sánchez-Lavega, A. CHAOS 4 (2), 341-353 (1994).
3. Sánchez-Lavega, A. et al. Nature 475, 71-74 (2011).
4. Sánchez-Lavega, A. et al. Icarus 220, 561-576 (2012).
5. Fischer, G. et al. Nature 475, 75-77 (2011).
6. Fletcher L. N. et al. Science 332, 1413-1417 (2011).
7. Sayanagi, K. M., et al. Icarus, 223, 460-478 (2012).
8. Fletcher L. N. et al. Icarus, 221, 560-586 (2012).
9. Dowling, T., et al., Icarus, 132, 221-238, 1998.

Diagnóstico mediante espectroscopía y polarimetría de plasmas con N₂ producidos por eventos luminosos transitorios en atmósferas planetarias

M. Passas¹, J. Sánchez², F.C. Parra-Rojas¹, A. Luque¹, F.J. Gordillo-Vázquez¹

e-mail: passasv@iaa.es

¹ Departamento de Sistema Solar, Instituto de Astrofísica de Andalucía, IAA-CSIC

² Unidad de Desarrollo Instrumental y Tecnológico UDIT del IAA-CSIC

Los eventos luminosos transitorios o TLEs (Transient Luminous Events, por sus siglas en inglés) son emisiones ópticas debidas a descargas eléctricas que ocurren hacia arriba con respecto a la cota de nubes con carga eléctrica que existen en diferentes atmósferas planetarias. La actividad eléctrica (rayos en tormentas con fuerte aparato eléctrico) que tiene lugar bajo la capa de nubes cargadas eléctricamente es la causante de los TLEs. Los TLEs se observaron por primera vez y de manera accidental en la mesosfera terrestre en 1989 aunque fueron predichos por C.T.R. Wilson a principios del siglo XX [1].

Con el objetivo de comprender las propiedades eléctricas de las capas altas de la atmósfera terrestre, hasta la fecha se han realizado desde la Tierra estudios espectroscópicos de TLEs en el visible con una resolución espectral máxima de $R = \lambda / \Delta\lambda = 215$ ó 3 nm [2]-[4], y se ha comprobado que algunos de ellos (los más comunes) emiten entre 600 nm y 800 nm, donde se han identificado bandas del primer sistema positivo del N₂. Sin embargo, hasta la fecha, no se ha contemplado el análisis del espectro de estas emisiones ópticas con resoluciones espectrales superiores a 3 nm ni tampoco la caracterización de la posible polarización de la luz emitida por los TLEs, ni en la atmósfera terrestre ni en otras atmósferas planetarias con actividad eléctrica (Jupiter, Saturno y Venus). La posible existencia de TLEs en Venus podría incluso ser más frecuente de lo que lo es en la Tierra ya que la capa de nubes en Venus, ubicada a unos 50 km de su superficie, está más cerca de su ionosfera de lo que lo están las nubes terrestres de la ionosfera de la Tierra [5].

Nuestro grupo pretende combinar las predicciones de nuestros modelos cinéticos y electrodinámicos [6]-[12] de los plasmas de aire (N₂/O₂/CO₂/Ar) generados por los TLEs en la mesosfera terrestre con los datos recogidos sistemáticamente por un instrumento de diagnóstico espectroscópica y polarimétrica diseñado a tal efecto. Los resultados de este estudio podrían ser utilizados en futuras misiones espaciales para analizar y comprender las características físico-químicas de otras atmósferas planetarias, como la de Venus, formada por CO₂ y N₂. El análisis del espectro entre 600 nm y 800 nm podría revelar el tipo de emisiones ópticas de N₂ provocada por la posible actividad eléctrica en la atmósfera de Venus así como poder determinar algunas características importantes del plasma de CO₂/N₂ como, por ejemplo, la temperatura rotacional o las poblaciones vibracionales de diferentes estados electrónicos excitados de N₂ en Venus inducidas por la actividad eléctrica en su atmósfera.

Para ello hemos desarrollado un instrumento que nos permite estudiar simultáneamente dos aspectos de la luz que emiten los TLEs: su espectro y su polarización. GRASSP (GRAnada

Sprite Spectrograph and Polarimeter) consta de un espectrógrafo y de un polarímetro, instalados sobre sendos brazos de una montura que los mueve de manera remota y automática apuntando a las regiones del cielo donde se espera con mayor probabilidad que ocurra un TLE gracias a la consulta de la base de datos LINET, que nos indica cada minuto la posición geográfica de los últimos rayos acontecidos así como su intensidad, su polaridad y el instante de tiempo en el que se produjeron. Mediante un software de detección de TLEs se guardan únicamente las imágenes correspondientes a eventos de este tipo, que serán posteriormente procesadas y analizadas. El instrumento se ha instalado recientemente en el observatorio de Calar Alto (Almería) a 2168 m sobre el nivel del mar desde donde podemos observar la zona oeste del Mediterráneo (37°-45° N; 2°O-6°E) con una elevación desde 10° a 35° sobre la horizontal. En esta zona tiene lugar la mayor actividad de TLEs en Europa.

El espectrógrafo tiene un rango espectral libre de 110 nm (desde los 650 nm a los 760 nm) y puede trabajar en diferentes rangos espectrales (cambiando la red de difracción). Tiene una resolución media de $R = 1500$ o $\Delta\lambda = 0.45$ nm, esto es, entre 5 y 10 veces mayor que los espectrógrafos usados hasta ahora para espectroscopía de TLEs. Esta mayor resolución espectral nos permitirá estimar la temperatura rotacional (o del gas) en plasmas de aire generados por TLEs, lo cual no ha sido posible en estudios previos por la baja resolución empleada. La función instrumental de GRASSP la hemos obtenido a partir de las recomendaciones de [13].

El polarímetro consta de 6 canales de entrada con un campo de visión (FOV) de 4.5°, cubriendo un rango espectral desde los 550 nm a los 750 nm con una sensibilidad inferior al 5 %. Cada canal de entrada lleva un filtro polarizador: cuatro lineales, con un desfase de 45° entre cada dos consecutivos, y dos circulares, uno de ellos a izquierdas y el otro a derechas, de manera que podemos obtener los cuatro parámetros de Stokes con una sola imagen. La CCD del polarímetro es de 2000×2000 pixels y tiene un FOV de 15 $\mu\text{m}/\text{px}$.

Referencias

- [1] Franz, R.C. , Nemzek, R.J. and Winkler, J.R., *Science* 249, 48 (1990).
- [2] Mende, S.B., Rairden, R. L. ,Swenson, G. R. Lyons, W. A., *Geophys. Res. Lett.* 22, 2633(1995).
- [3] Hampton, D.L., Heavner, M. Wescott, E. M. and Sentman, D., *Geophys. Res. Lett.* 22, 89(1996).
- [4] Kanmae, T.T., Stenbaek-Nielsen, H.C. McHarg, M.G., *Geophys. Res. Lett.* 34, L07810 (2007).
- [5] Russell, C. T., Strangeway, R. J. Daniels, J.T.M, Zhang, T. L, Wei, H. Y., *Planetary and Space Science*, 59 (10), 965-973 (2011).
- [6] Gordillo-Vázquez F.J., *Journal of Physics D: Applied Physics* 41, 234016 (2008).
- [7] Luque, A. and Gordillo-Vázquez, F.J., *J. Geophys. Res.: Space Physics*, 116, A02306, (2011).
- [8] Luque, A. and Gordillo-Vázquez, F.J., *Geophys. Res. Lett.* 38, L04808, (2011).
- [9] Gordillo-Vázquez, F.J. , Luque, A. and Simek, M., *J. Geophysical Research: Space Physics* 116, A09319, doi: 10.1029/2011JA016652, (2011).
- [10] Gordillo-Vázquez, F.J., Luque, A. and Simek, M., *J. Geophysical Research* 117, A05329, doi: 10.1029/2012JA017516, (2012).
- [11] Gordillo-Vázquez, F.J. and Luque, A., *Geophys. Res. Lett.* 39, L16809, doi: 10.1029/2010GL044349, (2010).
- [12] Luque, A. and Gordillo-Vázquez, F.J., *Nature Geoscience* 5, 22-25 doi: 10.1038/ngeo1314, (2012).
- [13] Fantz, U., *Plasma Sources Sci. Technol.* 15, S137-S147 doi: 10.1088/0963,0252/15/4/S01, (2006).

Diagnóstico de plasmas de aire en laboratorio como banco de prueba para la obtención de la temperatura del gas en plasmas de aire generados por Eventos Luminosos Transitorios

F. J. Gordillo-Vázquez¹, F. C. Parra-Rojas¹, M. Passas¹, E. Carrasco^{2,3},
A. Luque¹, I. Tanarro² y M. Simek⁴

e-mail: vazquez@iaa.es

¹ Departamento de Sistema Solar, Instituto de Astrofísica de Andalucía (IAA - CSIC), Granada, España

² Instituto de Estructura de la Materia (IEM - CSIC), Serrano 123, 28006 Madrid, España

³ Lehrstuhl für Physikalische Chemie II, Universität Erlangen-Nürnberg, Egerlandstr. 3, D-91058, Erlangen, Alemania

⁴ Institute of Plasma Physics v.v.i., Academy of Sciences of the CR, Za Slovankou 3, 18200 Praga, República Checa

La presencia de diferentes tipos de Eventos Luminosos Transitorios (TLE por sus siglas en inglés) en la alta atmósfera terrestre podría contribuir al calentamiento local del aire circundante a los TLEs. En particular, el calentamiento del aire sería posible en diferentes capas de la atmósfera cercana a los *streamers* (filamentos de plasma) de los *sprites*¹, *jets azules* normales y gigantes², así como en la transición entre *streamers* y *leaders* que se da en la base de los *jets azules* normales y gigantes³. En consecuencia, tanto las propiedades químicas como eléctricas de la alta atmósfera terrestre podrían verse influenciadas por estas posibles regiones calientes o "hot spots" asociadas con la presencia de TLEs.

Dependiendo de la altura, las especies responsables de las emisiones ópticas de los TLEs pueden cambiar entre ser mayoritariamente especies neutras excitadas como $N_2(B^3\Pi_g)$ y $N_2(C^3\Pi_u)$ a las mayores alturas (entre 55 km y hasta 85 km) a ser una mezcla de emisiones ópticas procedentes de especies neutras excitadas (principalmente $N_2(C^3\Pi_u)$) e iones excitados (principalmente $N_2^+(B^2\Sigma^+_u)$).

En esta contribución, estudiamos tres métodos diferentes que nos permiten determinar la temperatura del gas mediante técnicas espectroscópicas en plasmas de aire generados en el laboratorio a presiones comprendidas entre 0.1 mbar (equivalente a unos 70 km de altura) y 2 mbar (equivalente a unos 45 km de altura) usando (a) la banda rotacional R ($\Delta J = +1$) de la transición vibracional ($v' = 0$, $v'' = 0$) del primer sistema negativo del $N_2^+(B^2\Sigma^+_u)$ cuando la resolución espectral del espectrómetro es suficientemente elevada como para resolver la estructura rotacional (este es el llamado método de "Boltzmann plot")⁴, (b) un método propuesto por M. Simek en 1995 basado en el análisis de diferentes picos de intensidades que aparecen en transiciones vibracionales entre niveles bajos⁵, en particular en las transiciones (3,0), (2,0), (1,0) y (0,0) del primer sistema positivo del N_2 ó N_2 1PG que pueden ser resueltas con resoluciones espectrales medias (0.1 nm - 0.5 nm) y finalmente con (c) un método basado en el ajuste numérico de un espectro sintético al espectro observado (medido) de la envolvente de las bandas (v' , v'') seleccionadas del primer sistema positivo del N_2 . Para implementar este método hemos desarrollado un programa para generar el espectro sintético del primer sistema positivo del N_2 .

Los espectros obtenidos en el laboratorio también se han usado para probar el instrumento que hemos llamado GRANada Sprite Spectrograph and Polarimeter (GRASSP) y que hemos desarrollado en nuestro grupo (www.trappa.es) del IAA - CSIC para comenzar a realizar campañas espectroscópicas de TLEs en España como soporte a la misión Atmospheric Space Interaction Monitor (ASIM) de la ESA que se lanzará en 2015. La resolución espectral de GRASSP es de 0.45 nm y cubre el rango espectral entre 650 nm y 760 nm.

Las investigaciones que hemos llevado a cabo en plasmas de aire generados en el laboratorio en condiciones de presión similar a las de alta atmósfera terrestre son de gran utilidad para probar diferentes métodos de diagnóstico espectral para obtener la temperatura del gas.

Algunos de estos métodos espectrales serán usados por GRASSP durante las campañas espectroscópicas de TLEs que se prevee comiencen en el verano de 2013. Además, los plasmas de aire generados en el laboratorio también han sido utilizados para determinar algunas propiedades de las especies emisoras (N_2) como la función de distribución vibracional de $N_2(B^3\Pi_g)$ cuyos valores han resultado ser parecidos a los obtenidos en los plasmas de aire generados por algunos TLEs (*sprites* y *halos*). Todo esto hace de los plasmas de aire generados mediante descargas DC en el laboratorio un buen banco de prueba para estudiar en el laboratorio algunas características espectroscópicas de los TLEs.

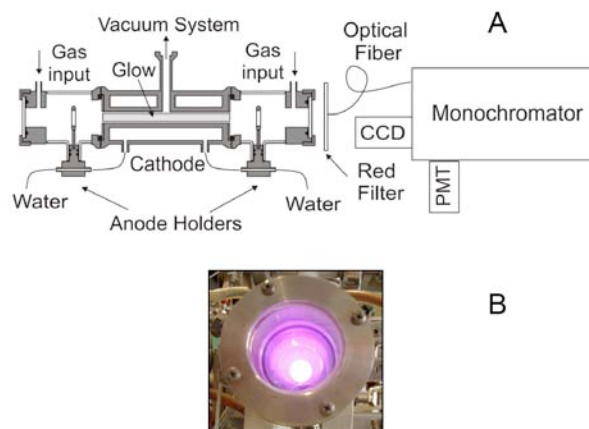


Figura 1. Set up experimental (A) de la descarga DC de cátodo hueco en aire usada para la diagnosis espectroscópica y (B) una imagen del plasma de aire generado donde una emisión rosa más intensa se aprecia en el centro de la descarga.

Referencias

1. V. P. Pasko, U. S. Inan, T. F. Bell, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 2123, doi:10.1029/98GL01242 (1998).
2. E. M. Wescott, D. D. Sentman, H. C. Stenbaek-Nielsen, P. Huet, M. J. Heavner, D. R. Moudry, *J. Geophys. Res.*, **106**, 21, 549, doi:10.1029/2000JA000429 (2001).
3. J. A. Rioussel, V. P. Pasko, A. Bourdon, *J. Geophys. Res.*, **115**, A12321 (2010).
4. G. Herzberg, "*Molecular Spectra and Molecular Structure I. Spectra of Diatomic Molecules*", Van Nostrand Reinhold Co., New York, USA, 1950.
5. M. Simek, S. DeBenedictis, *Plasma Chem. Plasma Proc.*, **15**, 451-463 (1995).

Impacto electroquímico de rayos en la mesosfera terrestre y su posible extensión a otras atmósferas planetarias con actividad eléctrica

F.C. Parra-Rojas¹, A. Luque¹, y F.J. Gordillo-Vázquez¹

e-mail: fpr@iaa.es

¹ Departamento del Sistema Solar, Instituto de Astrofísica de Andalucía IAA-CSIC, Granada, España

Los Eventos Luminosos Transitorios (TLE por sus siglas en inglés) son enormes destellos de luz que se producen entre la baja estratosfera (justo por encima de la capa de nubes) y la baja ionosfera. Su existencia no fue descubierta hasta 1989⁽¹⁾. Los Sprite Halos son destellos de color rojizo con forma aplanada que suelen aparecer entre 75 km y 85 km de altitud, asociados con descargas eléctricas nube-tierra (CG) positivas y negativas, y con diámetros de hasta 100 km y una anchura vertical de hasta a 10 km de altitud⁽²⁾. Es sabido que los rayos afectan a la densidad de electrones y por lo tanto a la conductividad en la mesosfera e ionosfera⁽³⁾. Hasta la fecha, se han propuesto varios modelos para estudiar la influencia de las tormentas en el equilibrio químico y eléctrico de la mesosfera. En particular, es sabido que los impulsos electromagnéticos (EMP) provocados por un rayo afectan a la densidad electrónica local en la baja ionosfera⁽⁴⁾. En el estudio presentado aquí, nuestro objetivo no es sólo cuantificar la influencia del campo eléctrico mesosférico generado por descargas eléctricas CG en la densidad ambiental de electrones sino también analizar la dependencia con la altura y la evolución en el tiempo de las concentraciones de algunas de las principales especies químicas atmosféricas bajo la acción del campo eléctrico.

La actividad eléctrica asociada a tormentas no es patrimonio de nuestro planeta, habiéndose detectado rayos en las atmósferas de Júpiter y Saturno por las sondas Voyager en 1979⁽⁵⁾ y Cassini en 2009⁽⁶⁾ respectivamente, así como en la atmósfera de Venus⁽⁷⁾ de forma indirecta. Conocer el impacto de rayos en la mesosfera terrestre nos puede ayudar a comprender mejor la electroquímica de TLEs en las atmósferas de otros planetas con actividad eléctrica.

El modelo cinético utilizado en este estudio es una extensión del modelo de Gordillo-Vázquez de 2008⁽⁸⁾ y 2010⁽⁹⁾, pero donde ahora utilizamos 97 especies químicas y más de 800 procesos químicos. El modelo resuelve la ecuación de balance estadístico acoplada con la ecuación de transporte de Boltzmann para los electrones libres del plasma. También implementamos el efecto de descargas \pm CG en un rango de alturas entre 50 km y 87 km suponiendo una forma triangular para los momentos de corriente (asociados a los rayos de la troposfera) con diferentes valores máximos. Nuestro modelo calcula el campo eléctrico en la mesosfera asociado a descargas eléctricas en la troposfera, resolviendo de forma autoconsistente las ecuaciones anteriormente mencionadas junto con la ecuación⁽¹⁰⁾

$$\epsilon_0 \frac{dE}{dt} = -\sigma E + J_T(t), \quad (1)$$

donde σ es la conductividad eléctrica y $J_T(t)$ es la corriente total.

A grandes altitudes y para todos los casos de descargas +CG estudiadas y en los casos de descargas -CG con picos de momento de corriente de 200 kAkm, el campo eléctrico reducido (E/N) alcanza valores cercanos al campo eléctrico de ruptura del aire (120 Td). Sin embargo, solo para descargas +CG, el modelo predice valores de E/N cercanos al umbral de ruptura a alturas relativamente bajas debido a la alta concentración de electrones generados

en la etapa de corriente continua (20 kAkm). Estas densidades de electrones alcanzan valores superiores a 10 cm^{-3} persistiendo en el tiempo debido a la gran dependencia con el campo eléctrico reducido del proceso de desprendimiento asociativo (*associative detachment*) del O por N₂ ($\text{O} + \text{N}_2 \rightarrow \text{N}_2\text{O} + \text{e}$) que libera electrones (ver Figura 1).

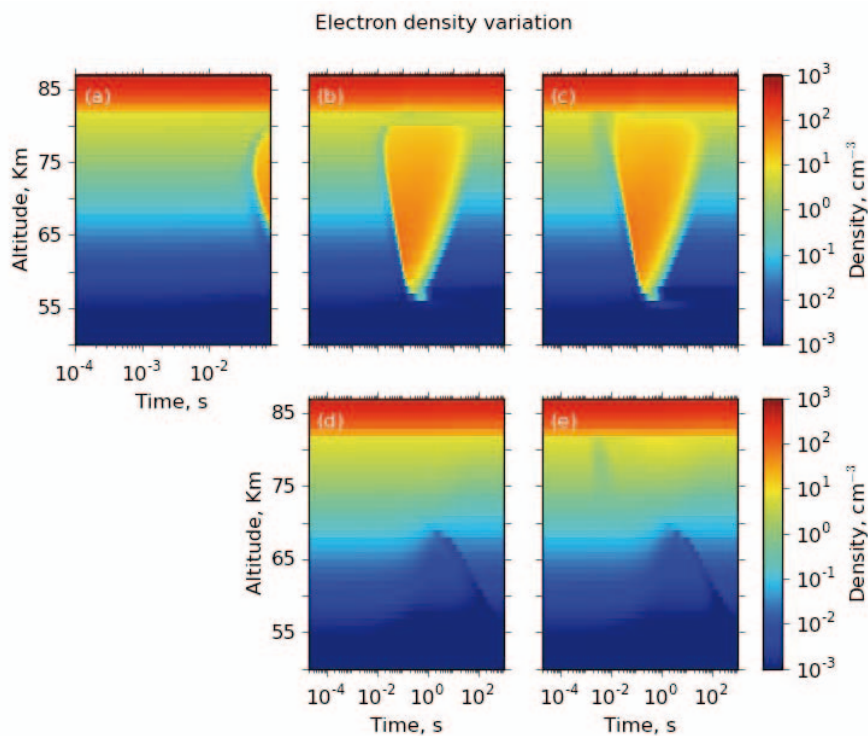


Figura 1: Evolución en tiempo y dependencia con la altura de la densidad de electrones debida a descargas CG con (a) un momento de corriente medido⁽¹¹⁾, (b) 100 kAkm de pico de momento de corriente con 20 kAkm de momento de corriente continua, (c) 200 kAkm de pico de momento de corriente con 20 kAkm de momento de corriente continua, (d) 100 kAkm de pico de momento de corriente y (e) 200 kAkm de pico de momento de corriente. En los casos (d) y (e) la corriente continua es cero. En los casos (a), (b) y (c) la corriente continua dura 20 ms (a) y 100 ms ((b) y (c)), respectivamente.

Referencias

1. R.C. Franz et al., Science 249, 48 (1990).
2. C.P. Barrington-Leigh et al., J. Geophys. Res. 106, 1741 (2001).
3. X.M. Shao et al., Nat. Geoscience 6, 29 (2013).
4. Y.N. Taranenko et al., Geophys. Res. Lett. 20, 1539 (1993).
5. W.J. Borucki and J.A. Magalhaes, Icarus 96, 1 (1992).
6. U.A. Dyudina et al., J. Geophys. Res. 37, L09205 (2010).
7. C.T. Russel et al., Nature 450, 661 (2007).
8. F.J. Gordillo-Vázquez, J. Phys. App. D 41(23), 234 (2008).
9. F.J. Gordillo-Vázquez, J. Geophys. Res. 115, A00E25 (2010).
10. A. Luque, F.J. Gordillo-Vázquez, Nat. Geoscience 5, 22-25 (2012).
11. W.R. Gamerota et al., J. Geophys. Res. 116, A02317 (2011).

Impacto de las tormentas eléctricas sobre la baja ionosfera de Saturno y posible generación de Eventos Luminosos Transitorios.

A. Luque¹, D. Dubrovin², y F. J. Gordillo-Vázquez¹

e-mail: aluque@iaa.es

¹ Departamento de Sistema Solar, Instituto de Astrofísica de Andalucía, Granada, España

² Universidad de Tel-Aviv, Israel

Las observaciones de radio [1] y, más recientemente, las imágenes ópticas de la nave espacial Cassini [2] han establecido claramente la existencia de tormentas eléctricas en Saturno y constreñido el posible rango de alturas y la energía total disipada por las descargas atmosféricas. Basándonos en estas observaciones, hemos investigado los efectos físicos que producen los rayos de estas tormentas en las capas superiores de la atmósfera de Saturno.

Primero analizamos la relevancia del perfil de conductividad de la ionosfera inferior de Saturno y cómo el tiempo de relajación de Maxwell limita la amplitud y la duración de los campos eléctricos reducidos. Con este fin, hemos implementado un modelo simple de dimensión cero [3] que sólo considera las reacciones de ionización más relevantes. Hemos aplicado este modelo a dos perfiles de conductividad propuestos en la literatura [4, 5] y a una gama de amplitudes y duraciones posibles de la descarga del rayo.

A continuación, investigamos la posibilidad de que la ionización inducida por un rayo genere un campo local suficientemente intenso como para iniciar descargas filamentosas de tipo *sprite*. Un *sprite* contiene campos localizados pero muy intensos, lo que posiblemente resulta en emisiones ópticas detectables [6]. Hemos modelado el posible inicio de un *sprite* con un código numérico de transporte, auto-consistente y de simetría cilíndrica [7].

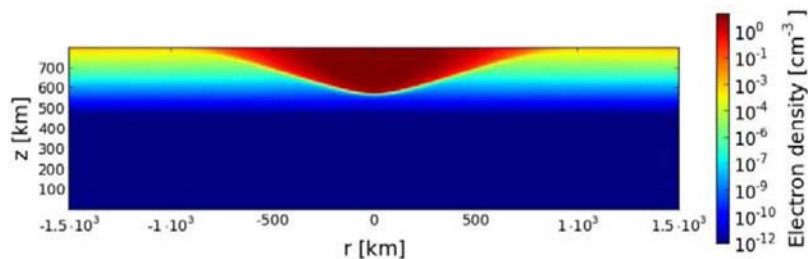


Figura 1. Aumento de la densidad de electrones en la baja ionosfera de Saturno debido a una descarga eléctrica en la atmósfera inferior de acuerdo a un modelo auto-consistente. En este caso hemos asumido que la descarga eléctrica causante se encuentra a unos 160 km por debajo de la altura de 1 bar, tomada como referencia para la escala vertical.

Finalmente, también hemos analizado el impacto que los campos eléctricos inducidos por un rayo tienen sobre la composición química de la alta atmósfera de Saturno. Para ello utilizamos un modelo cinético en el que hemos implementado las reacciones más importantes iniciadas por electrones energéticos en una atmósfera de H₂/He. Con este modelo estudiamos cuáles son las especies más afectadas por la descarga eléctrica y cuál es la composición espectroscópica de una eventual descarga en la alta atmósfera de Saturno.

Referencias

- [1] G. Fischer, M.D. Desch, P. Zarka, M.L. Kaiser, D.A. Gurnett, W.S. Kurth, W. Macher, H.O. Rucker, A. Lecacheux, W.M. Farrell, et al., Saturn lightning recorded by cassini/rpws in 2004. *Icarus*, 183(1):135, 2006.
- [2] U.A. Dyudina, A.P. Ingersoll, S.P. Ewald, C.C. Porco, G. Fischer, W.S. Kurth, and R.A. West, Detection of visible lightning on saturn. *Geophys. Res. Lett.*, 37:L09205, 2010.
- [3] A. Luque and F.J. Gordillo-Vázquez, Mesospheric electric breakdown and delayed sprite ignition caused by electron detachment. *Nature Geoscience*, 5:22, 2011.
- [4] L.E. Moore, M. Mendillo, I.C.F. Müller-Wodarg, and D.L. Murr. Modeling of global variations and ring shadowing in saturn's ionosphere, *Icarus*, 172(2): 503-520, 2004.
- [5] M. Galand, L. Moore, B. Charnay, I. Mueller-Wodarg, and M. Mendillo. Solar primary and secondary ionization at Saturn, *J. Geophys. Res.*, 114(A6): A06313, 2009.
- [6] D. Dubrovin, S. Nijdam, E. M. van Veldhuizen, U. Ebert, Y. Yair, and C. Price, Sprite discharges on venus and jupiter-like planets: A laboratory investigation. *J. Geophys. Res.*, 115:A00E34, 2010.
- [7] A. Luque and U. Ebert, Emergence of sprite streamers from screening-ionization waves in the lower ionosphere, *Nature Geoscience* 2, 757-760, 2009

CUERPOS MENORES 2

Reproduciendo la estructura interna de asteroides y cometas

R. A. Alemán^{1,2}, A. Campo Bagatin^{1,2,3}, y D. C. Richardson⁴

e-mail: raalbe.autor@gmail.com, acb@swri.boulder.edu

¹ Departamento de Física, Ingeniería de Sistemas y Teoría de la Señal, Universidad Alicante, E

² Instituto Universitario de Física Aplicada a las Ciencias y la Tecnología, Universidad Alicante, E

³ Southwest Research Institute, Boulder (CO), U.S.A.

⁴ Department of Astronomy, University of Maryland, U.S.A.

La estructura interna de asteroides y cometas es fundamentalmente desconocida por la dificultad de sondear sus interiores, incluso por medio de misiones espaciales. Las mediciones realizadas por sondas interplanetarias (NEAR, Hayabusa) y las observaciones de sistemas de asteroides binarios nos permiten estimar la masa de algunos asteroides y, a partir de sus dimensiones y de los modelos de forma, es posible deducir sus densidades globales. Estas estimaciones arrojan valores más bajos de los valores correspondientes a las densidades típicas de los meteoritos con composición análoga a la deducida para estos objetos por medio de observaciones espectroscópicas. Análogas consideraciones, pero todavía con mayor imprecisión, se pueden hacer para los cometas. La interpretación de estas estimaciones es que parte del volumen en el interior de cualquiera de estos objetos esté ocupado por los huecos existentes entre los diferentes fragmentos que forman su estructura global, y que lo caracterizan como agregado gravitacional (también “rubble-pile”, en la jerga anglofona). Con este término se entiende un cuerpo formado por la reacumulación, debida a su propia gravedad, de parte de los fragmentos resultantes de una colisión catastrófica. Simulaciones numéricas de la evolución colisional del cinturón de asteroide confirman que la mayoría de asteroides de tamaño entre pocos centenares de metros y 100 km deberían poseer ese tipo de estructuras [1].

En este trabajo se pretende reproducir la estructura interna de algunos de los asteroides con características físicas (masa, tamaño, rotación) mejor conocidas, por medio de simulaciones numéricas a partir de fragmentos de formas irregulares. Las simulaciones se implementan utilizando un programa de tratamiento del problema de N-cuerpos (PKDGRAV), incluyendo las colisiones parcialmente inelásticas. Los elementos básicos del programa son esferas rígidas que se conforman en estructuras irregulares, imponiendo que sus distancias mutuas no cambien y formando así sólidos rígidos. Utilizando un número arbitrario de estos elementos y dejando que interactúen bajo su propia gravedad, se consigue formar estructuras aleatorias que simulan agregados gravitacionales. Variando la densidad de cada elemento (o fragmento), se persigue conseguir agregados cuyas masas volúmenes y densidades globales coincidan con las de asteroides observados. De esta forma es posible extrapolar la densidad de los componentes (fragmentos) de cada objeto y relacionarlo con composiciones conocidas de meteoritos. Esto permite asociar composiciones y clases meteoríticas a los objetos observados.

Referencias

1. D.T. Britt et al., in Asteroids III. (UPS), 485 500 (2002)
2. A. Campo Bagatin et al.. Icarus 149, 198 209 (2001).

Centauros vistos por Herschel

R. Duffard¹, E. Vilenius², N. Pinilla-Alonso³, Th. Mueller², J.L. Ortiz¹, S. Fornasier⁴, M. Mommert⁵, P. Santos-Sanz¹, A. Pal⁶, C. Kiss⁶, M. Mueller⁷, J. Stansberry⁸, E. Lellouch⁴, A. Delsanti⁹.

e-mail: duffard@iaa.es

¹ Instituto de Astrofísica de Andalucía - CSIC, España

² Max-Planck-Institut für extraterrestrische Physik, Giessenbachstr., 85748 Garching, Germany.

³ Planetary department, University of Tennessee, USA.

⁴ LESIA-Observatoire de Paris, CNRS, UPMC Univ. Paris 6, Univ. Paris-Diderot, 5 place J. Janssen, 92195 Meudon Cedex, France

⁵ Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V., Institute of Planetary Research, Rutherfordstr. 2, 12489 Berlin, Germany

⁶ Konkoly Observatory of the Hungarian Academy of Sciences, 1525 Budapest, PO Box 67, Hungary

⁷ SRON, Netherlands Institute for Space Research, Low Energy Astrophysics, Groningen, Netherlands.

⁸ Stewart Observatory, The University of Arizona, Tucson AZ 85721, USA.

⁹ Laboratoire d'Astrophysique de Marseille, CNRS & Université de Provence, 38 rue Frédéric Joliot-Curie, 13388 Marseille Cedex 13, France

Se observó una muestra de 18 Centauros como parte de el programa clave del Telescopio Espacial Herschel "TNOs are Cool", principalmente entre Marzo, 2010 a Junio, 2011 usando el instrumento PACS entre las longitudes de onda 60 - 150 μm . Los centauros Chiron y Chariklo también fueron observados a 250, 350 y 500 μm .

El principal objetivo de este trabajo es obtener los diámetros y albedos para esta muestra de centauros. A partir de los flujos térmicos obtenidos se aplicó un modelo para ajustar tanto los 3 puntos observados por PACS o los 5 puntos en el caso de los dos centauros mencionados.

En este trabajo presentamos estos resultados para esta muestra de 18 centauros adicionando los centauros observados por el telescopio Spitzer, sumando un total de 24 centauros. Por otro lado, también incluimos una muestra de Scattered Disk Objects (SDOs). Buscamos en las diferentes muestras por correlaciones entre parámetros físicos y dinámicos. En este trabajo presentamos los resultados de esta búsqueda.

Curvas de luz térmicas de objetos transneptunianos y centauros con el observatorio espacial Herschel

P. Santos-Sanz^{1,2}, Th.G. Müller³, E. Lellouch², J.L. Ortiz¹, R. Duffard¹, E. Vilenius², Cs. Kiss⁴, S. Fornasier², A.Thirouin¹, J. Stansberry⁵ y el equipo de “TNOs are Cool”^(*)

e-mail: psantos@iaa.es

¹ Instituto de Astrofísica de Andalucía-CSIC, Glorieta de la Astronomía s/n, 18008-Granada

² LESIA-Observatoire de Paris, CNRS, UPMC Univ. Paris 6, Univ. Paris-Diderot, 92195 Meudon Cedex, France

³ Max-Planck-Institut für extraterrestrische Physik (MPE), Garching, Germany

⁴ Konkoly Observatory of the Hungarian Academy of Sciences, Budapest, Hungary

⁵ University of Arizona, Tucson, USA

“TNOs are Cool”^(1,2) es un programa “clave” del observatorio espacial Herschel (ESA-NASA) con el que se han observado, durante casi 400 horas, 130 objetos transneptunianos (TNOs) y centauros -incluyendo los planetas enanos Plutón, Eris, Haumea⁽³⁾ y Makemake⁽⁴⁾-, y 2 satélites de los planetas exteriores (Phoebe y Sycorax). Todos estos objetos han sido observados en 3 longitudes de onda (70, 100 y 160 μm) con el instrumento PACS a bordo de Herschel, y 11 de ellos han sido observados también con el instrumento SPIRE en longitudes de onda más largas (250, 350 y 500 μm). El objetivo principal de este programa de observación es estimar los diámetros, albedos y otras propiedades físicas, como la inercia térmica, densidad (para los binarios), porosidad, etc, de una población significativa de estos objetos.

Dentro del programa de observación se han buscado las curvas de luz térmicas de Varuna, Haumea, 2003 VS₂, y 2003 AZ₈₄. Plutón y el centauro Quirón han sido también observados con Herschel a la búsqueda de sus curvas de luz térmicas pero fuera de este programa de observación. Todas estas curvas de luz térmicas han sido observadas con PACS, excepto la de Plutón que también fue observada con SPIRE. Las curvas térmicas son claramente detectadas para Varuna⁽⁵⁾, Haumea⁽³⁾ y Plutón⁽⁶⁾. En el caso de Quirón la detección es marginal, y no se detectan para 2003 VS₂, y 2003 AZ₈₄⁽⁷⁾. La utilización de modelos térmicos y termofísicos, conjuntamente con las curvas de luz térmicas y ópticas, nos permiten estimar las inercias térmicas de estos objetos y derivar alguna propiedad superficial -y por supuesto estimar diámetros y albedos-. Para Varuna y Haumea se observa una clara correlación entre las curvas de luz óptica y térmica, lo que indica una curva de luz debida fundamentalmente a la forma elongada del objeto^(3,5,7). En el caso de Haumea⁽⁷⁾ también se detecta en la curva de luz térmica el posible efecto de la mancha oscura superficial observada en la curva de luz óptica⁽⁸⁾, pero que no había sido detectada en el infrarrojo lejano con las primeras observaciones de Herschel⁽³⁾. Para el caso de Plutón se observa una anti-correlación entre las curvas de luz óptica y térmica, lo que supone que estas curvas de luz son debidas fundamentalmente a terrenos de diferente albedo en la superficie de Plutón⁽⁶⁾. Para 2003 VS₂, y 2003 AZ₈₄, para los que la curva de luz térmica no es detectada, se ha aplicado un modelo térmico estándar (NEATM⁽⁹⁾-hybrid-STM^(2,10)) para obtener los diámetros y albedos de estos TNOs.

Referencias

1. Müller, T. G., Lellouch, E., Bönhardt, H., et al. 2009, *Earth Moon and Planets*, 105, 209
2. Müller, T. G., Lellouch, E., Stansberry, J., et al. 2010, *A&A*, 518, L146
3. Lellouch, E., Kiss, C., Santos-Sanz, P., et al. 2010, *A&A*, 518, L147
4. Lim, T. L., Stansberry, J., Müller, T. G., et al. 2010, *A&A*, 518, L148
5. Santos-Sanz, P., Kiss, C., Lellouch, E., et al. 2011, *EPSC-DPS Joint Meeting 2011*, 1099
6. Lellouch, E., Santos-Sanz, P., Fornasier S., et al. 2013, invited talk to be presented in *The Pluto System on the Eve of Exploration with New Horizons* conference, Laurel, Maryland, July 22-26, 2013
7. Santos-Sanz, P., Lacerda, P., Lellouch, E., et al. 2013, in preparation.
8. Lacerda, P., Jewitt, D., & Peixinho, N. 2008, *AJ*, 135, 1749
9. Harris, A. W. 1998, *Icarus*, 131, 291
10. Stansberry, J., Grundy, W., Brown, M., et al. 2008, *The Solar System Beyond Neptune*, 161

Algunos resultados de ocultaciones estelares por objetos transneptunianos y perspectivas futuras

J. L. Ortiz¹, R. Duffard¹, N. Morales¹, A. Thirouin¹, P. Santos Sanz¹

e-mail: ortiz@iaa.es

¹ Instituto de Astrofísica de Andalucía, CSIC, Granada, España

Las ocultaciones estelares nos permiten obtener con una gran precisión la forma, el tamaño, el albedo y otras propiedades muy importantes de los objetos que las causan. Incluso nos dan información sobre la presencia o no de atmósferas. Esta técnica es quizá la más potente para estudiar cuerpos del sistema solar inmediatamente detrás de los estudios in-situ o los sobrevuelos de las misiones espaciales. Lamentablemente, las posiciones de los objetos transneptunianos y las de la mayoría de las estrellas no se conocen con mejor precisión que los minúsculos diámetros angulares de los objetos transneptunianos. Por esta razón, predecir y observar ocultaciones de este tipo es extraordinariamente difícil. Hasta hace apenas 3 años jamás se había observado una ocultación estelar causada por objetos transneptunianos (a excepción de ocultaciones por Plutón y su satélite Caronte). En la actualidad y gracias en gran medida a una metodología muy tediosa especialmente desarrollada para este fin, así como a una gran colaboración internacional, hemos conseguido detectar una docena de eventos, en la mayoría de los cuales la contribución de nuestro grupo ha sido esencial. En este trabajo se presenta un resumen de los resultados obtenidos por nuestro grupo, así como algunos aspectos especialmente interesantes. La combinación de diversas técnicas observacionales con los resultados obtenidos mediante ocultación estelar puede brindarnos un conocimiento bastante ampliado de aspectos que no son fáciles de estudiar y puede dar resultados muy novedosos en cuanto a algunas propiedades superficiales de estos objetos. En particular, la combinación de resultados de ocultaciones estelares con fotometría de series temporales y datos térmicos obtenidos por la misión espacial Herschel puede ser especialmente relevante. Por otro lado, la misión espacial Gaia y otros desarrollos tecnológicos futuros nos van a permitir generalizar estos estudios a un gran número de objetos y de una manera mucho más simple que en la actualidad.

MISIONES ESPACIALES

Mission to the Uranian System (MUSE): Unveiling the evolution and formation of icy giants

M. Costa¹, T. Bocanegra², C. Bracken³, D. Dirkx², I. Gerth², K. Konstantinidis⁴, C. Labrianidis⁵, M. Laneuville⁶, A. Luntzer⁷, J. MacArthur⁸, A. Maier⁹, A. Morschhauser¹⁰, T. Nordheim⁸, R. Sallantin¹⁰, R. Tlustos⁷.

e-mail: marc.costa@sciops.esa.int

¹ISDEFE/ESA European Space Astronomy Center (ESAC), Spain.

²TU Delft, The Netherlands.

³NUI Maynooth, Ireland.

⁴UniBW Munich, Germany.

⁵Tesat-Spacecom GmbH, Germany.

⁶IGP Paris, France.

⁷Uni Vienna, Austria.

⁸UCL London, UK.

⁹DLR Berlin, Germany.

¹⁰CNES Toulouse, France.

The planet Uranus is one of two ice giants in the solar system, both of which have only been visited only once by the Voyager 2 spacecraft. Therefore, a dedicated mission to an ice giant is crucial to deepen our knowledge of the formation, evolution and current characteristics of such a planet and its system. We present the science objectives, architecture rationale and system design for a mission to the Uranian system.

We conducted a detailed study on how to best fulfill the primary science goal, namely: to investigate Uranus and its system as an archetype for ice giants. To this end, we formulated specific science questions leading to measurement requirements and, finally, instrument requirements and suitable instruments.

The primary science questions relate to investigating Uranus' deep interior and outer layers as these are directly related to the primary science goal. Additionally, investigations of the moons, rings and the magnetosphere will provide complementary observations of the Uranian system specifically and icy giants in general.

A trade-off between several mission architectures was performed, such as an orbiter with an atmospheric entry probe and a flyby mission. In this process, the relative importance of the science questions, the capabilities of each concept to carry a certain payload and its capability to answer the science questions in the given architecture were traded off. Similarly, the feasibility of each concept from an engineering point-of-view was assessed, taking into account matters such as complexity, cost and risk. The results are presented as a function of relative engineering and science score weights, providing an envelope of optimal mission selections over a range of mission scenarios. We conclude that a Uranus orbiter with a single entry probe and an extended moon tour fulfills the primary science goal in an optimal manner.

The chosen mission scenario is based on a launch date in 2026 on an Ariane 5 ECA launcher and arrival at Uranus in 2044 using conventional highthrust systems. The first two years of the mission are dedicated to observations of Uranus. In this phase, the periapsis is very close to Uranus and the apoapsis is outside the bow shock, specifically for performing magnetospheric studies. Subsequently, the periapsis is raised allowing for a nominal nine flybys for each of Uranus' largest moons. Dry mass in Uranus orbit is 2052 kg taking into account both system and subsystem margins. The probe's mass (350 kg), however, is not included. The spacecraft will be powered by four ASRGs which are currently under development. A set of batteries is included, capable of covering the loss of one ASRG through the peak power phase. It will have ~100 Gbit data storage capacity for optimizing the science return through careful selection of transmitted data. Data transmission is performed by a 3.5 m high gain antenna transmitting in X-band for communications and Ka-band for tracking. Possibilities exist for mission extension at the final orbit, which crosses the orbit of the moon Oberon, to extend even further the science return about this ice giant from this mission.

The Austrian Space Agency in collaboration with ESA holds a 2-week summer school every year for graduate students and young professionals to design a mission of their choice within that year's theme in Alpbach, Austria. This paper presents the outcome of the 2012 edition, with the theme 'Exploration of the giant planets and their systems'.

References

1. Alibert, Y., Mordasini, C., Benz, W., & Winisdoerffer, C. (2005). Models of giant planet formation with migration and disc evolution. *Astronomy and Astrophysics*, 434, 343–353.
2. Arridge, C., Agnor, C., André, N., Baines, K., Fletcher, L., Gautier, D., Hofstadter, M., Jones, G., Lamy, L., Langevin, Y., et al. (2012). Uranus pathfinder: exploring the origins and evolution of ice giant planets. *Experimental Astronomy*, 33(2), 753–791.
3. Bodenheimer, P., & Lin, D. (2002). Implications of extrasolar planets for understanding planet formation. *Ann. Rev. Earth. Planet Sci.*, 30, 113–148.
4. Boss, A. (2002). Formation of gas and ice giant planets. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 202, 513–523. Committee on the Planetary Science Decadal Survey (2012). *Vision and Voyages for Planetary Science in the Decade 2013-2022*. National Academies Press.
5. Hussmann, H., Sohl, F., & Spohn, T. (2006). Subsurface oceans and deep interiors of medium-sized outer planet satellites and large trans-neptunian objects. *Icarus*, 185(1), 258–273.
6. Levison, H., & Stewart, G. (2001). Remarks on modeling the formation of Uranus and Neptune. *Icarus*, 153, 224–228.
7. Mayer, L., Quinn, T., Wadsley, J., & Stadel, J. (2002). Formation of giant planets by fragmentation of protoplanetary disks. *Science*, 298, 1756–1759.
8. Miner, E. D. (Ed.) (1990). *Uranus: The planet, Rings and Satellites*. Series in Astronomy. Ellis Horwood Library of Space Science and Space Technology.
9. SRE-PA & D-TEC staff (2011). *Margin philosophy for science assessment studies*. Tech. rep., European Space Agency (ESA).
10. Stevenson, D. (2004). Formation of giant planets. *AIP Conference Proceedings*, 173, 133–141.
11. Strange, N., & Longuski, J. (2002). Graphical method for gravity-assist trajectory design. *Journal of Spacecraft and Rockets*, 39(1), 9–16.

OBSERVACIÓN DE ECLIPSES DE FOBOS PARA LA DETERMINACIÓN DE LAS COORDENADAS DE AMARTIZAJE DE LAS SONDAS METNET

G. Barderas¹ y P. Romero¹

e-mail: gonzalobm@mat.ucm.es

¹S.D. Astronomía y Geodesia, Facultad de Matemáticas, Universidad Complutense de Madrid, España.

MetNet es un nuevo concepto de misión científica para estudios atmosféricos sobre Marte iniciado y definido por el Instituto Meteorológico Finlandés cuyo objetivo consiste en desplegar una red de sondas sobre la superficie de Marte con el objetivo de obtener medidas in situ de diferentes parámetros atmosféricos. La primera de estas sondas, Mars MetNet Precursor Mission (MMPM), está prevista para la ventana de lanzamiento de 2014⁽¹⁾.

En este trabajo presentamos un método para la determinación de las coordenadas de amartizaje de estas sondas basado en la detección de la sombra generada por Fobos, el mayor de los satélites de Marte, sobre el propio planeta. La determinación de estas coordenadas es un objetivo importante tanto desde el punto de vista científico, para la caracterización in situ de los parámetros atmosféricos observados, como desde el punto de vista de la ingeniería de la misión, ya que permitirá analizar la trayectoria *entry—descent—landing* (EDL) a través de la atmósfera marciana y caracterizar, por tanto, perfiles verticales atmosféricos.

Para esta determinación de coordenadas se requiere de un modelo de predicción de eclipses para un observador cuya posición sea conocida sobre el planeta. El modelo ^(2,3) se ha contrastado con las observaciones disponibles de estos eventos desde la superficie de Marte realizadas por los MERS ⁽⁴⁾ y el MOLA ⁽⁵⁾; analizándose los parámetros que relacionan los sistemas de referencia Tierra–Marte ⁽⁶⁾.

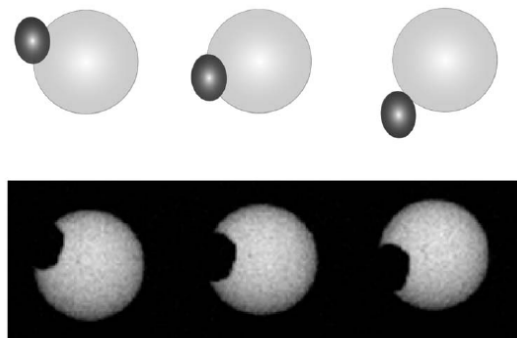


Figura 1. Comparación de tres imágenes simuladas del tránsito de Fobos del día 17 de septiembre de 2012 (Sol 42) y de las imágenes tomadas por la MastCam de la MSL

Las diferencias medias obtenidas entre predicciones y observaciones han sido inferiores a un segundo. La planificación de la observación de estos eclipses requiere, además, un modelo para el movimiento, forma y tamaño de la sombra de Fobos sobre Marte. La metodología diseñada se ha aplicado no sólo a la misión MMPM, sino también a la MSL ⁽⁷⁾. Las observaciones realizadas por la MSL han permitido confirmar el modelo de predicción, al haber sido fotografiados los dos eclipses (Figura 1) predichos en septiembre de 2012 ⁽⁸⁾.

La obtención de las coordenadas de la sonda MMPM por medio de la detección de eclipses se corresponde con la inversión de la función no lineal multivaluada que modela el movimiento de la sombra de Fobos sobre Marte y el uso de datos experimentales involucrando errores de medida. La resolución de este problema se ha planteado como un problema de optimización no lineal inverso a los modelos de predicción implementados mediante dos procedimientos distintos: el método de Levenberg–Marquardt y el método de relajación por bloques coordinado.

Para testear ambos métodos se han realizado diversas simulaciones para localizar la sonda MMPM bajo diferentes condiciones experimentales. Los resultados numéricos muestran como, particularmente para la banda de latitudinal de $\Delta\varphi = \pm 5^\circ$ alrededor del ecuador en que está previsto amartice la sonda MMPM, la posición puede restringirse a una elipse 40x60 metros entre la posición verdadera y la calculada, si fuera posible garantizar una precisión de 1 segundo en la medida de los tiempos de contacto inicial y final de los eclipses ⁽⁹⁾.

Referencias

1. A.-M. Harri, W. Schmidt, H. Guerrero & L. Vázquez. Future Plans for MetNet Lander Mars Missions EGU General Assembly, 2012
2. P. Romero, G. Barderas, J.L. Vázquez-Poletti, & I.M. Llorente. *Planetary and Space Science*, 59, 1542-1550 (2011).
3. A.-M. Harri, W. Schmidt, P. Romero, L. Vazquez, G. Barderas, O. Kemppinen, C. Aguirre, J.L. Vazquez-Poletti, I.M. Llorente and H. Haukka. Finnish Meteorological Institute Reports, Finland ISBN978-951-697-967-9 ISSN 0782-6079, pp.48 (2012).
4. J. F. Bell, M. T. Lemmon, T.C. Duxbury, M.Y.H. Hubbard, M.J. Wolff, S.W. Squyres, L. Craig, & J.M. Ludwinski. *Nature*, 436, 55-57 (2005).
5. B. Bills, G.A. Neumann, D. Smith, & M. Zuber. *Journal of Geophysical Research*, 110, E07004 (2005).
6. G. Barderas & P. Romero. *Planetary and Space Science*, doi: 10.1016/j.pss.2012.06.008 (2012)
7. G. Barderas, P. Romero, L. Vázquez, J.L. Vázquez-Poletti, & I.M. Llorente. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 426, 3195-3200 (2012).
8. <http://mars.jpl.nasa.gov>
9. G. Barderas & P. Romero. *Planetary and Space Science*, doi: 10.1016/j.pss.2013.01.010 (2013)

NOMAD: Un instrumento para la determinación de la composición de la atmósfera de Marte en la misión EXOMARS TGO (Trace Gas Observatory)

I.J. López-Moreno (Co-PI), A.C Vadaele (PI), M. Allen, G. Alonso-Rodrigo, F. Altieri, B. Aparicio del Moral, A. Barrero-Gil, G. Bellucci, S. Berkenbosch, D. Biondi, D. Bolsee, S. Bonnewijn, G.P. Candini, T. Clancy, F. Daerden, C. Depiesse, S. Delanoye, R. Drummond, V. Formisano, B. Funke, D. Fussen, M. García-Comas, A. Geminale, J.-C. Gérard, D. Gillotay, M. Giuranna, F. González-Galindo, J. Jeronimo Zafra, J. Kaminski, O. Karatekin, M. Leese, M. López-Puertas, M. López-Valverde, A. Mahieux, N. Mateshvili, J. McConnell, J. Meseguer R. Morales, M. Mumma, L. Neary, E. Neefs, M.R. Patel, M.C. Pastor-Morales, I. Perez-Grande, E. Renotte, T. Ringrose, B. Ristic, S. Robert, J. Rodriguez Gomez, B. Saggin, R. Sanz, A. Sanz Andres, G. Sindoni, M. Smith, T. Thibert, G. Villanueva, J. Whiteway, Y. Willame, y V. Wilquet

e-mail: lopez@iaa.es

NOMAD (Nadir and Occultation for MArS Discovery) es un conjunto de espectrómetros que cubren un rango desde el ultravioleta (UVIS) al infrarrojo medio. El instrumento se instalará en el orbital y funcionará en dos modos de observación: Ocultación solar (SO) y observación en en limbo y en Nadir ((LNO).

Datos de los canales:

Infrarrojo: (SO : 2.2-4.3 μm - LNO : 2.2-3.8 μm)

Resolución espectral : 25000

Compuestos detectables: CO₂ (incl. ¹³CO₂, ¹⁷OCO, ¹⁸OCO, C¹⁸O₂), CO (incl. ¹³CO, C¹⁸O), H₂O (incl. HDO), NO₂, N₂O, CH₄ (incl. ¹³CH₄, CH₃D) C₂H₂, C₂H₄, C₂H₆, H₂CO, HCN, OCS, HCl, HO₂, H₂S, aerosoles/hielo.

Ultravioleta:

UVIS

Ultraviolet Region : 200-650 nm

Resolucion espectral: 1 nm

Compuestos detectables: O₃, SO₂

Caracterización of de polvo, aerosoles y nubes.

Analizaremos el status del instrumento y el papel que juega el IAA en su desarrollo tanto desde el punto de vista científico como instrumental.

Magnetómetro y gradiómetro MOURA.

Estado actual y capacidades científicas

Marina Díaz Michelena¹ y Rolf Kilian²

e-mail: diazma@inta.es

¹Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA), España.

²Universidad de Trier, Alemania.

El magnetómetro y gradiómetro MOURA es un sensor desarrollado por el equipo INTA en el marco de la misión *Mars MetNet Precursor* para la medida del campo magnético sobre la superficie de Marte. El entorno magnético de Marte es muy inhomogéneo: Por una parte Marte no muestra campo magnético global como es el caso de la Tierra, pero por otra parte tiene una extensa zona de anomalías magnéticas (remanentes) de mucha intensidad en el hemisferio Sur del planeta, de naturaleza desconocida⁽¹⁾, lo que puede dar lugar a una gran variabilidad de la intensidad del campo magnético en la superficie del planeta.

Por la naturaleza de los instrumentos magnéticos, no es posible enfocar las anomalías para aumentar la resolución espacial de las mismas desde la órbita, por lo que es del todo necesario colocar magnetómetros sobre la superficie para realizar las medidas de alta resolución⁽²⁾.

En este trabajo se muestran resultados de distintas campañas de medidas en entornos análogos terrestres con la doble finalidad de proporcionar medidas de alta resolución espacial de cráteres volcánicos, de impacto, y otras estructuras geológicas, así como de comparar los datos del magnetómetro MOURA con un magnetómetro de tipo escalar de referencia en prospecciones geológicas.

Referencias

1. Planetary magnetic fields, *Earth and Planetary Science Letters* 208 (2003) 1-11
2. *Planetary and Space Science* 48 (2000) 1231-1247

Calibración del magnetómetro y gradiómetro MOURA, comparación con datos del observatorio de San Pablo de los Montes.

Ana Belén Fernández¹, Ruy Sanz¹, Pablo Covisa², Jose Manuel Tordesillas² y
Marina Díaz Michelena¹.

e-mail: fernandezdab@inta.es

¹ Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA), España.

² Instituto Geográfico Nacional. Observatorio geofísico de San Pablo de los Montes (SPT). España

En el marco de la Mars MetNet Precursor Mission (MMPM)⁽¹⁾ se ha desarrollado un magnetómetro y gradiómetro llamado MOURA, que es un instrumento compacto, miniaturizado, inteligente y de bajo coste, ya que ha sido desarrollado utilizando componentes del tipo comercial (*Commercial off the shelf - COTS*). El magnetómetro tiene una resolución de 2.2 nT y un rango dinámico de $\pm 65 \mu\text{T}$ extensible a $\pm 130 \mu\text{T}$ en caso de saturación⁽²⁾.

Se han utilizado para su fabricación dos sensores magnéticos triaxiales HMC1043 de la casa Honeywell cuya tecnología está basada en la magnetoresistencia anisotrópica (AMR). Han sido seleccionados debido a su bajo consumo, peso y tamaño, factores que resultaban de gran importancia en la misión debido a las restricciones que imponía, disponiendo únicamente de 130 g para el desarrollo de tres instrumentos y un consumo inferior de 0.5 W. Esta tecnología está avalada por un uso masivo y satisfactorio en tierra a bordo de aviones no tripulados (UAV) para la realización de estudios geomagnéticos en áreas de condiciones extremas⁽³⁾, y en misiones espaciales para distintas aplicaciones⁽⁴⁾.

Tras haber desarrollado el modelo de calificación del magnetómetro (*Engineering Qualification Model - EQM*) en noviembre del 2011, se llevó a cabo una batería completa de ensayos cuyo objetivo era validar y caracterizar el instrumento. Debido a que uno de los problemas que presentan la AMR es la variación de las medidas con la temperatura, se han desarrollado ecuaciones de compensación para realizar las correcciones oportunas en un rango de -130°C y 30°C , mediante la realización de distintos ensayos en entornos controlados mediante la utilización de cámaras de temperatura y de apantallamiento magnético. Con el fin de validar la compensación térmica, se realizaron medidas en distintas localidades observándose discrepancias con las medidas de los mismos días en el observatorio de San Pablo de los Montes de Toledo (SPT). Estas pequeñas desviaciones se atribuyen al hecho de estar realizando las medidas en entornos diferentes, lo que puede introducir errores debido a que las condiciones geomagnéticas no sean las mismas.

Debido a lo expuesto anteriormente, y con la colaboración del Observatorio de San Pablo de los Montes, se ha desarrollado una campaña de medidas en dicho observatorio cuyo principal objetivo es el de comparar los datos habiendo realizado las medidas en un entorno relevante, de modo que se realiza una última caracterización del magnetómetro, paso previo a la realización de medidas in situ en Marte.

El SPT utiliza para sus observaciones geomagnéticas un magnetómetro de tipo fluxgate del *FGE-Danish Meteorological Institute* y un magnetómetro vector tipo fluxgate Geomag M390, además de un magnetómetro de efecto Overhauser GSM90.

La sala en la que se encuentran estos magnetómetros y en la que ha sido colocado MOURA tiene condiciones de humedad y temperatura controladas. Además, los magnetómetros están colocados sobre pilares que han sido construidos estratégicamente para evitar posibles movimientos terrestres que pudiesen tener lugar, lo que podría resultar en pequeñas variaciones en la posición de los sensores durante la campaña de medida. Finalmente, como es propio de un observatorio geomagnético, la localización del mismo esta en un entorno magnéticamente limpio.

Como resultado de esta campaña de comparación de datos, han sido corregidas pequeñas desviaciones de las medidas del magnetómetro MOURA, llevando a cabo una evaluación precisa midiendo bajo las mismas condiciones geomagnéticas. La correspondencia entre las medidas realizadas con MOURA y las del SPT es buena, tal y como se puede ver en la figura 1, donde se observa perfectamente la variación diaria de una de las componentes del campo magnético terrestre.

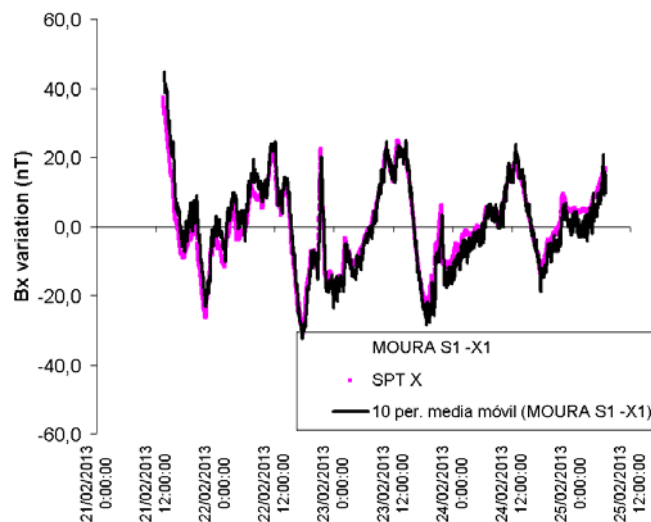


Figura 1. Comparación de las medidas de campo magnético realizadas por el magnetómetro MOURA sensor 1 eje x (en negro) y por SPT (en rosa).

Referencias

1. <http://metnet.fmi.fi/index.php>
2. Development of miniaturized instrumentation for Planetary Exploration and its application to the Mars MetNet Precursor Mission. H. Guerrero et al. EGU General Assembly 2010, held 2-7 May, 2010 in Vienna, Austria, p.13330
3. Funaki, M.; Hirasawa, N.; and the Ant-Plane Group. Outline of a small unmanned aerial vehicle (Ant-Plane) designed for Antarctic research. *Polar Science* 2008, 2, 129-142
4. M. Diaz-Michelena *Sensors* 2009, 9(4), 2271-2288

MISCELÁNEA

A UV phototautomerism process of a peptide molecule

E. Mateo-Marti¹ and C. M. Pradier²

e-mail: mateome@cab.inta-csic.es

¹Centro de Astrobiología (CSIC-INTA), Torrejón de Ardoz, Madrid, Spain.

²Laboratoire de Réactivité de Surface, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

Organic compounds of the interstellar medium and the solar system bodies are of particular interest for revealing the chemistry that may lead to the origin of life. Even if the molecules can be synthesized under space or planetary conditions, an important question remains open as to whether molecules are stable or show a possible damage upon UV irradiation. Therefore, the aim of this work was to study the influence of UV irradiation on peptides isolated argon matrix as a way of testing their stability under irradiation process. Matrix isolation is a powerful tool for studying photochemical processes occurring in isolated molecules. In this way, we characterized the chemical modifications occurring within a tripeptide molecule, Gly-Pro-Glu (IGF), when exposed to the influence of Ultraviolet (UV) irradiation. First we describe the successful formation of the tripeptide (IGF) argon matrix under vacuum conditions, followed by the *in situ* UV irradiation and characterization of the molecular matrix reactivity after UV-irradiation in a simulation chamber. These studies have been performed by combining two complementary spectroscopic techniques, Fourier-Transform Reflexion Absorption Infrared Spectroscopy (FT-RAIRS) and X-ray Photoelectron Spectroscopy (XPS).

The use of the Planetary Simulation chamber has been a prerequisite to conduct these experiments. Planetary Atmosphere and Surfaces Chamber (PASC) is a versatile simulation chamber able to computer-control gas composition, pressure in the atmosphere and sample temperature to the desire experimental conditions⁽¹⁾. Our equipment has been especially developed to make feasible *in-situ* UV irradiation and simultaneous *in situ* physico-chemical characterization of the sample by infrared spectroscopy. The formation of the tripeptide (IGF) argon matrix and the UV irradiation experiments have been performed in the PASC chamber under high vacuum environment ($P \sim 10^{-7}$ mbar), at exposure to photons in the wavelength range of 200–400 nm, where the UV photobiology effects are relevant.

We focused our effort on the preparation of a peptide-argon matrix, under clean vacuum conditions, with the aim of investigating its stability and/or reactivity under several experimental conditions (temperature, exposure to UV irradiation); the selected peptide was IGF (Figure 1), an N-terminal peptide of the insulin-like growth factor (IGF), involved in numerous biological processes.

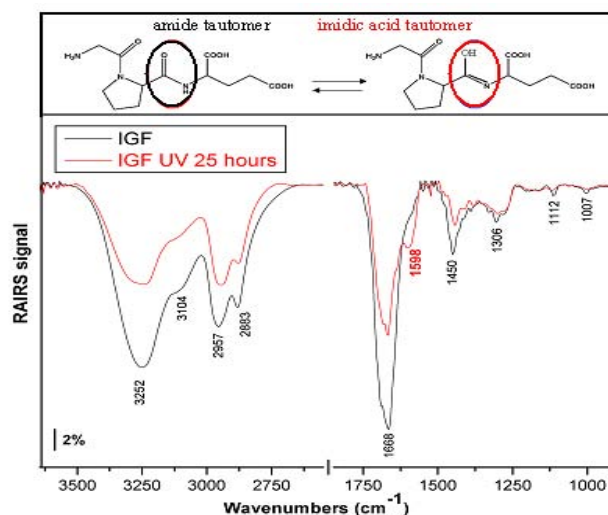


Figura 1. A comparison RAIR spectra recorded before and after IGF argon matrix exposure to UV irradiation. Scheme of IGF tautomerism; amide and imidic acid bonds are marked by black and red circles respectively (inset).

The IR spectra of the isolated peptide-matrix, before and after UV irradiation, revealed significant differences that could be associated either to a partial deprotonation of the molecule or to a tautomeric conversion of some amide bonds to imide ones on some peptide molecules. XPS analyses undoubtedly confirmed the second hypothesis; the combination of RAIRS and XPS results provide evidence that UV irradiation of peptides induces a chemical reaction, namely a shift of the double bond, meaning partial conversion from amide tautomer into an imidic acid tautomer⁽²⁾. An intramolecular proton transfer within a peptide molecule has been made clear under UV irradiation and it has been identified spectroscopic fingerprints of one or another tautomeric form. The proton is transferred from an NH to a C=O group (molecular structure alteration), letting expect considerable changes in the molecule functionality, then it is likely to affect its biological activity in a dramatic way.

A very important conclusion is that peptidic bonds, at the heart of all biomolecules, are fragile under UV irradiation; part of them rapidly undergo a transformation into the imidic acid form. Furthermore, we prove that matrix isolation biomolecules, combined with the experimental setup (UV irradiation-ultrahigh-vacuum conditions) of the Planetary Atmosphere and Surfaces Chamber (PASC) and spectroscopies techniques, offer a novel approach to understanding photo-chemical processes with regard to the origin of life and planetary exploration.

Referencias

1. E. Mateo-Marti, O. Prieto-Ballesteros, J. M. Sobrado J. Gomez-Elvira and J. A. Martin-Gago, Measurement and Science Technology 17, 2274 (2006).
2. E. Mateo-Marti and C.M. Pradier, Spectrochimica Acta A 109, 247 (2013).

Investigación y docencia del Sistema Solar en la Universidad del País Vasco: PlanetCam y el Aula Espazio

A. Sánchez-Lavega^{1,2}, S. Pérez-Hoyos^{1,2}, R. Hueso^{1,2}, J. F. Rojas^{1,2}, I. Mendikoa¹, T. del Río^{1,2}

e-mail: agustín.sanchez@ehu.es

¹ Departamento de Física Aplicada I, Escuela Técnica Superior de Ingeniería, Universidad del País Vasco UPV-EHU, Bilbao, Spain.

² Unidad Asociada Grupo Ciencias Planetarias UPV/EHU-IAA(CSIC).

Entre los proyectos de investigación que el Grupo de Ciencias Planetarias (GCP) de la UPV/EHU viene desarrollando desde hace unos años se encuentra el de una cámara para la obtención de imágenes de objetos del sistema solar a alta resolución espacial y que hemos denominado PlanetCam UPV/EHU (1). El proyecto de dicha cámara consta de dos canales, uno óptico para observar en el rango visible (0.35 – 1 micra) ya construido y en operación, y otro para observar en el rango infrarrojo cercano SWIR (1 – 1,7 micras) actualmente en proyecto. Ambos canales actúan simultáneamente mediante la intervención de un filtro dicróico que actúa de divisor del haz que llega desde el foco del telescopio. Cada canal lleva una rueda de filtros especialmente seleccionados para estudios de las atmósferas planetarias (dinámica y estructura vertical de nubes y aerosoles). La cámara funciona en el modo “lucky imaging”, es decir filmando los planetas a un ritmo de 1 – 100 fps (fotogramas o “frames” por segundo), y luego mediante programas apropiados de procesado, se recentran y suman las imágenes obtenidas con el fin de sobreponerse al efecto del “seeing” o turbulencia atmosférica.

PlanetCam UPV/EHU ha sido probada con éxito en los telescopios de 1 m del Pic-du-Midi (Francia), de 1.5 m TCS del Observatorio del Teide y de 1.23 m y 2.2m del Observatorio de Calar Alto (Figura 1). Los primeros resultados de calibración fotométrica y geométrica de las imágenes planetarias son altamente prometedores, encontrándose en curso el desarrollo de una tesis doctoral.

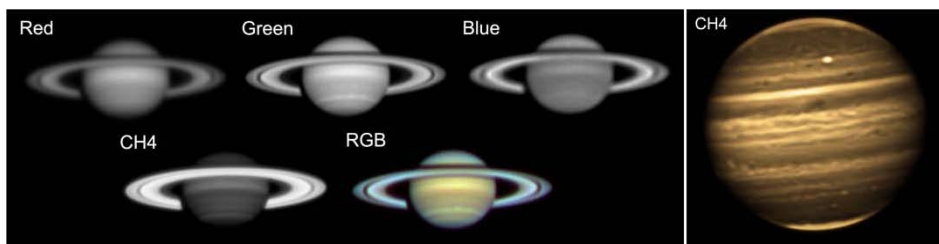


Figura 1: Imágenes de obtenidas con PlanetCam canal óptico en el Observatorio del Pic-du-Midi con el telescopio de 1m (Saturno, 16 Junio 2012 y en Calar Alto con el telescopio de 2.2 m (Júpiter, filtro 890nm metano, 3 Diciembre 2012)).

Con el propósito de fomentar la formación de profesionales, licenciados y graduados, en el ámbito de la ciencia y tecnología espacial, para su inclusión en la empresa o bien en el inicio

de la carrera científica hacia el doctorado, se constituyó en 2008-09 el Aula EspaZio Gela (<http://www.ehu.es/aula-espazio/>). El Aula tiene un uso exclusivo, está dotada en todos sus puestos de ordenador, y alcanza una capacidad para 25-30 alumnos. El Aula acoge por una parte la docencia en una asignatura de Introducción a la Astronomía, seminarios regulares y desde el curso 2009-10 se imparte el Máster oficial en Ciencia y Tecnología Espacial (2). En los tres primeros cursos obtuvieron el título 34 alumnos y en el curso 2012-13 otros 16 alumnos se encuentran cursándolo. Para el desarrollo de las prácticas el Aula EspaZio Gela dispone de un Observatorio Astronómico consistente en tres módulos que albergan telescopios móviles (entre otros un Celestron de 28cm y un Meade 36 cm), una batería de 3 telescopios solares de 15 cm con filtros H-alfa y CaII H-K, y un telescopio de 50 cm, dotados de diversas cámaras astronómicas y espectrógrafo. Algunos de los resultados obtenidos pueden verse en la Figura 2 y como resultado de las prácticas y proyectos fin de Máster, se han escrito algunos artículos de carácter docente (3-4).

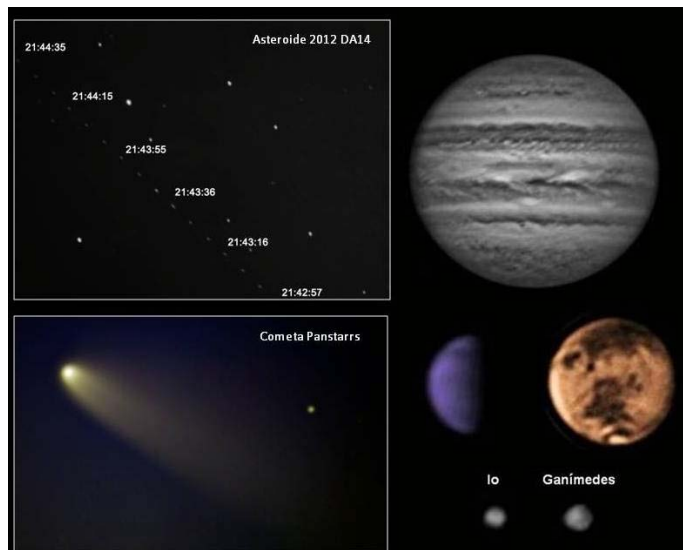


Figura 2: Imágenes de objetos del Sistema Solar obtenidas desde el Observatorio del Aula EspaZio Gela en la Escuela T. S. de Ingeniería de la UPV/EHU con telescopios de 20, 28 y 50 cm

Agradecimientos

PlanetCam está financiada por los proyectos AYA2009-10701 y AYA2012-36666 con apoyo de fondos FEDER, Grupos Gobierno Vasco IT464-07 e IT765-13 y la UPV/EHU UFI11/55. El Aula EspaZio Gela es un proyecto financiado por el Dpto. de Promoción Económica de la Diputación Foral de Bizkaia DFB/BFA.

Referencias

1. Sánchez-Lavega, A. et al., *Proc. of SPIE* Vol. 8446, 84467X1-X9, (2012)
2. Sánchez-Lavega, A. et al., *European Journal of Engineering Education* (in the press, 2013).
3. Mendikoa, I. et al., *European Journal of Physics*, 33, 1611-1624 (2012).
4. Illarramendi, A. et al., *American Journal of Physics* (in the press, 2013).

Precovery of near-Earth asteroids by a citizen-science project of the Spanish Virtual Observatory

E. Solano^{1,2}, C. Rodrigo^{1,2}, R. Pulido^{1,2} y B. Carry³

e-mail: esm@cab.inta-csic.es

¹ Centro de Astrobiología (INTA-CSIC). Departamento de Astrofísica. Campus Villafranca. P.O. Box 78, E-28691 Villanueva de la Cañada, Madrid, Spain.

² Observatorio Virtual Español

³ IMCCE, Observatoire de Paris, UPMC, CNRS, 77 Av. Denfert Rochereau 75014 Paris, France

Discovery alone is not enough to quantify the threat level of a near-Earth asteroid (NEA). Above all, it is necessary to compute reliable orbits through accurate astrometric positions covering a period of time as long as possible. Precovery (short for “pre-discovery recovery”) is the term that describes the process of identifying an object in archive data whose presence was not detected at the time the observation was made.

The importance of precovery was clearly proved with the discovery of Apophis in December 2004. Follow-up observations performed within one week after its discovery rose Apophis to an unprecedented level of hazard alert in the Torino Scale. It was not until the use of precovery positions taken in March 2004 (nine months before discovery) when the impact in 2029 could be ruled out.

Every single image taken by the most important ground and space-based astronomical observatories eventually ends up in open archives, freely available on the web. Moreover, some of these archives comply with the standards defined by the International Virtual Observatory Alliance (IVOA), which guarantees an efficient data discovery, access and analysis. These large datasets represent an immensely data-rich field where the general public can significantly contribute, in particular in projects related to classification, pattern recognition and outlier identification where the visual inspection has proved exceptionally good in complementing (and, sometimes, improving) computer search algorithms.

In this paper we describe a citizen-science project designed by the Spanish Virtual Observatory (SVO) to precover NEAs in the Eight Data Release of the Sloan Digital Sky Survey. Through visual inspection of sequences of images, the user is requested to identify the asteroid and measure its coordinates (Figure 1). After passing a number of quality checks, the asteroid positions are sent to the Minor Planet Center (MPC) to improve the associated orbital parameters. The project gives the public the opportunity to participate in an attractive initiative going through the same steps as professional astronomers (data acquisition, data analysis and publication of results) and making useful contributions to a better knowledge of potential threats of collision with the Earth. The public release of the system took place on July 2011 and, after fifteen months, more than 3000 users have participated in it.

Among other results we highlight the identification of precovery observations for 130 NEAs. Thirty-one, eighteen and two (2010 FC6, 2011 MB2) of these NEAs have extended their arc lengths more than one thousand, two thousand and four thousand days, respectively. It is important to remark that none of these asteroids were detected by the SDSS photometric pipeline which clearly stress the successful of the project.

Our main goal in the mid-term is to expand the capabilities of the system by including new surveys (VISTA and UKIDSS), new functionalities (Fast Response) and new types of asteroids (Mars crossers).

A full description of the project can be found in Solano et al. (2013)^(1,2).

Referencias

1. E. Solano, C. Rodrigo, R. Pulido, and B. Carry [arXiv:1302.5375](https://arxiv.org/abs/1302.5375).
2. <http://www.laeff.cab.inta-csic.es/projects/near/main/>

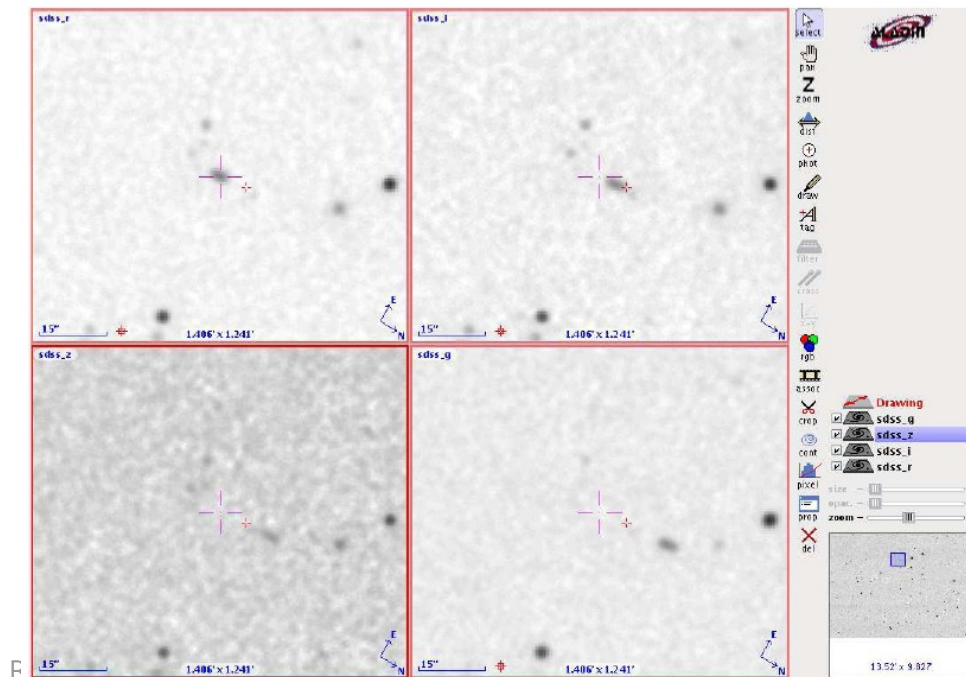


Figura 1. Asteroid identification. The asteroid 2007 JZ20 is clearly seen moving in the sequence of SDSS images from South to North. The small red cross indicates the expected position as computed by NEODYs. The user must put the large magenta cross on the asteroid and submit the coordinates.

La (reconstrucción de la) historia térmica de los planetas terrestres y sus implicaciones para la (comprensión de la) evolución climática de Venus y Marte

Javier Ruiz¹, Alberto Jiménez-Díaz^{1,2}, Valle López^{2,3}, Ignacio Romeo¹,
Angel Santamaría¹, Rosa Tejero^{1,2}

e-mail: jaruiz@ucm.es

¹ Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, España

² Instituto de Geociencias (UCM, CSIC), Madrid, España.

³ Escuela Técnica Superior de Ingenieros en Topografía, Geodesia y Cartografía, Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, España

Uno de los grandes objetivos de las ciencias planetarias es comprender la evolución interna de los planetas y satélites mayores del Sistema Solar, y como ha afectado a las condiciones en su superficie, por ejemplo a nivel geológico o climático. Uno de los aspectos básicos de la evolución interna es la historia térmica del cuerpo en cuestión, que se relaciona con la estructura y grado de diferenciación internos, o con el grado y estilo de la actividad volcánica y tectónica.

La manera habitual de abordar esta tarea ha consistido en la construcción de modelos convectivos de historia térmica, que parten de un código numérico y de la prescripción de condiciones iniciales, y “dejan” evolucionar el cuerpo planetario investigado a lo largo de la historia del Sistema Solar. Este tipo de aproximación se ha usado mucho más para los planetas de tipo terrestres (Mercurio, Venus, Tierra, Luna y Marte) que para satélites helados, ya que en este caso la dinámica orbital puede desempeñar un papel decisivo en el balance energético debido a la disipación mareal de calor.

Otra manera de enfocar el problema consiste en buscar indicadores geológicos o geofísicos de temperatura en el interior, que puedan ser usados para calcular el flujo térmico en la época en que se formó dicho indicador, y por tanto reconstruir su historia térmica. El método más habitual de calcular paleo flujos térmicos recurre a indicadores de resistencia a la litosfera (como el espesor elástico efectivo), que se basa en la dependencia de las propiedades mecánicas de las rocas de la temperatura.

Nuestro grupo de investigación tiene una amplia experiencia en el cálculo de paleo flujos térmicos en diversos planetas y satélites del Sistema Solar. En un trabajo previo (1) se analizaron de esta forma veintidós regiones de Marte de diferente época y contexto geológico, y pudo realizar una primera aproximación a su evolución térmica, mostrando que este planeta ha disipado menos calor que el producido en su interior por radioactividad, lo que implica que se ha enfriado muy poco (e incluso podría haberse calentado internamente), al menos durante algunas fases de su historia. Igualmente, ya se han obtenido algunos resultados preliminares para el planeta Mercurio (2), que sugieren que la mayor parte de su enfriamiento y contracción sucedió en el primer tercio de su historia.

Actualmente nos hemos fijado como programa de investigación refinar y extender el trabajo realizado para Marte, y Mercurio, y plantear estudios equivalentes para Venus y la Luna, aunque teniendo en cuenta que los indicadores de temperatura en profundidad pueden variar de un planeta a otro.

Además, nos proponemos profundizar en las interrelaciones entre evolución interna y clima en Venus, Marte y la Tierra. Por ejemplo, un enfriamiento limitado (o incluso calentamiento) del interior de Marte en un periodo posterior a hace 3.6-3.8 miles de millones de años podría haber favorecido la desaparición de su dinamo magnética, y de aquí la pérdida de protección de su atmósfera frente a la acción del viento solar. Otro de nuestros objetivos es el estudio de la interrelación entre el efecto invernadero de Venus y su peculiar modo de evolución interna.

A largo plazo, esperamos que nuestros resultados, junto con el conocimiento sobre la evolución de la Tierra, ayuden a comparar y comprender mejor los principales rasgos de la historia térmica de los planetas de tipo terrestre, y su influencia en las condiciones en la superficie de los mismos.

Referencias

1. J. Ruiz, P. J. McGovern, A. Jiménez-Díaz, V. López, J. P. Williams, B. C. Hahn, R. Tejero, *Icarus* **215**, 508-517, 2011.
2. J. Ruiz, V. López, I. Egea-González, Paleo-heat flows, radioactive heat generation, and the cooling and deformation history of Mercury, *Icarus* **225**, 86-92, 2013.

Review of the First 180 sols of Measurements of the Rover Environmental Monitoring Station (REMS) on the Mars Science Laboratory

F. Javier Martín-Torres¹, C. Armiens¹, I. Carrasco¹, M. Genzer², F. Gómez¹, J. Gómez-Elvira¹, A-M. Harri², R. Haberle³, V. Hamilton⁴, H. Kahanpää², M.A. Kahre³, O. Kempainen², A. Lepinette¹, M. Marín¹, J. Martín-Soler¹, J. Martínez-Frias¹, M. Mischna⁵, L. Mora¹, J. Pla-García^{1,4}, C. Newman⁶, S. Navarro¹, M.A. de Pablo⁷, V. Peinado¹, M. Ramos⁷, J. Polkko², S. Rafkin⁴, N. Renno⁹, M. Richardson⁶, J.A. Rodríguez-Manfredi¹, J. Romeral¹, E. Sebastián¹, M. de la Torre⁵, J. Torres¹, R. Urquí⁹, A. Vasavada⁵, M. P. Zorzano¹, and the MSL Science Team

¹ Centro de Astrobiología (CSIC-INTA) Carretera de Ajalvir km.4, 28850 Torrejón de Ardoz, Madrid, Spain

² Finnish Meteorological Institute, Helsinki, Finland

³ NASA Ames Research Center, Moffett Field, CA 94035, USA

⁴ Southwest Research Institute, Boulder CO 80302, USA

⁵ Jet Propulsion Laboratory/California Institute of Technology, CA 91109, USA

⁶ Ashima Research Inc. Pasadena CA 91106, USA

⁷ Universidad de Alcalá, 28871 Madrid, Spain

⁸ Michigan University, Ann Arbor, MI 48109, USA

⁹ INSA, Madrid, Spain

The Rover Environmental Monitoring Station (REMS) on the Mars Science Laboratory (MSL) Curiosity rover consists of a suite of meteorological instruments that measure pressure, temperature (air and ground), wind (speed and direction), relative humidity, and the UV flux. A detailed description of the REMS sensors and their expected performance can be found in Gómez-Elvira et al. [2012].

REMS is providing the most extensive (nominally 2 years up to 5 hours of daily cycling acquisitions at 1 Hz) and complete environmental data set (UV radiation, air and ground temperature, pressure and humidity) of ground-atmosphere interaction on Mars ever. Over the first 100 sols, REMS has recorded about two millions of measurements, far more than originally anticipated. Analysis of REMS data is a challenging task due to the hard restrictions that the MSL rover imposes and that introduce severe contamination effects on most of the data. All the REMS measurements are being analyzed carefully since the beginning of operations on Mars.

An accurate interpretation of these unique measurements will help improving our current knowledge of global and mesoscale Mars circulation models, the retrieval processes used with remote orbiter measurements, our knowledge of the Martian surface-atmosphere interaction, as well the atmosphere-Sun interaction, and local cycles of dust and water, etc.

Here, we review the REMS science findings during the first 180 sols of operations. Besides the fact that REMS data are very useful for many science applications, they are also supporting investigations by other MSL instruments and MSL operations.

Referencias

Gómez-Elvira et al., REMS: The Environmental Sensor Suite for the Mars Science Laboratory Rover, Space Science Reviews, DOI- 10.1007/s11214-012-9921-1, 2012

COMUNICACIONES EN FORMATO PÓSTER

Sistema Solar en los másteres de Astrofísica de Madrid

J. A. Caballero¹

e-mail: caballero@cab.inta-csic.es

¹ Centro de Astrobiología (CSIC-INTA), Madrid, España

¿Cuáles son los conocimientos mínimos sobre el Sistema Solar que todo astrofísico debería tener?. A veces olvidados en los currícula docentes de algunas universidades, el núcleo sobredimensionado de Mercurio, la rotación anómala de Venus, el ciclo del carbono en la Tierra, el domo de Tharsis en Marte, los huecos de Kirkwood en el Cinturón Principal de Asteroides, el campo magnético de Júpiter, la misión *Cassini-Huygens* a Saturno y Titán, el "hodge-podge" de Miranda alrededor de Urano, las peculiares órbitas de Tritón y Nereida alrededor de Neptuno o los plutinos, twotinos, objetos del disco disperso, troyanos, centauros, cometas de largo periodo, sondas artificiales en ruta de escape y demás fauna del Sistema Solar han tenido cabida en la asignatura "Física del Sistema Solar" del máster de las Universidades Complutense y Autónoma de Madrid durante los cursos 2010 a 2013.



Figura 1. Saturno eclipsando el Sol, tal y como lo fotografió la sonda Cassini de la NASA en septiembre de 2006. Posiblemente una de las imágenes más bellas jamás obtenidas, ilustra la página web de la asignatura "Física del Sistema Solar", disponible en <http://exoterrae.eu/sol/>¹

La asignatura "Física del Sistema Solar" del Máster de Astrofísica en el Programa Oficial de Posgrado Interuniversitario en Astrofísica UCM+UAM fue impartida hasta el curso 2009-2010 por Agustín Sánchez-Lavega y Ricardo Hueso del Grupo de Ciencias Planetarias de la Euskal Herriko Unibertsitatea, y por el autor de esta comunicación en los últimos tres cursos. Con 45 alumnos durante estos tres últimos cursos, la asignatura, a pesar de ser optativa, llegó a tener más estudiantes matriculados que alguna asignatura obligatoria del máster interuniversitario de Astrofísica. Para su impartición, no se seguía ninguna fuente

bibliográfica, aunque se recomendaba la lectura del libro *Planetas* de Anguita & Castilla². El programa era muy completo y cubría prácticamente todos las áreas de estudio del Sistema Solar:

1. **El Sistema Solar como conjunto.** Objetos del Sistema Solar ordenados por tamaño; parámetros básicos, distancias y escalas; misiones de exploración interplanetaria; impactos y resonancias; Sol, medio interplanetario y heliopausa; contexto galáctico.
2. **La Tierra como planeta.** Estructura interna; atmósfera y oceanosfera; campo magnético interno y externo; tiempo geológico; paleontología; la Luna.
3. **Mercurio, Venus y Marte: planetas telúricos.** Planetas terrestres: comparativa con la Tierra; geofísica: estructura interna; geología planetaria: cráteres de impacto vs. vulcanología; atmósferas: composición, estructura, dinámica.
4. **Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno: planetas jovianos y sus satélites.** Estructura interna; atmósferas; campos magnéticos; anillos; satélites.
5. **Planetas enanos, objetos transneptunianos y cinturones principal de asteroides, de Kuiper y de Oort.** Ceres y el Cinturón Principal de Asteroides; cometas; centauros; Plutón + Caronte y el Cinturón de Edgeworth-Kuiper; disco disperso; Nube de Öpik-Oort.
6. **Formación del Sistema Solar.** Nebulosa protosolar; disco protoplanetario; formación y evolución de planetas terrestres y asteroides; migración planetaria; bombardeo masivo tardío; estabilidad; cronología y futuro.
7. **Exoplanetas.** Introducción; métodos de detección; planetología comparada: presente y futuro.

La evaluación de la asignatura se basaba en la asistencia, participación en clase, ejercicios semanales (respuesta a preguntas individuales sobre un tema muy particular), un examen final de tipo test y una presentación oral sobre un tema escogido por el alumno. Desde la órbita caótica de Hiperión a los lunamotos, pasando por ocultaciones estelares, el patrón hexagonal de nubes en el polo norte de Saturno, océanos de diamante en Urano y Neptuno o la amenaza de la basura espacial fueron algunos de los temas seleccionados y desarrollados por los alumnos. Todas las presentaciones realizadas están disponibles en la página web de la asignatura. Con el proceso de Bolonia, los nuevos planes de estudios y la implantación de los grados y la reforma de los másteres, el contenido de la asignatura ha sido incluido en una más amplia denominada "Sistema Solar y exoplanetas", que será impartida en el nuevo máster de Astrofísica de la Universidad Complutense de Madrid a partir del curso 2013-2014 por el autor y D. Montes del Departamento de Astrofísica de la UCM. Considerada prácticamente ciencia-ficción hasta hace poco más de una época, la planetología comparada de planetas del Sistema Solar y exoplanetas en otros sistemas estelares cobrará vital importancia en esta nueva asignatura. Simultáneamente a "Sistema Solar y exoplanetas", Miguel Herráiz del Departamento de Geofísica y Meteorología de la UCM también impartirá a partir del curso 2013-2014 una asignatura de programa bastante similar. Se espera que haya cierto intercambio de información entre los profesores de ambas asignaturas.

Referencias

1. <http://exoterra.eu/sol/>
2. *Planetas*, F. Anguita V. & G. Castilla C., ed. Rueda (2010).

The Solar System Science Operations Laboratory - A tool for science operations and opportunities developed at ESAC

A. Cardesín¹, M. Costa¹, M. Almeida², N. Altobelli³, P. Hebrero⁴, D. Sors⁴

e-mail: alejandro.cardesin@sciops.esa.int

¹ISDEFE/ESA European Space and Astronomy Center (ESAC), Spain.

²VEGA Space/ESA European Space and Astronomy Center (ESAC), Spain.

³ESA European Space and Astronomy Center (ESAC), Spain.

⁴E.T.S.I.Aeronáuticos, TU Madrid, Spain.

The Solar System Science Operations Laboratory (SOLab) is a research and development project funded by the European Space Agency and carried out at the European Space Astronomy Centre in Madrid, inside the Science Operations Department of the Science and Robotic Exploration Directorate.

The aim of this project is to investigate new software techniques for computation, visualization and analysis of scientific observation opportunities for interplanetary missions, focusing on the geometrical requirements to cover the scientific mission objectives. The existing framework has been designed with a multi-mission approach, with the capability to geometrically simulate different types of remote sensing and in-situ instruments with any type of central body, and targets.

The project addresses the scientific requirements with a multi-mission and multi-target frame that is currently being used in support of operational missions like Venus Express and Mars Express, and has already started supporting the development phases of future missions like Solar Orbiter, Bepi Colombo, MarcoPolo-R, Rosetta and JUICE.

The existing prototype is implemented in IDL (Interactive Data Language) and based on SPICE, a planetary information system developed by the Jet Propulsion Laboratory. The software modules allow the visualization in a dynamic 3- and 2-dimensional environment of the spacecraft trajectory, attitude, pointing for a given instrument and various contextual geometrical parameters. In addition to the visualization engine, the computational core allows for definition and analysis of observation opportunities and scientific events for the whole duration of the mission, based on multiple geometrical conditions.

References

1. Costa M., Cardesín A., Almeida M., Altobelli N., *Constructing optimized observations – The Solar System Science Operations Laboratory*, Proceedings of the 63rd International Astronautical Congress, Naples, Italy 2012.
2. Almeida M., *Planning, Operations and Data Handling of Planetary Science Missions*, Master Thesis dissertation, Universidade Nove de Lisboa, 2011.
3. Introduction to SPICE. *The Navigation and Ancillary Information Facility*. Jet Propulsion Laboratory, Pasadena California. V64 2010.

Calibración en órbita de sensores magnéticos AMR COTS a bordo de NANOSAT-1B sin programa de limpieza magnética

M.F. Cerdán¹, A. B. Fernández¹, J. J. Jiménez¹ y M. D. Michelena¹

e-mail: miguelfcerdan@gmail.com

¹ Departamento de Cargas Útiles y Ciencias del Espacio, Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial – INTA, España.

La calibración de un sensor magnético implica la determinación de los tres factores de ganancia, los tres *offsets*, los tres ángulos de Euler y los tres ángulos de no ortogonalidad. Esta tarea se desarrolla en tierra y se corrige con la temperatura cuando es necesario, pero la calibración esta sujeta a cambios no deseados cuando no se ha seguido un programa de limpieza magnética ⁽¹⁾ a nivel de misión y el satélite integrado se expone a campos magnéticos moderadamente altos (del orden del campo magnético terrestre).

En este marco, se espera que el magnetómetro del sistema de control de actitud del NANOSAT-1B, formado por sensores de magnetorresistencia anisotrópica (AMR) comerciales “commercial-off-the-shelf” (COTS), sea capaz de detectar fenómenos solares conocidos, y que esta detección pueda utilizarse para la comprobación del nuevo método de calibración en órbita desarrollado, así como la capacidad de ampliar la función del magnetómetro para fines científicos y de seguridad (ambiente espacial – *Space Weather*).

Dado que no siempre es posible desplegar un magnetómetro alejado del cuerpo de un satélite o tener un control sobre todas las partes magnéticas del mismo, un método para calibrar en órbita estos sensores magnéticos puede ser muy útil.

Puesto que el objetivo de la misión NANOSAT-1B no era científico en un principio, no se previó ningún programa de limpieza magnética, con lo que el magnetómetro no está desplegado y se encuentra expuesto al campo magnético resultante de la imanación remanente de todos los componentes del satélite, así como al campo generado por las propias corrientes eléctricas. Por ello, hubo de hacerse una calibración en órbita ^(2,3). Nuestro reto consiste en comprobar si somos capaces de observar variaciones en el campo magnético terrestre. Este propósito es plausible pues los sensores magnéticos tienen una precisión del orden de los 10 nT, así como algunas de las variaciones del campo magnético de la Tierra, por lo que serían observables.

El proceso de calibración necesita determinar la ecuación que nos da el campo magnético como una función de los valores de salida del sensor ⁽⁴⁾. En el caso de NANOSAT-1B, el vector del campo magnético experimental debe ser calculado en el sistema de referencia del satélite antes de ser capaces de hacer ninguna comparación.

El método para calibrar en órbita el magnetómetro se basa los modelos magnéticos (IGRF-11, WMM 2010.0), que son usados para ajustar datos experimentales en una buena aproximación (por debajo de los 10 nT, que está cerca del mínimo detectable por estos sensores COTS).

En este trabajo nos centramos en el error de *offset*, el mayor cambio esperado. Se ha desarrollado un programa basado en pasos iterativos que chequea aquellos pasos que mejor

ajusten al modelo. Se ha aplicado sobre medidas seleccionadas para evitar contribuciones externas no contempladas y poder acotar mejor las fuentes. Las medidas seleccionadas están concentradas en agosto de 2010, a latitudes intermedias.

Se pudo encontrar un *offset* de corrección común para todas las medidas de este periodo, el cual minimiza el promedio de la desviación absoluta entre el modelo y los datos experimentales por debajo de los 160 nT.

Haciendo uso de los datos magnéticos obtenidos desde el lanzamiento del NANOSAT-1B y comparándolos con los modelos magnéticos (IGRF-11, WMM 2010.0), podemos observar algunas irregularidades en ciertos momentos y ubicaciones.

En nuestros estudios nos centramos en unas pocas fuentes: tormentas solares, variaciones día-noche y eventos ionosféricos. El objetivo es correlacionar las medidas que presentaron un ajuste deficiente en el proceso de calibración (diferencias mayores de 50 nT con los modelos) con los eventos especiales registrados los días de las medidas, tales como erupciones solares o tormentas geomagnéticas de cualquier tipo.

Teniendo un monitor de protones (Las Dos Torres, LDT) embarcado en NANOSAT-1B ⁽⁵⁾, aprovecharemos sus medidas para buscar una correlación más fina entre los eventos y los datos recogidos.

Este trabajo es de gran utilidad para el propósito del sistema de control de actitud de NANOSAT-1B. Tras aplicar el método de calibración, todas las comparaciones fueron exitosas: los efectos de diversas fuentes magnéticas externas se detectaron realmente por nuestros magnetómetros, validando no sólo los componentes COTS sino también el propio método de calibración.

Esta nueva capacidad abre un amplio rango de nuevas misiones espaciales, más baratas y eficientes, que podrían obtener un provecho tras una inversión menor. A pesar de ello, para funcionalidades de mayor resolución, como *Space Weather* ^(6,7), se necesitará más trabajo en el ajuste de los otros parámetros de la calibración.

Referencias

1. M. Ludlam, V. Angelopoulos et al., "The THEMIS Magnetic Cleanliness Program", *Space Sci Rev* (141) 171–184, 2008.
2. Michelena, M.D.; Arruego, I. Oter J.M.; Guerrero, H., "COTS-Based Wireless magnetic sensor for small satellites", *IEEE Transactions on Aerospace and Electronic Systems* 46 2 542-557, April 2010.
3. Michelena, M.D.; Cerdán, M.F.; Arruego, I., "Nanosat-01: three years of mission. Scientific magnetic results", *Sensor Letters*, Vol. 7, 412-415, 2009.
4. N. Olsen, L. Tøffner-Clausen, T. J. Sabaka, P. Brauer, J.M.G.Merayo, J. L. Jørgensen, "Calibration of the Ørsted vector magnetometer" *Earth Planets Space*, 55, 11–18, 2003.
5. J.J.Jiménez, J.M.Oter, V.Apéstigue, I.Arruego, S.Ibarmía, S.Esteve, J.Sánchez-Páramo, W.Hajdas, C.Hernando, M.T.Álvarez, H.Guerrero, "Las Dos Torres: A Radiation Monitor for NANOSAT 1B", *NSREC 2010*, July 19-23, 2010, Denver, Colorado. Poster Late News PHL5.
6. H.Iglsedera, W.Arens-Fischerb and W.Wolfsberger, "Small satellite constellations for disaster detection and monitoring", *Advances in Space Research*, volume 15, Issue 11, 1995, Pages 79-85.
7. Chio-Zong Frank Cheng, Ying-Hwa Kuo, "Satellite Constellation Monitors Global and Space Weather", *EOS, Transactions American Geophysical Union*, vol. 87, No. 17, P. 166, 2006.

Influencia del megarregolito en el flujo térmico de la superficie de Mercurio

I. Egea-González

e-mail: isaegea@iaa.es

Departamento de Sistema Solar, Instituto de Astrofísica de Andalucía, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (IAA-CSIC), España

Mercurio, al igual que el resto de planetas rocosos, está cubierto por una capa de megarregolito⁽¹⁾. Aunque las propiedades térmicas de esta capa influyen de forma importante en el transporte de calor, la mayoría de los estudios sobre el estado térmico del planeta realizados hasta el momento la omiten en sus cálculos. En este trabajo hemos obtenido información acerca del flujo térmico en la superficie de Mercurio resolviendo la ecuación del calor a partir de la profundidad de la transición dúctil-frágil y considerando las propiedades térmicas del megarregolito.

El megarregolito que cubre la superficie de Mercurio constituye una capa térmicamente aislante que disminuye el flujo de calor en la superficie y eleva la temperatura en los primeros kilómetros bajo la superficie. El flujo térmico en la superficie de Mercurio se ha calculado en trabajos previos a través de la profundidad de la transición dúctil-frágil, a partir del espesor elástico efectivo y mediante modelos de evolución térmica^(2,3,4). La mayoría de estos estudios excluyen la capa de megarregolito, lo que resulta en una elevada disipación de calor que es difícil de reconciliar con la limitada contracción del planeta que se infiere de la deformación observada en la superficie. La inclusión de la capa de megarregolito reduce el flujo de calor y lleva a una disminución en el radio del planeta más compatible con las observaciones⁽⁹⁾.

En este trabajo calculamos el flujo de calor en la superficie de Mercurio incluyendo una capa de megarregolito y utilizando valores publicados de la profundidad de la transición dúctil-frágil. Las propiedades térmicas del megarregolito en Mercurio son poco conocidas, pero la mayoría de estudios indican que estas propiedades se parecen a las de la Luna^(1,5), por lo que en nuestros cálculos adoptamos las propiedades térmicas del megarregolito lunar.

La resolución de la ecuación del calor necesita dos condiciones de contorno. Una de ellas se establece en la transición dúctil-frágil que, de acuerdo con trabajos previos, varía entre 35 y 40 km^(2,6,7). A esta profundidad podemos obtener la temperatura igualando la resistencia a la deformación frágil y dúctil de la litosfera. La segunda condición de contorno se establece en la superficie, donde el flujo se puede expresar a partir de un balance entre la energía procedente del Sol que es absorbida por la superficie y la energía que el planeta emite debido a su temperatura. Por último, la ecuación del calor incorpora una capa de megarregolito de entre 1 y 5 km de grosor con propiedades típicas del megarregolito lunar.

Los flujos térmicos en la superficie de Mercurio que hemos adquirido varían entre 6 y 15 mW m⁻². Estos flujos son más bajos que los actuales, lo que no es compatible con un enfriamiento del planeta que daría lugar a los escarpes. Los resultados obtenidos variando el grosor del megarregolito indican que esta capa debe ser menos aislante que la existente en la Luna para producir un aumento apreciable del flujo térmico. Este resultado concuerda con los obtenidos recientemente a partir de los datos proporcionados por MESSENGER, que

apuntan a que el megarregolito en Mercurio tiene mayor densidad y conductividad térmica que el de la Luna⁽⁶⁾. En este caso los flujos térmicos proporcionados en este trabajo constituyen un límite inferior. Es posible encontrar el límite superior eliminando de la ecuación del calor la capa de megarregolito. Este procedimiento permite limitar el flujo térmico en la superficie de Mercurio al intervalo 6 – 29 mW m⁻². Además de proporcionar información sobre el flujo térmico, también podemos limitar las temperaturas dentro de la parte frágil de la corteza, que estarían comprendidas entre el perfil térmico que resulta de incluir el megarregolito en la ecuación del calor (Figura 1a) y el obtenido tras eliminarlo (Figura 1b).

Resumiendo, la introducción de una capa de megarregolito con propiedades térmicas similares a las de la Luna limita el flujo de calor en la superficie de Mercurio al intervalo entre 6 y 29 mW m⁻² y constriñe las temperaturas en la parte frágil de la litosfera a aquellas situadas entre las Figuras 1a y 1b. Los bajos flujos en superficie obtenidos al incluir el megarregolito indican que esta capa es menos aislante que la lunar, lo que coincide con las conclusiones alcanzadas en trabajos recientes que se basan en datos procedentes de los instrumentos MDIS y MASC, que van a bordo de la nave MESSENGER.

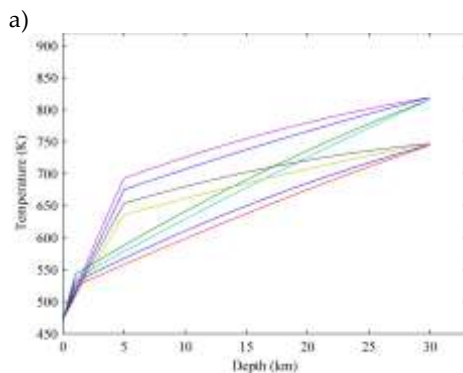


Figura 1a. Perfil de temperatura en el que se incluye una capa de megarregolito de 1–5 km de grosor.

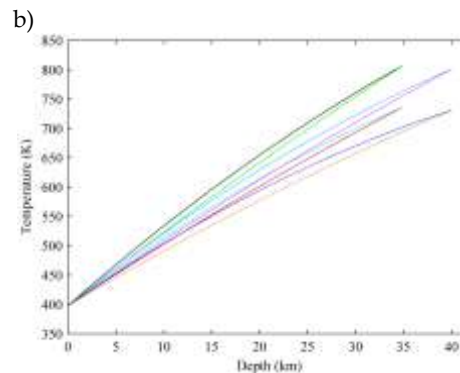


Figura 1b. Perfil de temperatura obtenido tras omitir el megarregolito.

Referencias

1. D. Morrison. *Space Sci. Rev.* 11, 271-307 (1970).
2. I. Egea-González, J. Ruiz, C. Fernández, C. et al. *Planet. Spa. Sci.* 60, 193-198 (2012).
3. J. Ruiz, V. López, I. Egea-González, *Icarus* 225, 86-92 (2013).
4. S.A. Hauck, A.J. Dombard, R.J. Phillips et al. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 222, 713-728 (2004).
5. J.N. Cuzzi. *ApJ.* 189, 577-586 (1974).
6. J.A. Ritzer, S.A. Hauck, O.S. Barnouin et al. *Lunar Planet. Sci. Conf. 41st.*, Abstract 1533 (2010).
7. T.R. Watters, R.A. Schultz, M.S. Robinson et al. *Geophys. Res. Lett.* 29, 10.1029/2001GL014308 (2002).
8. D.L. Domingue, S.L. Murchie, N.L. Chabot et al. *Planet. Spa. Sci.* 59, 1853-1872 (2011).
9. M. Grott, D. Breuer, M. Laneuville. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 307, 135-146. (2011).

Effect of ammonia onto adsorption of glycine on cometary dust grains: Application of Computational atomistic methods

Elizabeth Escamilla-Roa¹ and C. Ignacio Sainz-Díaz²

e-mail: roa@iaa.es

¹ Instituto de Astrofísica de Andalucía (CSIC), Glorieta de la Astronomía s/n, 18008 Granada (Spain)

² Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-UGR), Av. de las Palmeras 4, 18100 Granada, (Spain)

In recent years, glycine, the simplest amino acid, has become a topic of great importance in astrobiology due to its unambiguous detection in the dust of comet 81P/Wild 2 by Stardust mission. ¹ A possible end state for glycine in comets is to become bonded to a species of cometary dust. However, many questions remain about how glycine survives the extreme conditions prevailing in the interstellar medium (ISM). The detailed chemical interactions occurring on the dust grain surfaces with organic molecules are of great interest, as they shed light on possible routes for life from extraterrestrial space to Earth. Forsterite is a silicate that has been found cometary dust. Previously we have simulated the interaction between glycine molecule and a forsterite surface and found that the interaction occurs through a chemisorption process. ² When glycine is accompanied by ice water which is one the principal component of cometary dust, we found in our previous calculation that the chemisorption energy increases. ³ In this work we describe a more realistic situation, by adding ammonia molecules in the model of amorphous ice. The NH₃ is a part of volatile components of cometary ices. We propose models that describe this scenario that consist of a quaternary system of one neutral glycine molecule, a mixture of amorphous ice with ammonia (water-ammonia), and forsterite (100) surfaces (dipolar and non-dipolar). Our quantum mechanical calculations shows that the ammonia molecule has a similar affinity (34 kcal/mol) to the forsterite surface to that observed with water (32 kcal/mol). The presence of ammonia/water ice increases the adsorption energy of glycine on the forsterite surface with respect to only water amorphous ice.

Referencias

- 1.- J.E. Elsila, D.P. Glavin, J.P. Dworkin Science 2009. 44, 1323-1330
- 2.- E. Escamilla-Roa, F. Moreno Planetary and Space Science 2012,70, 1-9
- 3.- E. Escamilla-Roa, F. Moreno Planetary and Space Science 2013, 75, 1-10

Deformación en el interior un cráter enterrado de Mercurio

Valle López^{1,2}, Javier Ruiz³, y Antonio Vazquez²

e-mail: valle.lopez@igeo.ucm-csic.es

¹ Instituto de Geociencias (UCM, CSIC), Madrid, España

² Escuela Técnica Superior de Ingenieros en Topografía, Geodesia y Cartografía, Universidad Politécnica de Madrid, España

³ Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid, España

La superficie de Mercurio muestra una gran variedad de estructuras tectónicas compresionales indicativas de contracción planetaria (1,2), como *lobate scarps*, *wrinkle ridges*, y *high relief ridges*, que se interpretan como manifestaciones de fallas inversas que varían en apariencia en función del tipo de superficie deformada y del buzamiento de la falla (3-5). Por otro lado, hay evidencias de variaciones en la topografía de gran escala de Mercurio, presentes en las planicies suaves del norte y en la cuenca de Caloris, y que podrían reflejar la contracción (y quizás pliegues de gran escala) asociada al enfriamiento del planeta (6). En este trabajo describimos la deformación que presenta una región localizada en el ecuador, entre las latitudes 10°N y 8°S y las longitudes 56°E y 86°E, empleando los mosaicos creados por el USGS a partir de las imágenes MDIS/NAC obtenidas por los sobrevuelos de la sonda MESSENGER. La Figura 1 muestra un cráter enterrado, de 450 km de diámetro aproximadamente, con coordenadas 2°N y 74°E, situado al oeste del cráter Firdousi, y cuyo porción NE se superpone al cráter Faulkner. Un Modelo Digital del Terreno obtenido a partir de imágenes estereoscópicas (7) delimita claramente los límites del cráter y muestra que su interior tiene una elevación 1-2 km menor que los terrenos circundantes.

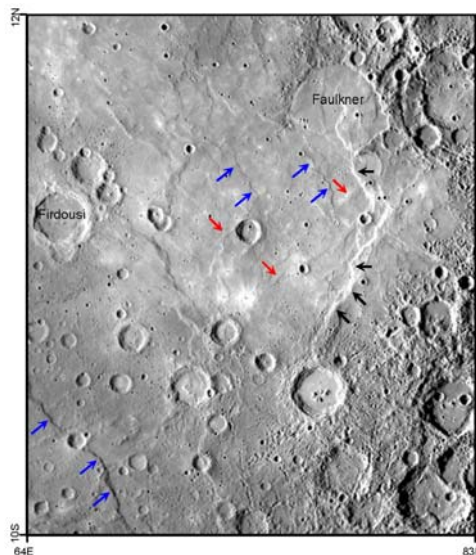


Figura 1: las flechas negras indican un gran escarpe superpuesto al cráter enterrado estudiado en este trabajo, las flechas azules indican wrinkle ridges y las flechas rojas señalan un conjunto de estructuras NE-SO que podrían ser wrinkle ridges o pliegues.

El interior del cráter está cubierto por llanuras volcánicas poco craterizadas, las cuales se encuentran deformadas por dos conjuntos de estructuras tectónicas y un gran escarpe. Apartir de las relaciones de corte entre las estructuras se puede observar la sucesión de distintas fases tectónicas de un mismo evento o la superposición de diversas estructuras. Los *wrinkle ridges* de orientación NNO-SSE (flechas azules) son parte de una deformación regional que atraviesa el cráter y deforma sus alrededores, y cortan las lineaciones NE-SO (flechas rojas) espaciadas regularmente (~40 km). Las sombras producidas por estas estructuras revelan relieves relativamente bajos, limitados por escarpes o arqueados en sección, y aparentemente limitados al cráter enterrado; estos relieves podrían representar pliegues o *wrinkle ridges* enterrados.

Las estructuras tectónicas observadas revelan por tanto dos fases tectónicas que deforman las llanuras volcánicas del cráter enterrado, correspondiendo las lineaciones de dirección NE-SO a la fase más antigua registrada, y los *wrinkle ridges* NNO-SSE a una más moderna que refleja un cambio en la orientación de los esfuerzos. La formación de un gran escarpe aproximadamente sobre el límite E y SE de la cuenca (flechas negras) es posterior a los *wrinkle ridges* NNO-SSE, aunque sería un conjunto de estructuras, formadas en distintos estadios, que muestran en su parte norte características típicas de *wrinkle ridges*.

Por todo ello, se puede concluir que la deformación del cráter enterrado estudiado aporta información sobre las relaciones temporales entre y las sucesivas fases de deformación, por acortamiento a nivel planetario de Mercurio, de las llanuras volcánicas, así como los cambios en la orientación los esfuerzos, los cuales podrían estar asociados a cambios en los patrones convectivos del manto (8), o al desplazamiento del eje de rotación del planeta (9).

Referencias

1. Strom, R.G., Trask, N. J., Guest, J. E.: Tectonism and volcanism, J. Geophys. Res. 80, 2478-2507, 1975.
2. Dzurisin, D.: The tectonic and volcanic history of Mercury as inferred from studies of scarps, ridges, throughs and other lineaments, J. Geophys. Res. 83, 4883-4906, 1978.
3. Watters, T.R., Solomon, S.C., Robinson, M.S., Head, J.W., André, S.L., Hauck, S.A., Murchie, S.L.: The tectonics of Mercury: The view after MESSENGER's first flyby, Earth Planet. Sci. Lett. 285, 283-296, 2009.
4. Watters, T.R., Nimmo, F.: The tectonics of Mercury. In: Planetary Tectonics, Watters, T.R., Schultz, R.A. (Eds.), Cambridge Univ. Press. Cambridge, pp 15-80, 2010.
5. Ruiz, J., López, V., Dohm, J.M., Fernández, C.: Structural control of scarps in the Rembrandt region of Mercury, Icarus 219, 511-514, 2012.
6. Zuber, M.T., et al.: 2012. Topography of the northern hemisphere of Mercury from MESSENGER laser altimetry. Science 336, 217-220, 2012.
7. Preusker, F., Oberst, J., Head, J.W., Watters, T.R., Robinson, M.S., Zuber, M.T., Solomon, S.C.: Stereo topographic models after three MESSENGER flybys. Planet. Spa. Sci. 59, 1910-1917, 2011.
8. King, S.D., Pattern of lobate scarp in Mercury's surface reproduced by a model of mantle convection. Nat Geos. 1, 229-232, 2008.
9. Matsuyama, I., Nimmo, F.: Gravity and tectonics patterns of Mercury: the effect of tidal deformation, spin.orbit resonance, non-zero eccentricity, despinning and reorientation, J. Geophys. Res. 114, E01010, 2009.

Gradiómetro de tipo micro-electro-mecánico para la caracterización completa del entorno magnético sobre la superficie de Marte.

J.L. Mesa¹, D. Ciudad², M.E. McHenry³, C. Aroca², M. Díaz-Michelena¹

e-mail: mesaujl@inta.es

¹Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial, Torrejón de Ardoz, España.

²Universidad Politécnica de Madrid, ISOM-ETSIT, Madrid, España.

³Carnegie Mellon University, Pittsburg, Pennsylvania, USA

La determinación completa e in-situ del campo magnético de Marte constituye un ambicioso objetivo en la exploración del planeta, debido a sus implicaciones en otras ramas de investigación como el paleomagnetismo, tectónica de placas o composición mineralógica [1].

Emplazar un instrumento funcional en Marte es una tarea complicada, por un lado debido a las condiciones extremas que tienen lugar en su superficie: grandes variaciones de temperatura, baja presión atmosférica, ambiente de alta radiación, etc, y por otro lado dadas las limitaciones de las misiones donde se embarcan este tipo de instrumentos: restricciones de potencia, masa y volumen, además de la necesidad de operar en un ambiente con ruido magnético.

Para poder realizar una caracterización completa del entorno magnético del suelo es conveniente conocer no sólo el campo magnético sino también su gradiente. Existen muchos magnetómetros avanzados con las propiedades adecuadas para el cometido mencionado y con masa, volumen y consumo de potencia apropiados, además de su robustez [2], pero la determinación del gradiente de campo aún no ha sido resuelta con la misma eficacia y muchos de los desarrollos en gradiómetros se basan en la medida indirecta del gradiente mediante dos magnetómetros separados una cierta distancia [3-5].

El objetivo del presente trabajo es introducir un nuevo gradiómetro basado en un sistema micro-electro-mecánico (Micro Electro Mechanical System – MEMS) para la medida puntual del gradiente de campo magnético, con el propósito de realizar medidas in-situ sobre la superficie de Marte y arrojar algo de luz sobre las explicaciones de las anomalías magnéticas detectadas en el planeta rojo.

El gradiente magnético es un tensor de 9 componentes, pero en ausencia de corrientes eléctricas y variaciones temporales del campo eléctrico el rotacional del campo $\nabla \times \vec{\mathbf{B}} = 0$. En estas condiciones el tensor gradiente es simétrico, y puede definirse determinado 6 componentes.

Se propone un sistema con una configuración determinada de forma que una ligera modificación en la orientación del sistema que se propone serviría para determinar el resto de las componentes. El dispositivo en conjunto consiste en un conjunto de seis lengüetas magnéticas para medir las seis componentes necesarias del gradiente (con una resolución en el orden de 1 nT/mm) junto a otro magnetómetro, miniaturizado y más preciso para la

medida vectorial de la magnitud del campo magnético (con resolución en el orden de 10 nT) [6].

Cada componente del dispositivo consiste en una lengüeta con la geometría apropiada, sistema de excitación y un mecanismo que genera un gradiente de campo conocido, por ejemplo, un juego de imanes o una combinación de bobinas. Las lengüetas son bimorfas, fabricados con dos capas de material piezoeléctrico, y recubiertas de un material ferromagnético blando (aleación de hierro y níquel). En adelante se explica el principio de funcionamiento de una de las componentes.

El sistema de excitación genera un campo magnético alterno de magnitud suficiente como para saturar el material ferromagnético a lo largo del ancho de la lengüeta. El material es entonces saturado alternativamente en ambos sentidos en esta dirección.

Bajo la presencia de un gradiente de campo magnético en la dirección normal al plano de la lengüeta en la que se encuentra la capa de material ferromagnético, éste experimenta una fuerza, haciendo oscilar la lengüeta. La vibración genera una señal eléctrica cuando las láminas que componen la lengüeta se estiran y contraen, debido a las propiedades piezoeléctricas dichas láminas. La lectura de esta señal eléctrica proporciona información de la amplitud y fase de la oscilación, y por tanto del gradiente de campo que la provoca.

El actual sistema, con dimensión milimétrica, trabaja en su frecuencia de resonancia mecánica y ha permitido las primeras medidas de gradiente de campo magnético.

Referencias

1. Nielsen, O.V.; Johanson, T; Knudsen, J.M.; Primdahl, F.: *Possible magnetic experiments on the surface of Mars*. J. Geophys Res-Planet, 97, 1037-1044, Jan 1992.
2. Acuña, M.H.: *Space-based magnetometers*, Rev. Sci. Instrum., 73, 3717-3736, doi: 10.1063/1.1510570, Nov 2002.
3. Merayo, J.M.G.; Brauer, P.; Primdahl, F.: *Triaxial fluxgate gradiometer of high stability and linearity*, Sensor Actuat A-Phys., 120, 71-77, doi: 10.1016/j.sna.2004.11.014, Apr 2005.
4. Lucas, I.; Michelena, M.D.; del Real, R.P.; de Manuel, V.; Plaza, J.A. 2; Duch, M.; Esteve, J; Guerrero, H.: *A New Single-Sensor Magnetic Field Gradiometer*, Sens. Lett., 7, 563-570, doi: 10.1166/sl.2009.1110, Aug 2009.
5. Flanders, P.J.: *An alternating-Gradient Magnetometer*. J. Appl. Phys., 63, 3940-3945, doi: 10.1063/1.340582, Apr. 1988.
6. Ripka, P.: *Advances in fluxgate sensors*, Sensor Actuat A-Phys., 106, 8-14, doi: 10.1016/S0924-4247(03)00094-3, Sep 2003.

Geologic analysis and habitability potential of Ariadnes Colles, Terra Sirenum, Mars

A. Molina^{1,3}, E. Hauber², L. Le Deit², D.C. Fernández-Remolar¹

and M.A. de Pablo³

e-mail: a.molina@csic.es

¹ Centro de Astrobiología, CSIC-INTA, Spain

² Institute of Planetary Research, DLR, Germany

³ Geology Department, University of Alcalá, Spain

A group of basins in the southern highlands of Mars, between Terra Cimmeria and Terra Sirenum, shows very intriguing features. The topographic depressions display isolated knob fields in their bottom part as well as several other geomorphologic and tectonic features [1]. According to previous studies, the morphologic evidence suggests that these depressions could have been filled with water during one or more episodes, forming the so called Eridania Lake and/or minor isolated lakes [2-4]. The presence of several water-related features (such as channels, inverted channels, fans) as well as aqueous materials (phyllosilicates, chlorides) [5-6] confirms the important role of water in this region. Hence, we consider this location to be a promising place to assess the habitability potential of Early Mars. For that purpose we focus on the Ariadne Colles basin, which displays the best-preserved landforms (Fig. 1). Our goal is to describe its geologic history and constrain the paleoenvironmental conditions that had created the features that we observe today.

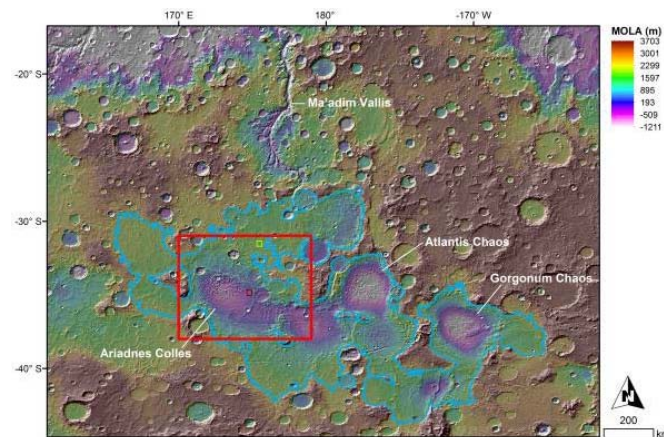


Figure 1 Location of the Eridania Lake, and its proposed coastline (blue line) reported on a MOLA topographic map. The red square shows our study area.

To achieve an appropriate knowledge of the geologic processes that had operated in the area, geomorphological, stratigraphical and mineralogical surveys should be performed. Images acquired by various orbital instruments provide datasets that could be integrated

with specialized software. For geomorphology and stratigraphy, HRSC, CTX, THEMIS and HiRISE images and derived topography have been combined into a Geographic Information System (GIS). We also used CRISM and OMEGA hyperspectral images to determine the mineralogical composition of the observed geological units.

Here, we present the preliminary results of the geologic study that we made in Ariadnes Colles (Fig. 2). We describe 8 units in the study area. The Hesperian ridged (Hr) and Noachian cratered plains (Npl), both described by Greeley and Guest [7], are covering most of the topographically depressed and elevated areas, respectively. Impact crater ejecta and crater smooth floors have been defined as another two different units. Several lobate and fluidized ejecta blankets have been found in the area, as well as some possible pedestal craters. The Electris formation [1, 8] was mapped in the margins of the basins, sometimes indistinguishable from Npl. As result, the shape shown here is not definitive. The chaotic terrains and knobs unit is located mainly at the bottom of the Ariadnes depression and the basin in the SE of the study area, but some isolated minor fields and knobs are also distributed along Hr unit. Associated with the Hr unit we also found two kinds of deposits, with converse properties. The first one has high IR reflectance and low albedo. Its surface is smooth and delimits the knob field distribution in the Ariadnes basin bottom. In contrast, the other deposits have low IR reflectance and high albedo. Some patches of this material have been mapped in the North and the East of the study area, and might be evaporitic deposits considering their texture and their location in some depressions surrounded by channels. Further mineralogical analyses could explain the nature and composition of these deposits. Geomorphological and structural features such as ridges, faults and channels have also been mapped, but are not shown here for improved clarity.

After accomplishing the geologic survey of the area, hypotheses about the geologic history of the area will be formulated and some possible environmental scenarios can be proposed and tested. This will be the basis to assess the habitability potential of the Ariadnes Colles basin and the surrounding region.

References

1. J. A. Grant, S. A. Wilson, E. N. Dobreá, R. L. Fergason, J. L. Griffes, J. M. Moore and A. D. Howard, *Icarus*, 205, 53–63 (2010)
2. A. Márquez, M. A. de Pablo, R. Oyarzun and C. Viedma, *Icarus*, 179, 398–414 (2005)
3. M. A. de Pablo and A. G. Fairén, *Int. J. Astrobiol.*, 3, 257–263 (2004)
4. R. P. Irwin III, A. D. Howard and T. A. Maxwell, *J. Geophys. Res.*, 109, E12009 (2009)
5. M. M. Osterloo, F. S. Anderson, V. E. Hamilton and B. M. Hynek, *J. Geophys. Res.*, 115, E10012 (2010)
6. M. S. Gilmore, D. R. Thompson, L. J. Anderson, N. Karamzadeh, L. Mandrake and R. Castaño, *J. Geophys. Res.*, 116, E07001 (2011)
7. R. Greeley and J. E. Guest, *USGS, Map I-1802-B*, (1987)
8. J. A. Grant and P. H. Schultz, *Icarus*, 84, 166–195 (1990)

Impacto electroquímico de rayos en la mesosfera terrestre: el caso de Sprite Halos

F.C. Parra-Rojas¹, A. Luque¹, y F.J. Gordillo-Vázquez¹

e-mail: fpr@iaa.es

¹Departamento del Sistema Solar, Instituto de Astrofísica de Andalucía IAA CSIC, Granada, España

Los Eventos Luminosos Transitorios (TLE) son enormes destellos de luz que se producen entre la estratosfera y la baja ionosfera. Su existencia no fue descubierta hasta 1989⁽¹⁾. Los Sprite Halos son aplanados destellos difusos de color rojizo que suelen aparecer entre 75 km y 85 km de altitud, asociados con descargas eléctricas nube-tierra (CG) positivas y negativas, y con diámetros de hasta 100 km y una anchura vertical de hasta a 10 km de altitud⁽²⁾. Es sabido que los rayos afectan a la densidad de electrones y por lo tanto a la conductividad en la mesosfera e ionosfera⁽³⁾. Varios modelos han estudiado la influencia de tormentas en el equilibrio químico de la mesosfera. En particular, es sabido que los impulsos electromagnéticos (EMP) provocados por un rayo, afectan a la densidad electrónica local en la baja ionosfera⁽⁴⁾. En el estudio presentado aquí, nuestro objetivo no es sólo cuantificar la influencia del campo eléctrico mesosférico generado por descargas eléctricas CG en la densidad ambiental de electrones sino también analizar la dependencia con la altura y la evolución en el tiempo de las concentraciones de especies químicas bajo la acción del campo eléctrico.

El modelo cinético utilizado es una extensión del modelo de Gordillo-Vázquez de 2008⁽⁵⁾ y 2010⁽⁶⁾, donde ahora utilizamos 97 especies químicas y más de 800 procesos químicos. El modelo resuelve la ecuación de balance estadístico acoplada con la ecuación de transporte de Boltzmann. También implementamos el efecto de descargas \pm CG en un rango de altitudes entre 50 km y 87 km asumiendo una forma triangular para los momentos de corriente con diferentes valores máximos. Nuestro modelo calcula el campo eléctrico en la mesosfera asociado a descargas eléctricas en la troposfera, resolviendo de forma autoconsistente las ecuaciones anteriormente mencionadas junto con la ecuación⁽⁷⁾

$$\epsilon_0 \frac{dE}{dt} = -\sigma E + J_T(t), \quad (1)$$

donde σ es la conductividad eléctrica y $J_T(t)$ es la corriente total.

A grandes altitudes y para todos los casos de descargas +CG estudiadas y en descargas CG con picos de momento de corriente de 200 kAkm, el campo eléctrico reducido alcanza valores cercanos al campo eléctrico de ruptura. Sin embargo, solo para descargas +CG el modelo predice valores de E/N cercanos al umbral de ruptura a alturas relativamente bajas debido a la alta concentración de electrones generados en la etapa de corriente continua (20 kAkm). Estas densidades de electrones alcanzan valores superiores a

10 cm^{-3} persistiendo en el tiempo debido a la gran dependencia con el campo eléctrico reducido del *associative detachment* del O^- por N_2 (ver Figura 1).

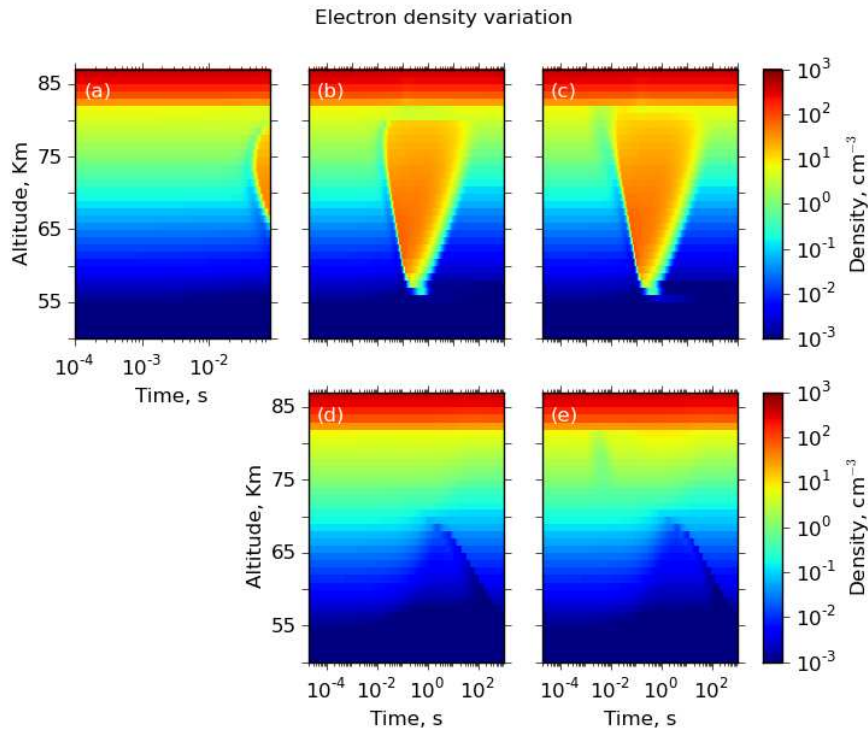


Figura 1: Evolución en tiempo y dependencia con la altura de la densidad de electrones debida a descargas CG con (a) un momento de corriente medido⁽⁸⁾, (b) 100 kAkm de pico de momento de corriente con 20 kAkm de momento de corriente continua, (c) 200 kAkm de pico de momento de corriente con 20 kAkm de momento de corriente continua, (d) 100 kAkm de pico de momento de corriente y (e) 200 kAkm de pico de momento de corriente. En los casos (d) y (e) la corriente continua es cero.

Referencias

1. R.C. Franz et al., Science 249, 48 (1990).
2. C.P. Barrington Leigh et al., J. Geophys. Res. 106, 1741 (2001).
3. X.M. Shao et al., Nat. Geoscience 6, 29 (2013).
4. Y.N Taranenko et al., Geophys. Res. Lett. 20, 1539 (1993).
5. F.J. Gordillo Vázquez, J. Phys. App. D 41(23), 234 (2008).
6. F.J. Gordillo Vázquez, J. Geophys. Res. 115, A00E25 (2010).
7. A. Luque, F.J. Gordillo Vázquez, Nat. Geoscience 5, 22 25 (2012).
8. W.R. Gamerota et al., J. Geophys. Res. 116, A02317 (2011).

Diseño e implementación de un espectrógrafo y un polarímetro para la diagnosis de plasmas de aire producidos por eventos luminosos transitorios en la mesosfera terrestre.

M. Passas¹, J. Sánchez², F.C. Parra-Rojas¹, A. Luque¹, F.J. Gordillo-Vázquez¹

e-mail: passasv@iaa.es

¹Departamento de Sistema Solar, Instituto de Astrofísica de Andalucía, IAA-CSIC

²Unidad de Desarrollo Instrumental y Tecnológico UDIT del IAA-CSIC

Los eventos luminosos transitorios o TLEs (Transient Luminous Events) son un tipo de emisiones ópticas que ocurren en la mesosfera terrestre y que están asociados a rayos en tormentas con fuerte aparato eléctrico en la troposfera. Se observaron por primera vez y de manera accidental en 1989 y ya estaban predichos por C.T. R. Wilson desde los años 20. [1]

Con el objetivo de comprender la naturaleza de la mesosfera terrestre, se han realizado estudios de espectroscopía de los TLEs en el visible con una resolución espectral máxima de $R = \lambda / \Delta\lambda = 215$ ó 3 nm [2]-[4], pero no se ha contemplado el análisis del espectro de estas emisiones ópticas con resoluciones espectrales superiores ni tampoco la caracterización de la posible polarización de la luz emitida por los TLEs.

Nuestro grupo pretende combinar las predicciones de nuestros modelos teóricos implementados para estudiar la cinética y la electrodinámica de los plasmas de aire generados por los TLEs con los datos recogidos sistemáticamente por un instrumento de diagnosis espectroscópica y polarimétrica diseñado a tal efecto. Para ello hemos desarrollado un instrumento de medida que nos permite estudiar simultáneamente dos aspectos de la luz que emiten los TLEs: su espectro y su polarización. GRASSP (GRANada Sprite Spectrograph and Polarimeter) consta de un espectrógrafo y de un polarímetro, instalados sobre sendos brazos de una montura que los desplaza de manera remota y automática apuntando a las regiones del cielo donde se espera con mayor probabilidad que ocurra un TLE gracias a la consulta de la base de datos de LINET que nos indica cada minuto la posición geográfica de los últimos rayos acontecidos, así como su intensidad, su polaridad y el instante de tiempo en el que se produjeron. Haciendo uso de un software de detección de TLEs se guardan únicamente las imágenes correspondientes a eventos de este tipo, que serán posteriormente procesadas y analizadas.

El instrumento está ubicado actualmente en el observatorio de Calar Alto (Almería) a 2168 m sobre el nivel del mar desde donde podemos observar la zona oeste del Mediterráneo (37°-45° N; 2°O-6°E) con una elevación desde 10° a 35° sobre la horizontal. En esta zona tiene lugar la mayor actividad de TLEs en Europa.

El instrumento GRASSP se compone de diferentes subsistemas controlables remotamente gracias a un autómata y están gestionados por un PC al que también accedemos en remoto. Todos los componentes de GRASSP están alojados en una caja hermética e isotérmica de aproximadamente un metro cúbico de volumen, que presenta una ventana de doble cristal con un 87% de transmisión de la luz.

El Advantys OTB1E0DM9LP es un autómata de entradas y salidas distribuidas IP20 que permite controlar de forma remota, gracias a una aplicación implementada en Matlab, el encendido y apagado de los diferentes subsistemas que forman GRASSP, así como comprobar el estado del PC, a través del protocolo de mensajería Modbus. El PC es un procesador Intel Core i5 bajo Windows XP que hace de interfaz de usuario con los diferentes subsistemas de GRASSP.

El espectrógrafo tiene un rango espectral libre de 110 nm y puede trabajar en diferentes rangos espectrales (cambiando la red de difracción). Tiene una resolución media de $R = 1500$ o $\Delta\lambda = 0.45$ nm, esto es, entre 5 y 10 veces mayor que los espectrógrafos usados hasta ahora para espectroscopía de TLEs. Esta mayor resolución espectral nos permitirá estimar, con mayor precisión que estudios previos, la temperatura rotacional (o del gas) en plasmas de aire generados por TLEs. Hemos obtenido su función instrumental a partir de las recomendaciones de [12] de manera que podemos corregir los espectros obtenidos antes de compararlos con nuestros espectros sintéticos.

El polarímetro consta de 6 canales de entrada con un FOV de 4.5° , cubriendo un rango espectral desde los 550 nm a los 750 nm y una sensibilidad inferior al 5%. Cada canal de entrada presenta un filtro polarizador: cuatro de ellos son lineales, con un desfase de 45° entre cada dos consecutivos, siendo los dos restantes filtros polarizadores circulares, uno de ellos a izquierdas y el otro a derechas, de manera que podemos obtener los cuatro parámetros de Stokes con una sola imagen. La CCD instalada en el polarímetro es de 2000×2000 pixels y tiene un FOV de $15 \mu\text{m}/\text{px}$.

Referencias

- [1] Franz, R.C. , Nemzek, R.J. and Winkler, J.R. *Science* 249, 48 (1990).
- [2] Mende, S.B., Rairden, R. L. ,Swenson, G. R. Lyons, W. A. *Geophys. Res. Lett.* 22, 2633(1995).
- [3] Hampton, D.L., Heavner, M. Wescott, E. M. and Sentman, D., *Geophys. Res. Lett.* 22, 89(1996).
- [4] Kanmae, T.T., Stenbaek-Nielsen, H.C. McHarg, M.G., *Geophys. Res. Lett.* 34, L07810 (2007).
- [5] Gordillo-Vázquez F.J. *Journal of Physics D: Applied Physics* 41, 234016 (2008).
- [6] Luque, A. and Gordillo-Vázquez, F.J. *J. Geophys. Res.: Space Physics*, 116, A02306, (2011).
- [7] Luque, A. and Gordillo-Vázquez, F.J., *Geophys. Res. Lett.* 38, L04808, (2011).
- [8] Gordillo-Vázquez, F.J. , Luque, A. and Simek, M. J. *Geophysical Research: Space Physics* 116, A09319, doi: 10.1029/2011JA016652, (2011).
- [9] Gordillo-Vázquez, F.J., Luque, A. and Simek, M. J. *Geophysical Research* 117, A05329, doi: 10.1029/2012JA017516, (2012).
- [10] Gordillo-Vázquez, F.J. and Luque, A. *Geophys. Res. Lett.* 39, L16809, doi: 10.1029/2010GL044349, (2010).
- [11] Luque, A. and Gordillo-Vázquez, F.J. *Nature Geoscience* 5, 22-25 doi: 10.1038/ngeo1314, (2012).
- [12] Fantz, U. *Plasma Sources Sci. Technol.* 15, S137-S147 doi: 10.1088/0963,0252/15/4/S01, (2006).

Medida de B en Marte a partir de ionogramas

M. Ramírez-Nicolás^{1,2}, B. Sánchez-Cano^{1,2}, y M. Herraiz^{1,2}

e-mail: marramir@fis.ucm.es

¹ Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, (UCM), España

² Instituto de Geociencias (UCM, CSIC), Madrid, España

El radar MARSIS (Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding) a bordo de la nave europea Mars Express y en operación desde mediados de 2005, es un radar de baja frecuencia diseñado para sondear la ionosfera, superficie y subsuelo de Marte. El instrumento consta de una antena de 40 m dipolar, una antena de 7 m monopolar, un transmisor, un receptor y un sistema de procesamiento de datos.

Dicho instrumento ha proporcionado gran variedad de resultados científicos. Uno de ellos ha sido el hallazgo de una serie de intensos ecos de baja frecuencia que en la literatura han sido atribuidos a la frecuencia local del ciclotrón ⁽¹⁾. Asumiendo que esto es cierto, es posible calcular a partir de ellos los valores de campo magnético para un electrón ⁽²⁾, los cuales, tal y como concluyen algunos trabajos previos ⁽³⁾, se ajustan con los valores propuestos en el modelo teórico de campo magnético de ⁽⁴⁾.

De los dos modos de operación que tiene el radar, el modo de sondeo ionosférico es el que se ha utilizado en este trabajo; en concreto los ionogramas (gráficas de tiempo de retraso versus frecuencia portadora) que este modo de operación proporciona. Para este estudio se han analizado los ionogramas comprendidos entre el 10/08/2005 hasta el 22/04/2007 en los cuales la frecuencia ciclotrónica del electrón era visible.

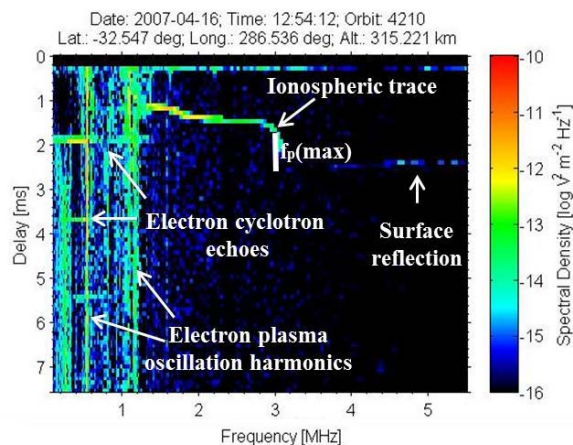


Figura1. Ionograma diurno de Marte en el que aparecen los ecos de la frecuencia del ciclotrón para el electrón ⁽⁵⁾.

En la Figura 1 se pueden observar como esta frecuencia ciclotrónica aparece en forma de líneas horizontales equiespaciadas temporalmente en las frecuencias más bajas.

Partiendo de las ecuaciones de Lorentz, es posible obtener la expresión del campo magnético B necesaria para los cálculos (1):

$$B = \frac{m}{q \sin \alpha} \frac{2\pi}{T} \quad (1)$$

donde m y q son la masa y la carga respectivamente del electrón, α el ángulo descrito entre la antena y el plano descrito por el movimiento del electrón y T es el periodo que se obtiene a partir de la frecuencia ciclotrónica.

Utilizando estos valores de campo, se ha comenzado el estudio de la interacción existente entre las anomalías de campo magnético corticales presentes en la superficie de Marte y la alta atmósfera. Los principales análisis se centran en estudiar la evolución de este campo en altura, y elaborar un primer mapa de su distribución espacial de que será completado con el estudio de nuevos datos. De igual forma, para cada órbita analizada de Mars Express, ha sido posible representar el valor obtenido de campo magnético en diferentes configuraciones (e.g. frente a la altura, latitud...) con el objetivo de contrastarlos con los valores procedentes de otras misiones como la Mars Global Surveyor (MGS).

Referencias

1. D.A. Gurnett and A. Bhattacharjee, "Introduction to Plasma Physics with Space and Laboratory Applications". Cambridge University Press, Cambridge, p. 91 (2005).
2. F. Akalin, D.D. Morgan, D.A. Gurnett, D.L. Kirchner, D.A. Brain, R. Modolo, M.H. Acuña, J.R. Espley, "Dayside induced magnetic field in the ionosphere of Mars", *Icarus* 206, 104–111 (2010).
3. D.A. Gurnett, R.L. Huff, D.D. Morgan, A.M. Persoon, T.F. Averkamp, D.L. Kirchner, F. Duru, F. Akalin, A.J. Kopf, E. Nielsen, A. Safaeinili, J.J. Plaut, G. Picardi, "An overview of radar soundings of the martian ionosphere from the Mars Express spacecraft", *Advances in Space Research* 41,1335–1346 (2008).
4. J.C. Cain, B.B. Ferguson, D. Mozzoni, "An $n = 90$ internal potential function of the martian crustal magnetic field" *J. Geophys. Res.* 108 (E2), 5008, doi:10.1029/2000JE001487, (2003).
5. B. Sánchez-Cano, O. Witasse, M. Herraiz, S.M. Radicella, J. Bauer, P.-L. Blelly, G. Rodríguez-Caderot. Retrieval of ionospheric profiles from the Mars Express MARSIS experiment data and comparison with radio-occultation data, *Geosci. Instrum. Method. Data Syst.*, 1, 77-84, doi:10.5194/gi-1-77-2012, (2012).

Aproximación al movimiento de partículas cargadas en campos magnéticos locales en Marte.

M. Ramírez-Nicolás^{1,2}, D. Usero³, y L. Vázquez⁴

e-mail: marramir@fis.ucm.es

¹ Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, (UCM), España

² Instituto de Geociencias (UCM, CSIC), Madrid, España

³ Departamento de Matemática Aplicada, Facultad de Químicas, Universidad Complutense de Madrid, (UCM), España

⁴ Departamento de Matemática Aplicada, Facultad de Informática, Universidad Complutense de Madrid, (UCM), España

Las anomalías magnéticas de la corteza Marciana ⁽¹⁾ pueden explicarse según diferentes teorías. En este trabajo asumiremos que se pueden explicar mediante la utilización de diferentes configuraciones de fuentes magnetizadas ⁽²⁾. Bajo esta hipótesis, se van a analizar las trayectorias descritas por diferentes partículas cargadas como un electrón o un protón.

Con este objetivo se ha creado un esquema numérico (1) en coordenadas cartesianas (lo cual implica que se puedan utilizar expresiones de campo magnético sin restricciones) a partir de la integración de la ecuación de movimiento de una partícula.

$$\vec{v}^{n+1} - \vec{v}^n = \frac{eh}{2mc} (\vec{v}^{n+1} + \vec{v}^n) \times \vec{B}^n \quad (1)$$

En la figura1 aparecen las trayectorias para un electrón (no aparecen las del protón por cuestión de espacio) bajo la acción de diferentes campos magnéticos como el generado por una esfera, un cilindro o la combinación lineal de ambas uniformemente magnetizadas. Todos los cálculos se han desarrollado en forma matricial y en unidades Gaussianas.

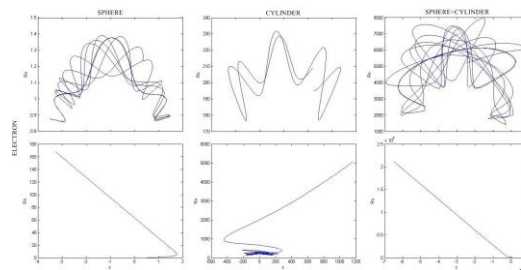


Figura1. Trayectorias atrapadas (arriba) y no atrapadas (abajo) descritas por un electrón bajo la acción de diferentes campos magnéticos generados por: esfera magnetizada (izquierda), cilindro (centro) combinación lineal de ambos (derecha).

Existe algún trabajo previo como el descrito en ⁽³⁾, en el cual se describe en coordenadas cilíndricas (ρ, z) la trayectoria descrita por un electrón en un campo magnético global dipolar.

Se han implementado configuraciones más realistas en cuanto a las velocidades iniciales empleadas, alcanzando valores de unos 450km/s. En este caso también ha sido posible encontrar trayectorias confinadas.

Con el objetivo de completar este estudio, se ha tenido en cuenta la acción de un campo gravitatorio que varía con la altura sobre las partículas cargadas. En la figura 2, aparecen representadas las trayectorias de un electrón sin el efecto de la gravedad (azul) y con el efecto de la misma (rojo). Las trayectorias negras describen la diferencia que existe entre ambas. Estos resultados preliminares muestran una cierta correlación entre la velocidad inicial utilizada en cada configuración y el efecto de la gravedad sobre las partículas (en este caso un electrón).

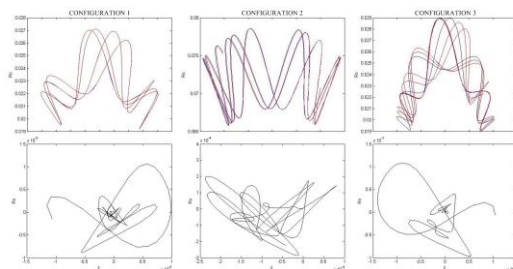


Figura 2.- Arriba, trayectorias descritas por un electrón. En azul sin el efecto de la gravedad y en rojo teniendo en cuenta el mismo. Abajo, diferencias entre las trayectorias representadas. Se han representado en coordenadas cilíndricas por conveniencia.

Por otro lado, se ha realizado un repaso a la teoría de Störmer ⁽⁴⁾. Con ello se ha logrado establecer el límite energético necesario para que un electrón o un protón puedan escapar del pozo de potencial. Estos valores se han obtenido empleando tanto la ecuación adimensional de Störmer, como una expresión en coordenadas cartesianas y unidades Gaussianas propuesta en este trabajo.

Referencias

1. M.H. Acuña, J.E.P. Connerney, N.F. Ness, R.P. Lin, D. Mitchell, C.W. Carlson, J. McFadden, K.A. Anderson, H. Rème, C. Mazelle, D. Vignes, P. Wasilewski, and P. Cloutier, "Global distribution of Crustal Magnetism Discovered by the Mars Global Surveyor MAG/ER Experiment", *Science* 284, 790-793 (1999).
2. J.E.P. Connerney, M.H. Acuña, Ness, N.H. Spohn and G. Schubert, "Mars crustal magnetism", *Space Science Reviews* 111, 1-32 (2004).
3. L. Vázquez and S. Jiménez, "Motion of a charge in a Magnetic Field. I. Painlevé Analysis and Conservative Numerical Scheme", *Applied Mathematics and Computation* 25, 207-217 (1988).
4. C. Störmer, "Sur les trajectoires des corpuscles électrisés dans l'espace sous l'action du magnétisme terrestre avec application aux aurores boréales", *Archives des Sciences Physiques et Naturelles*, 24 (1907).

Caracterización de los eclipses de Sol en un satélite de comunicaciones en Marte en órbita areoestacionaria

Pilar Romero¹ y Roberto Antolín¹

e-mail: prp@mat.ucm.es, roberto.antolin@mat.ucm.es

¹Dept. Astronomía y Geodesia, Facultad de Matemáticas, Universidad Complutense de Madrid, E-28040 Madrid, España

La próxima década de exploración en Marte, que contempla el envío de varias misiones científicas robotizadas, plantea un nuevo reto en las telecomunicaciones debido a la enorme cantidad de datos que habrá que retransmitir a la Tierra. En apoyo a este conjunto de misiones, la NASA ha propuesto ^(1, 2, 3, 4, 5, 6) la utilización de satélites areoestacionarios para dar cobertura continua a una región específica de Marte.

Un satélite areoestacionario debe mantener fija su posición relativa con respecto a Marte en rotación con un período de $P = 88642.663$ s. Esto corresponde, para un campo gravitatorio de Marte esférico y homogéneo, a un semieje mayor areoestacionario de 20428 kilómetros. Además, se requieren valores de excentricidad e inclinación igual a cero. Sin embargo, un satélite areoestacionario está perturbado por diferentes fuerzas que hacen que su órbita deje de ser areoestacionaria. Es necesario, por tanto, realizar maniobras periódicas de mantenimiento en estación utilizando motores a bordo ^(7, 8, 9). Con maniobras tangenciales a la órbita se controla la evolución en longitud del satélite, que es debida a la deriva producida por los términos armónicos perturbadores del potencial gravitatorio de Marte ^(10, 11, 12) y a la excentricidad distinta de cero debida a los efectos perturbadores de la presión de radiación solar (PRS). La caracterización de los eclipses juega un papel importante en el modelo de esta perturbación. La fuerza creada por la PRS es nula si el satélite está situado en la zona de sombra, y la inclusión de una función de sombra es, por tanto, necesaria para modelar la PRS ⁽¹¹⁾. Los eclipses también afectan al mantenimiento en estación porque en ese intervalo de tiempo en eclipse no están permitidas las maniobras ^(7, 8, 13). En este trabajo, presentamos una caracterización precisa de los eclipses solares de Marte en satélites areoestacionarios que permite analizar la implementación de diferentes estrategias de maniobras impulsivas de mantenimiento en estación.

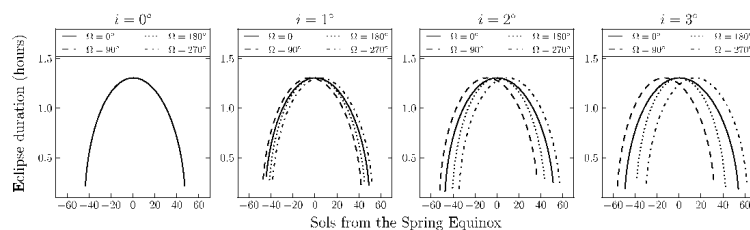


Figure 1: Número de Soles en eclipse solar y tiempo de duración de los eclipses en un año Marciano en la fecha del Equinoccio de Primavera de Marte 07/31/2013

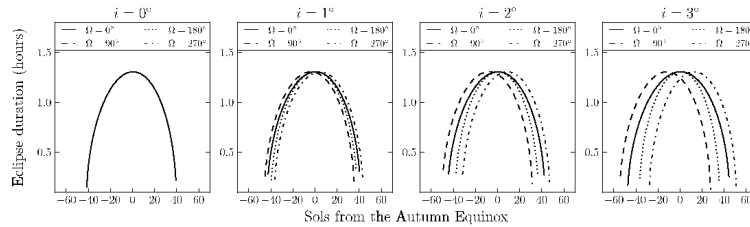


Figure 2: Número de Soles en eclipse solar y tiempo de duración de los eclipses en un año Marciano en la fecha del Equinoccio de Otoño de Marte 08/17/2014

Agradecimientos

Esta investigación está financiada con el proyecto MEIGA METNET PRECURSOR, Ministerio de Industria, Turismo y Comercio (AYA2011-29967-C05-02).

Referencias

1. C. Edwards, J. Adams, J. Agre, J. Bell, L. Clare, J. Durning, T. Ely, H. Hemmati, R. Leung, C. McGraw, Concepts and approaches for Mars exploration exploration, in: N. Barlow (Ed.), Concepts and Approaches for Mars Exploration, Houston
- 2 C. Edwards, J. Adams, D. Bell, R. Cesarone, R. Depaula, J. Durning, T. Ely, R. Leung, C. McGraw, S. Rosell, Strategies for telecommunications and navigation in support of Mars exploration, Acta Astronautica 661–668 (2001)
- 3 R. Hastrup, D. Bell, R. Cesarone, C. Edwards, T. Ely, J. Guinn, S. Rosell, J. Srinivasan, S. Townes, Mars network for low-cos missions, Acta Astronautica 52 227–235. (2003)
- 4 A. Turner, Use of geosynchronous relays for continuous connectivity to the moon and mars, in: N. Barlow (Ed.), 24th AIAA International Communications Satellite Systems Conference, San Diego, California.
- 5 C. Edwards, Relay communications for Mars exploration, International Journal of Satellite Communications and Networking 111–145. (2007)
- 6 C. Edwards, R. Depaula, Key telecommunications technologies for increasing data return for future Mars exploration, Acta Astronautica 61 131 – 138. (2007)
- 7 P. Berlin, The Geostationary Applications Satellite, Cambridge University Press, USA, (1988).
- 8 E. Soop, Handbook of Geostationary Orbits, Space Technology Library, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, (1994).
- 9 P. Romero, J. M. Gambi, E. Patiño, Station keeping manoeuvres for geostationary satellites using feedback control techniques, Aerospace Science and Technology Vol. 11, n 2-3, pp.229-237 (2007)
- 10 J. L. Alvarellos, Perturbations on a stationary satellite by the longitude-dependent terms in Mars' gravitational field, Journal of the Astronautical Sciences 57 701–715. (2010)
- 11 X. Liu, H. Baoyin, X. Ma, Periodic orbits around areostationary points in the martian gravity field, Research in Astronomy and Astrophysics 12 551–562. (2012)
- 12 J J. Silva and P. Romero Optimal longitudes determination for the station keeping of areostationary satellites Planetary and Space Science <http://dx.doi.org/10.1016/j.pss.2012.11.013> (2013)
- 13 P. Romero, J M Gambi, E. Patiño, R. Antolin, Optimal Station-Keeping for Geostationary Satellites with Electric Propulsion Systems under Eclipse Constrains. Progress in Industrial Mathematics at ECMI 2006, SERIES: Mathematics in Industry, Springer-Verlag, Vol. 12, , pp260-265 ISBN: 978-3-540-71991-5, (2008)

Variaciones en la altura de la ionosfera de Marte. ¿Relación con la topografía?

B. Sánchez - Cano^{1,2}, M. Herraiz^{1,2}, O. Witasse³, S. M. Radicella⁴ y G. Rodríguez – Caderot⁵.

e-mail: beasanch@fis.ucm.es

¹ Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid (UCM), Madrid, España.

² Instituto de Geociencias (UCM, CSIC), Madrid, España.

³ Research and Scientific Support Department (ESTEC), European Space Agency (ESA), Noordwijk, Países Bajos.

⁴ Telecommunications / ICT for Development Laboratory, Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics (ICTP), Trieste, Italia.

⁵ Sección Departamental de Astronomía y Geodesia, Facultad de Ciencias Matemáticas, Universidad Complutense de Madrid (UCM), Madrid, España.

La ionosfera de Marte es la capa de la atmósfera ionizada principalmente por fotones solares del extremo ultravioleta y rayos X. Habitualmente se suele decir que la teoría que mejor describe esta capa es la de Chapman ⁽¹⁾, es decir, se considera que la ionosfera Marciana se encuentra en equilibrio hidrostático, que la radiación incidente es monocromática y que cada fotón produce un electrón. Además, las capas ionosféricas están estratificadas horizontalmente, son eléctricamente neutras, el gas está formado por un solo componente y permanecen en equilibrio.

Sin embargo, tras estudiar las características ionosféricas del pico de la capa principal con datos del radar MARSIS a bordo de la sonda Europea Mars Express en su modo de operación “Active Ionospheric Sounding (AIS)”, y teniendo en cuenta el sistema de referencia del instrumento (elipsoide), se ha observado que en determinadas áreas aparece una anomalía en la altura de dicha capa que hace que al menos regionalmente no se cumplan los criterios de la teoría de Chapman ⁽²⁾.

Son muchos los parámetros que deben ser considerados a la hora de analizar el comportamiento de la ionosfera. Algunos de ellos son la distancia heliocéntrica, el ángulo cenital solar o la actividad solar. Sin embargo, tras estudiar estas anomalías morfológica y físicamente, se ha observado que parece que pudieran ser debidas a la misma topografía extrema de Marte, la cual pudiera ser capaz de generar un impacto significativo en el plasma circundante. Esta conclusión parece consistente con algunos trabajos previos donde efectos similares fueron observados con datos ionosféricos de radio-ocultación procedentes de las naves Mars Global Surveyor y Mariner 9 ⁽³⁾.

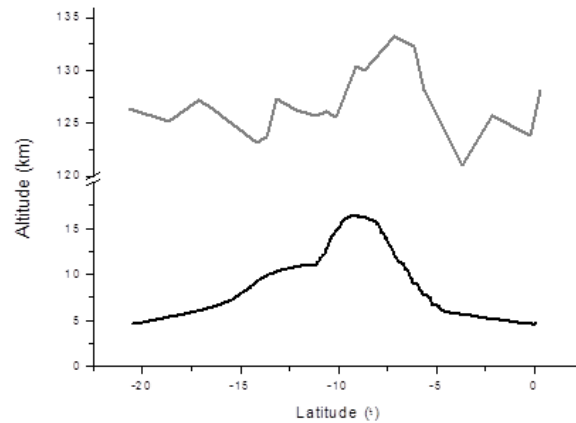


Figura 1. Posible interacción entre topografía e ionosfera. En negro datos topográficos procedentes del instrumento MOLA a bordo de Mars Global Surveyor y en gris datos ionosféricos de la altura del máximo de densidad electrónica procedentes del radar MARSIS de Mars Express.

En resumen, los principales objetivos de este trabajo son: (1) examinar el comportamiento de la altura del pico ionosférico con respecto a un modelo ionosférico, en este caso se ha elegido el modelo NeMars⁽²⁾ que reproduce con gran fiabilidad las dos capas principales de la ionosfera de Marte, (2) estudiar la posible vinculación de estas anomalías con la topografía del planeta y (3) analizar el fenómeno físico capaz de producir estas variaciones en altura.

Referencias

1. D.A. Gurnett, D.L. Kirchner, R.L. Huff, D.D Morgan, A.M. Persoon, T.F. Averkamp, F. Duru, E. Nielsen, A. Safaeinili, J.J. Plaut, G. Picardi. Radar soundings of the ionosphere of Mars. *Science*. 310, 1999-1933, (2005).
2. B. Sánchez – Cano, S.M. Radicella, M. Herraiz, O. Witasse, G. Rodríguez – Caderot. NeMars: An empirical model of the Martian dayside ionosphere based on Mars Express MARSIS data, *Icarus*, doi: 10.1016/j.icarus.2013.03.021, (2013).
3. J.-S. Wang, E. Nielsen. Evidence for topographic effects on the Martian ionosphere. *Planetary and Space Science*, 52, 9, 881-886, (2004).

Evolución espacio-temporal de la estructura vertical de nubes de la GWS de Saturno en el 2010

J.F Sanz Requena¹, S. Perez-Hoyos², A. Sánchez Lavega² y R. Hueso²

e-mail: jfsanz@uemc.es

¹Departamento de Ciencias Experimentales, Universidad Europea Miguel de Cervantes, Valladolid (España)

²Departamento de Física Aplicada I. Escuela de Ingeniería, UPV/EHU. Bilbao (España)

En diciembre de 2010 surgió una pequeña tormenta en las latitudes templadas del hemisferio norte de Saturno¹. Aunque inicialmente se pensó que podía ser un fenómeno estacional de pequeña escala, en pocas semanas creció hasta convertirse en un fenómeno a escala planetaria. Este tipo de procesos acontecen en Saturno en periodos de 20 a 30 años y se conocen genéricamente como Grandes Manchas Blancas (GWS). En este trabajo se presenta un análisis de la estructura vertical de nubes en la parte alta de la atmósfera de Saturno (0.1 mb hasta 1400 mb) a partir de observaciones tomadas por la cámara ISS de la sonda Cassini. Estas imágenes cubren el rango espectral desde el azul (BL1, 451nm) hasta el infrarrojo cercano (MT3, 890 nm) en cinco filtros que incluyen dos bandas del metano de diferente profundidad. La reflectividad observada en estas imágenes puede ser reproducida mediante códigos de transporte radiativo para obtener información sobre la estructura vertical de nubes y nieblas. Un ejemplo de las observaciones puede verse en la figura 1.

Con este análisis pretendemos conocer tanto la evolución temporal como la evolución espacial de este fenómeno a lo largo de su progreso. Para el análisis temporal hemos dividido toda la etapa en cuatro secuencias (pre-tormenta, crecimiento, perturbación a escala planetaria y disipación) de acuerdo con el proceso observado en imágenes desde Tierra² para esta tormenta así como para el anterior evento de 1990^{3,4}. Para el estudio de la evolución espacial se han seleccionado diversas regiones de referencia que describen la cabeza o frente de la tormenta así como la región turbulenta que se forma tras ella y los vórtices que dicha turbulencia genera.

El modelo de la atmósfera de referencia en este trabajo concuerda bien con resultados de observaciones terrestres⁵ y también con los resultados obtenidos mediante métodos similares para la tormenta de 1990. En particular, estudiando en detalle las imágenes de más alta resolución obtenidas en febrero de 2011, acotamos la presión mínima que alcanzan las nubes en el frente de la tormenta en unos 400 mbar, más de 40km por encima de la ubicación de las nubes en la zona de la atmósfera que no está sujeta a la perturbación. Las partículas que se encuentran en dichas nubes altas son también altamente reflectantes en el azul, en contraposición con las partículas de la atmósfera de referencia. Esto parece indicativo de la presencia de material "fresco" (hielos de agua o de amoníaco) procedente de las zonas más profundas de la atmósfera y que aún no se ha visto o bien procesado por las condiciones fotoquímicas de la atmósfera superior o bien mezclado con el agente colorante preexistente en el entorno.

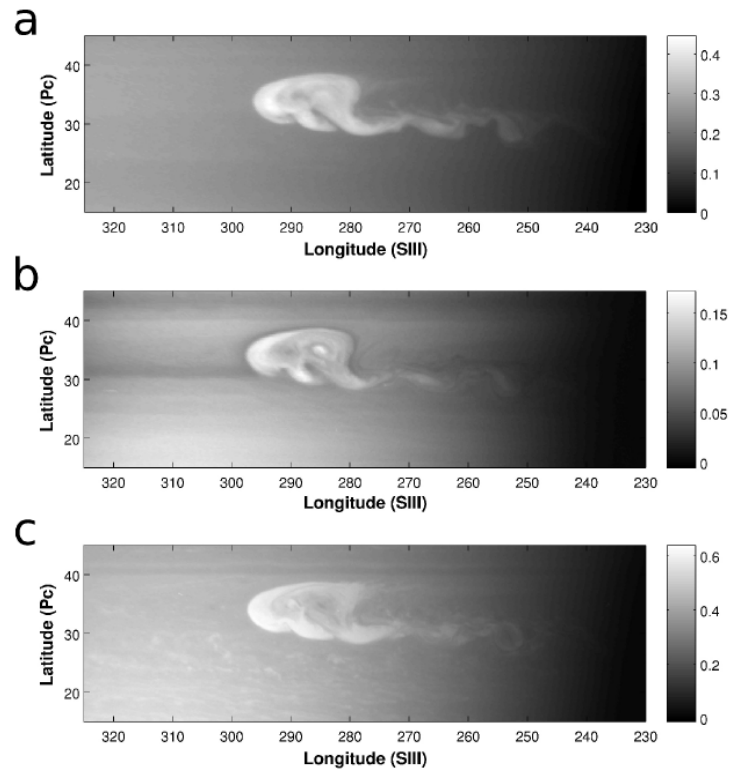


Figura 1. Imágenes calibradas con CISSCAL para el 24 de Diciembre en diferentes filtros: (a) BL1 – 451 nm; (b) GRN – 568 nm; y (c) MT2 – 727 nm

La modelización de la atmósfera de referencia y de su evolución en el tiempo cuenta con la información suplementaria obtenida de los muy diferentes ángulos de fase cubiertos por la sonda Cassini en su órbita alrededor de Saturno. Esto da por primera vez la ocasión de acotar la función de fase de las partículas que se encuentran en la troposfera de Saturno y su evolución en el tiempo. Por otro lado, la información sobre la distribución vertical de aerosoles proporciona unos datos fundamentales para comprender tanto el origen y evolución del fenómeno GWS en sí mismo como las anomalías térmicas asociadas que por primera vez han podido ser observadas en la estratosfera de Saturno⁶.

Referencias

1. Sánchez-Lavega, A. et al.: Deep winds beneath Saturn's upper clouds from a seasonal long-lived planetary-scale storm, *Nature*, 475, 71-74 (2011).
2. Sánchez-Lavega, A. et al.: Ground-based observations of the long-term evolution and death of Saturn's 2010 Great White Spot, *Icarus*, 220, 561-576 (2012).
3. Sánchez-Lavega, A. et al.: The Great White Spot and disturbances in Saturn's equatorial atmosphere during 1990. *Nature* 353, 397-401 (1991).
4. Acarreta, J.R. and Sánchez-Lavega, A.: Vertical cloud structure in Saturn's 1990 Equatorial storm, *Icarus*, 137, 24 – 33. (1990).

5. Sanz-Requena, J.F, Pérez-Hoyos, S., Sánchez-Lavega, A. et al.: Cloud structure of Saturn's storm from ground based visual imaging, *Icarus*, 219, 142-149 (2012)
6. Fletcher, L.N. et al.: Thermal structure and dynamics of Saturn's northern springtime disturbance. *Science*, 332, 1413-1415 (2011).

Filosilicatos en el Sistema Solar: utilidad de su estudio computacional

V. Timón¹

e-mail: vicente.timon@csic.es

¹Departamento de Física Molecular, Instituto de Estructura de la Materia (CSIC), C/Serrano 123, Madrid, España.

Una de las principales características de los filosilicatos, esto es, el grupo de minerales que en su mayor parte forman las arcillas es su gran ubicuidad espacio-temporal. Dado que formaron parte de la tierra primitiva y donde su presencia en el Sistema Solar se extiende mas allá del planeta Tierra dado que se encuentran en otros planetas tales como Marte (McKeown, 2010), en el polvo interplanetario (Colangeli *et al.*, 2003), en meteoritos rocosos provienen principalmente del anillo de asteroides (Barber, 1985), en el cometa 9P/Tempel 1 (Lisse *et al.*, 2006), etc. Tanto su naturaleza como origen, su importancia en el transporte de agua espacial, junto a otros fenómenos característicos de dichas estructuras donde llegan a jugar un papel parece que muy importante como por ejemplo en el origen de la vida, es hoy en día motivo de estudio, análisis y debate.

Por ello entender precisamente donde se formaron estos materiales y cómo fueron transportados en el sistema solar temprano es fundamental para desarrollar ideas que nos den indicios sobre la evolución de los sistemas planetarios (Daniels & Burnham, 2009), de el porqué de su presencia en Marte (Bishop *et al.*, 2008) e igualmente su posible implicación en la formación de la vida a nivel planetario. Estudios por otro lado llenos de dificultades debido a sus procesos de disolución, cristalización en nuevas fases, análisis composicionales, etc. Donde las técnicas experimentales no son suficientes para entender en profundidad dichas estructuras y fenómenos a los que dan lugar.

Este es precisamente el objetivo del presente trabajo, el desarrollar un resumen del estado actual de la investigación en filosilicatos en los diferentes cuerpos celestes que componen el Sistema Solar y de cómo una nueva disciplina como es la mineralogía computacional está ayudando a su estudio y comprensión. Trabajos en el que el autor mostrará algunos resultados a la hora de mejorar la asignación del espectro infrarrojo (Sainz-Díaz *et al.*, 2002), entender la formación de láminas de hielo en superficies de micas (Timón *et al.*, 2006), estudiar la físico-química de amino-ácidos en el espacio interlamina de filosilicatos expandibles como saponitas (Adraa *et al.*, 2012) Figura 1. y algunos ejemplos más. Todo ello, junto a una visión general de cómo esta disciplina podría ayudar a resolver algunos de los retos donde el experimento hoy en día no es capaz de llegar.

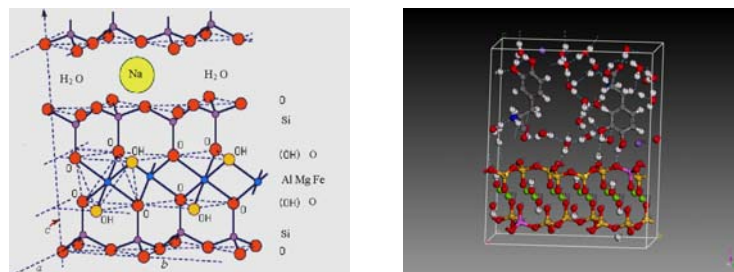


Figura 1. Modelo de hidratación de saponita con L-Dopa adsorbida en la interlámina (Adraa *et al.*, 2012).

Referencias

- Adraa, K. E., Timon, V., Lambert, J. F., Al-Rabaa, A. R., Jaber, F., Jaber, M. & Tielens, F. (2012). *Journal of Physical Chemistry C* **116**, 26414-26421.
- Barber, D. J. (1985). *Clay Minerals* **20**, 415-454.
- Bishop, J. L., Dobrea, E. Z. N., McKeown, N. K., Parente, M., Ehlmann, B. L., Michalski, J. R., Milliken, R. E., Poulet, F., Swayze, G. A., Mustard, J. F., Murchie, S. L. & Bibring, J. P. (2008). *Science* **321**, 830-833.
- Colangeli, L., Henning, T., Brucato, J. R., Clément, D., Fabian, D., Guillois, O., Huisken, F., Jäger, C., Jessberger, E. K., Jones, A., Ledoux, G., Manicó, G., Mennella, V., Molster, F. J., Mutschke, H., Pirronello, V., Reynaud, C., Roser, J., Vidali, G. & Waters, L. B. F. M. (2003). *Astronomy and Astrophysics Review* **11**, 97-152.
- Daniels, P. & Burnham, R. (2009). *The New Solar System: Ice Worlds, Moons, and Planets Redefined*. National Geographic Society.
- Lisse, C. M., VanCleve, J., Adams, A. C., A'Hearn, M. F., Fernández, Y. R., Farnham, T. L., Armus, L., Grillmair, C. J., Ingalls, J., Belton, M. J. S., Groussin, O., McFadden, L. A., Meech, K. J., Schultz, P. H., Clark, B. C., Feaga, L. M. & Sunshine, J. M. (2006). *Science* **313**, 635-640.
- McKeown, N. K. (2010). thesis, University of California, Santa Cruz.
- Sainz-Díaz, C. I., Timón, V., Botella, V., Artacho, E. & Hernández-Laguna, A. (2002). *American Mineralogist* **87**, 958-965.
- Timón, V., Hernández-Haro, N., Sáinz-Díaz, C. I. & Hernández-Laguna, A. (2006). *Macla* **6**, 2.

COMUNICACIONES PRINT-ONLY

Composición elemental de condritas prístinas de la colección Antártica de la NASA obtenida mediante ICP-MS.

J. Alonso-Azcárate¹, J.M. Trigo-Rodríguez² y C.E. Moyano-Cambero²

e-mail: trigo@ice.csic.es

¹ Universidad de Castilla-La Mancha (UCLM), Fac. CC Ambientales y Bioquímica, Avda. Carlos III s/n 45071 Toledo, Spain.

² Grupo de Meteoritos, Cuerpos Menores y Ciencias Planetarias, Institut de Ciències de l'Espai (CSIC-IIEC), Campus UAB, Facultat de Ciències Torre C-5 parells, 08193 Bellaterra (Barcelona).

Las condritas son auténticos agregados de los materiales que formaban el disco protoplanetario hace 4.567-4.565 millones de años (M.A.)^(1,2). Estos materiales fueron las baldosas de las que se formaron los planetas, sus satélites y los pequeños cuerpos que denominamos asteroides y cometas. En esa fase primigenia en la formación de nuestro sistema planetario infinidad de partículas sólidas condensaron de la fase gaseosa pero también se incorporaron granos de polvo formado en las envolturas de otras estrellas que se conocen como *granos presolares*. Las firmas químicas de estos meteoritos proporcionan información valiosa sobre los componentes de esas etapas y sobre el origen de los diversos grupos de condritas. En nuestro grupo de investigación estamos estudiando la composición elemental de estos meteoritos a fin de profundizar en los procesos acontecidos en las fases de acreción y en las diversas regiones en las que nacieron los denominados planetesimales. En particular, las condritas vienen representadas por quince grupos de meteoritos que muestrean un número igual de regiones y épocas del disco protoplanetario, heredando sus peculiaridades físico-químicas⁽³⁾. Por ello, los diversos grupos poseen anomalías claramente discernibles en su composición elemental (Fig. 1) que permiten establecer modelos sobre la formación y evolución de sus cuerpos progenitores.

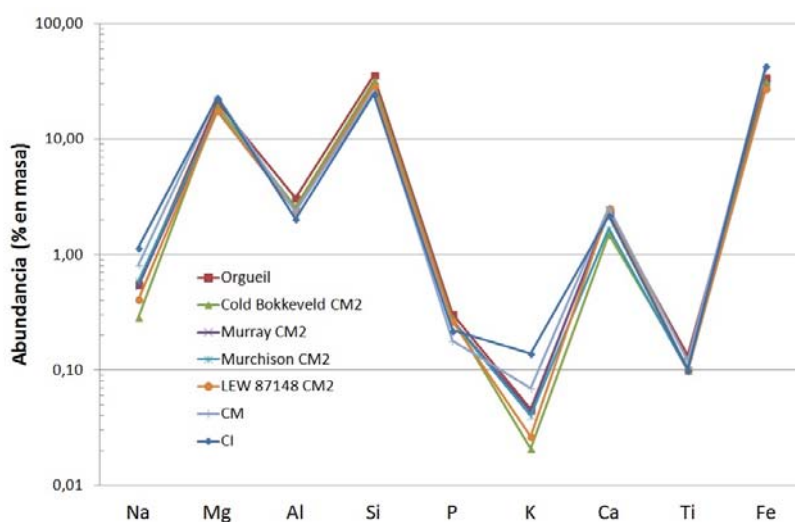


Figura 1. Abundancia elemental en escala logarítmica de los elementos mayoritarios de diversos meteoritos que hemos analizado pertenecientes a los grupos CI y CM de condritas carbonáceas.

Las muestras de meteoritos fueron analizadas con un equipo ICP-MS XSeries^{II} (elementos minoritarios y trazas) y con un equipo ICP-AES iCAP6500 (elementos mayoritarios) ambos de la marca *Thermo Electron*. Las muestras fueron fundidas con metaborato de litio en un crisol de platino con una perladora y disueltas en ácido nítrico 1N. La calibración externa de los equipos se realizó utilizando diferentes materiales de referencia del *USA Geological Survey* (GSP-2, BCR-2, AGV-2, SDC-1).

Las abundancias químicas de los principales elementos químicos que forman las condritas presentan fluctuaciones naturales importantes entre los diversos grupos ^(4,5,6). Esas abundancias se estudian usualmente en forma de cocientes químicos de los principales componentes, por ejemplo de los que forman los silicatos, metales, etc. En las condritas carbonáceas hay patrones que parecen tener un origen nebular, es decir asociados a procesos de calentamiento de sus componentes mientras flotaban en el espacio, sometido, al calentamiento de la radiación solar y al flujo de radiación de alta energía. Se toma como material representativo de la composición solar el del grupo CI asociado a los meteoritos Ivuna o Orgueil ^(5,6) y parece que los otros grupos surgen de añadir una componente más refractaria a esa inicial. Así por ejemplo, mientras que el cociente químico Mg/Si es prácticamente constante para todos los grupos, existen otros cocientes como el Al/Si y Ca/Si que aumentan progresivamente desde los grupos CH a CV. Esto sugiere que ciertos grupos se habrían formado por la adición a la matriz de silicatos de una componente más refractaria representada por las Inclusiones ricas en Ca y Al, conocidas por el acrónimo anglosajón CAIs. El fraccionamiento químico también se hace evidente por posibles efectos secundarios ocurridos por el procesado térmico u acuoso de sus cuerpos progenitores. Así pues las abundancias químicas que obtenemos de ciertos elementos químicos moderadamente volátiles, como p.e. el K o Na, muestran variaciones a de hasta un orden de magnitud (Fig. 1) lo cual corrobora resultados anteriores ^(4,5). Estos elementos son ampliamente movilizados desde cóndrulos e inclusiones hasta la fina matriz mineral en procesos de alteración acuosa y ligero metamorfismo ^(7,8). Posiblemente se perdiesen en el espacio durante las primeras fases del caldeo radioactivo primordial de esos materiales. Datación de minerales mediante el sistema Mn-Cr permite precisar que los asteroides y posiblemente cometas progenitores de estos objetos sufrieron procesos de calentamiento primigenio que los condujo a ser empapados por el agua hace durante ~10 M.A. ⁽⁹⁾.

Agradecimientos: Agradecer al Programa ANSMET de búsqueda de meteoritos Antárticos su labor y al *Johnson Space Center (NASA)* por proporcionar las muestras Antárticas.

Referencias

1. C.M.O.D. Alexander, et al., *Science* 293, 64-69 (2001).
2. Y. Amelin, A.N. Krot, I.D. Hutcheon et al., *Science* 297, 1678-1683 (2013)
3. M.K. Weisberg, T.J. McCoy y A.N. Krot. In *Meteorites and the Early Solar System II*, 19-52 (2006)
4. J.T. Wasson, *Meteorites: their record of early Solar-System History*, W.H. Freeman Publ., NY, EUA.
5. E. Anders y N. Grevesse, *Geoch. Cosmoch. Acta* 53, 197-214 (1989)
6. K. Lodders, *Lecture Notes of the Kodai School on Synthesis of Elements in Stars, Astrophysics & Space Sci. Proceedings*, ISBN: 978-3-642-10351-3, (2010)
7. J.M. Trigo-Rodríguez, A. Rubin, and J.T. Wasson, *Geoch. Cosmoch. Acta* 70, 1271-1290 (2006)
8. A. Rubin, J.M. Trigo-Rodríguez, H. Huber, et al., *Geoch. Cosmoch. Acta* 71, 2361-2382 (2007)
9. W. Fujiya, N. Sugiura, Y. Sano, et al., *Earth & Plan. Sci. Lett.* 362, 130-142 (2013)

El superbólido de Cheliábinsk: deceleración en la atmósfera y registro sísmico

J. Dergham¹, J.M. Trigo-Rodríguez¹ y M. Tapia²

e-mail: trigo@ice.csic.es

¹Grupo de Meteoritos, Cuerpos Menores y Ciencias Planetarias, Institut de Ciències de l'Espai (CSIC-IEEC), Campus UAB, Facultat de Ciències Torre C-5 parells, 08193 Bellaterra (Barcelona).

²Laboratori d'Estudis Geofísics Eduard Fontseré, Institut d'Estudis Catalans (IEC), Barcelona.

El pasado 15 de febrero de 2013 todos los medios de comunicación estaban pendientes de la cercana aproximación del NEA 2012DA14. El encuentro a tan sólo 27.700 km de la superficie terrestre de ese Apolo con la Tierra, ya era de por sí relevante al ser protagonizado por un asteroide de unos 45 m de diámetro, pasaría a un segundo plano. De manera inesperada, poco después de la salida del Sol tuvo su aparición a las 03h20m33s TUC sobre Asia central una enorme bola de fuego que cobraría el protagonismo de aquella jornada. ¿Estaba relacionado con el 2012DA14?

El superbólido de Cheliábinsk penetró en la atmósfera sobre Kazakistán con una velocidad próxima a los 68.000 km/h, causando estupor entre los habitantes de la ciudad rusa de Cheliábinsk sobre la cual se desintegró. Las cámaras de seguridad que muchos conductores rusos colocan en sus coches (*dash-cam*) proporcionaban innumerables pruebas gráficas con muy valiosa información para reconstruir la trayectoria atmosférica del bólido y calcular su órbita heliocéntrica. Esto fue realizado en tiempo récord por diversos equipos científicos cuyos resultados mostraban que no estaba relacionado con el 2012DA14 ^(1,2).

Actualmente estamos desarrollando diferentes aplicaciones para poder estudiar a fondo el comportamiento dinámico de estos bólidos al atravesar la atmósfera terrestre. El primer autor, dentro de su trabajo final de master, ya ha empleado algunos de los datos de la red SPMN ^(3,4), que filma de forma continua el cielo en busca de bólidos productores de meteoritos ^(5,6). En particular, estamos trabajando en aplicaciones de simulación numérica utilizando algoritmos basados en los métodos de Runge-Kutta para la determinación de los parámetros físicos que delimitan la interacción de los bólidos con la atmósfera terrestre. En particular este tipo de modelos nos permite conocer un parámetro fundamental para la reconstrucción de la órbita heliocéntrica del meteoróide, como es la denominada velocidad en el infinito o preatmosférica que viene a delimitar la energía cinética del meteoróide al cruzar la órbita terrestre (Fig. 1). El comportamiento dinámico de un bólido está regido por una serie de ecuaciones que describen como el cuerpo se decelera a medida que va penetrando la atmósfera, factores como la velocidad preatmosférica, la densidad del aire o la facilidad con la que el cuerpo pierde material debido a la fricción, fenómeno llamado ablación ⁽⁷⁾, son determinantes en el estudio dinámico del bólido. Este bólido con una velocidad preatmosférica estimada de ~17.5 km/s superó en más de 55 veces la velocidad del sonido, situación no alcanzada por la acción humana en ningún caso por el momento. Cuando esto ocurre el frente de ondas sonoras que se crean a su paso, van más lentas que su propio movimiento y se apilan formando un área, llamada cono de Mach, de aire comprimido. La onda de choque se ha creado y empieza a viajar como onda plana

perpendicular a la trayectoria del objeto. Las ondas de choque generadas en estos fenómenos de entrada de meteoros se degradan rápidamente en ondas de tipo infrasonido y pueden ser detectadas en la superficie de nuestro planeta con la instrumentación adecuada, como las estaciones de infrasonido. Estas ondas pueden llegar a generar vibraciones en el mismo suelo que a su vez producen ondas sísmicas que, al viajar por el subsuelo, son registradas en estaciones sísmicas. En la Figura 2, se puede observar la traza sísmica que causó en una de las estaciones sísmicas más cercanas a la ciudad de Cheliábinsk según datos estudiados en primicia por nuestro grupo. Analizando las características en datos sísmicos se pueden deducir características del meteorito como la energía, dónde ha tenido lugar el fenómeno ^(8,9), identificar diferentes roturas a lo largo de la trayectoria y contrastar con los parámetros físicos obtenidos por el registro del bólido en el óptico u otros métodos.

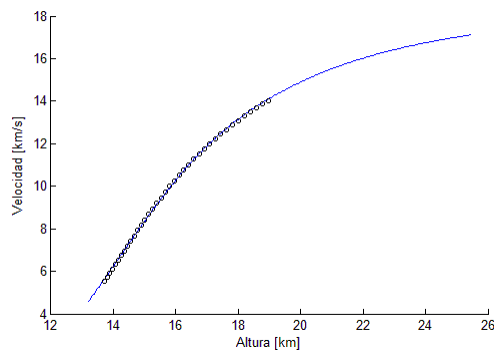


Figura 1: Reconstrucción dinámica de la deceleración del superbólido de Cheliábinsk en su tramo final. Los puntos indican la velocidad instantánea obtenida en base a los frames de varios videos casuales⁽¹⁰⁾, mientras que la línea es el ajuste de las ecuaciones dinámicas aplicado a este caso.

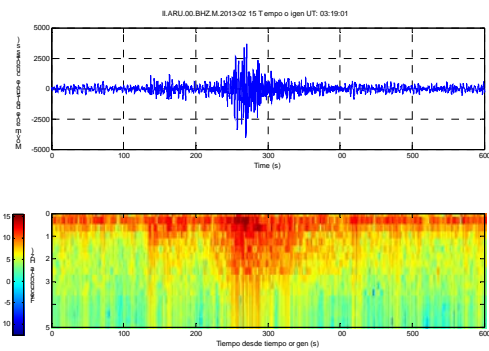


Figura 2. Detección sísmica filtrada del superbólido de Cheliábinsk en una estación cercana, ARU, perteneciente a la red sísmica mundial Global Seismograph Network (GSN - IRIS/IDA) junto con su espectrograma

Referencias

1. J. Borovicka, P. Spurny y L. Shrbeny, Trajectory and Orbit of the Chelyabinsk superbolide, Electronic Telegram Central Bureau for Astronomical Telegrams IAU, N.3423 (2013).
2. D. Yeomans y P. Chodas, Additional details on the large fireball event over Russia on Feb. 15, 2013, NEO-JPL: http://neo.jpl.nasa.gov/news/fireball_130301.html
3. J. M Trigo-Rodriguez, J.M. Madiedo, P.S. Gural, et al., Earth Moon & Planets 102, 231-240 (2008)
4. J.M. Madiedo y J. M Trigo-Rodriguez, Earth Moon & Planets 102, 133-139 (2008)
5. J. Dergham, J.M. Madiedo, J.M Trigo Rodriguez, LPSC, abstract #1719 (2011)
6. J. Dergham, J. M Trigo-Rodriguez, J. Cortés, et al., LPSC, abstract #1659 (2012)
7. Bronshten V. A., Physics of meteoric phenomena, D. Reidel Publishing Company (1983)
8. J. Pujol, P. Rydelek y Y. Ishihara, Planet. Space Sci. 54, 78-86 (2006).
9. M. Tapia y J.M. Trigo-Rodriguez, EPSC, abstract# (2012)
10. Lyytinen E., comunicación personal, (2013)

Espectroscopia Raman sobre diferentes afloramientos de la isla de Tenerife: Implicaciones para Marte

E. Lalla¹, G. Lopez¹, I. Herмосilla¹, A. Sansano¹, R. Navarro¹, J. Medina¹, J. Martinez-Frías¹ y F. Rull¹.

e-mail: emmanuellalla@gmail.com

¹Unidad Asociada UVA-CSIC al Centro de Astrobiología INTA-CSIC, Facultad de Ciencias, Universidad de Valladolid, 47006 Valladolid), España

El archipiélago de Las Canarias es una extraordinaria plataforma científica para el estudio de procesos geológicos planetarios y para la realización de análisis de espectroscopia mineral in-situ, en particular con relación a la Luna y Marte. Este hecho se debe a su compleja geodinámica y volcanismo (edificios volcánicos, de emisión de fluidos pasados y presentes), su riqueza petrológica y geoquímica, su diversidad de procesos hidrotermales y de alteración/meteorización y su acceso relativamente sencillo a espectaculares estructuras. En especial hay que destacar la isla de Tenerife porque se pueden apreciar afloramientos volcánicos fácilmente visibles que se desarrollaron a lo largo de 20 millones años en toda su geografía [1]. Los afloramientos más interesantes para estudiar son: (1) Los azulejos donde se producen alteraciones sub-superficiales, meteorización y emisiones difusas, (2) Lavas almohadilladas de Igueste, alteradas por efectos submarinos y meteorización sub-aérea, (3) Vulcanismo histórico donde se desencadenaron procesos de meteorización sub-aérea, alteración hidrotermal con fluidos hidrotermales, (4) Las Cañadas, donde la zona ha sufrido una combinación de múltiples efectos erosivos y alteraciones [2, 3].

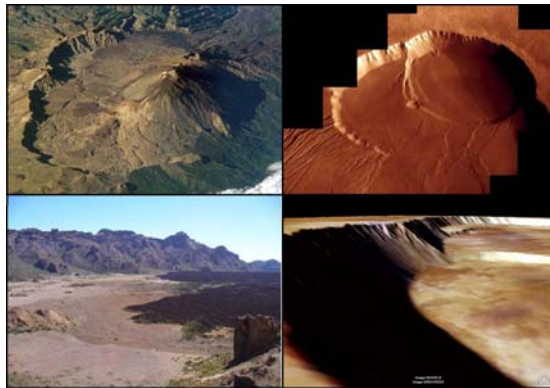


Figura 1. Imágenes comparativas de la Caldera de las Cañadas – Tenerife y la caldera del Monte Olimpo en Marte

Por otro lado, se seleccionó la espectroscopia Raman para realizar los análisis tanto en laboratorio como in-situ porque esta técnica se ha convertido en una de las aplicaciones más novedosas para las ciencias planetarias, concretamente en relación con la exploración de Marte. La ventaja de esta técnica radica en ser un método no destructivo que permite obtener información de la mineralogía y geoquímica de la superficie que se analiza [4]. Además, esta

técnica, en combinación con otras como infrarrojo o DRX conforman una combinación muy potente para obtener toda la información de la superficie marciana a través de distintas reglas de selección y tamaño de partículas. De esta manera la misión ESA-ExoMars contará con el espectrómetro Raman-RLS. Pero antes es necesario comprobar las capacidades y limitaciones de la técnica sobre materiales análogos e in-situ. De esta manera se obtiene una optimización de los mapeos automáticos, y los parámetros de auto-adquisición en cada punto [4, 5].

Los resultados obtenidos de forma manual como en las medidas automatizadas de los distintos afloramientos muestran las fases mineralógicas primarias y de alteración relacionadas con la interacción de los fluidos con el magma, alteración sub-aérea y submarina; enfatizando la importancia de la espectroscopia Raman para la identificación mineralógica de las posibles zonas de habitabilidad de Marte y el desarrollo de este tipo de investigaciones en la Isla de Tenerife, ya que cuenta con una riqueza geomorfológica, geológica y volcánica como análogo Marciano [6]. De este modo se permite el desarrollo de los protocolos y metodologías necesarias para las futuras misiones planetarias, como la misión ExoMars.

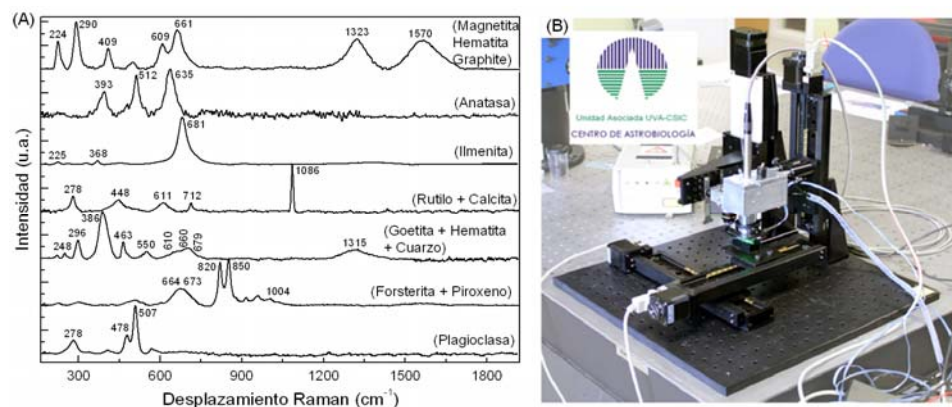


Figura 2. (A) Espectro Raman de la mineralogía obtenida en las distintas zonas y (B) Simulador RLS Exomars con un Laser de 532nm utilizado para los análisis automáticos de las muestras

Referencias

1. Lalla, E.; Sansano, A.; Sanz Arranz, A.; Alonso Alonso, P.; Medina J.; Martínez-Frías J. y Rull F. *Macla* 13, p. 129-130, 2010.
2. Bustillo, M.A. y Martínez-Frías, J. *J. Noncrystalline Sol.*, 323, 27-33, 2003.
3. Lalla, E.; Sansano, A.; Sanz, A.; Navarro, R.; Lopez, G.; Venegas, G.; Rodríguez, J.A.; Medina, J.; Martínez-Frías, J.; y Rull, F. *Macla* 15, p. 119-120, 2011.
4. Lalla, E.; Lopez-Reyes, G.; Rull, F.; Medina, J.; Martínez-Frías, J.; y Sansano, A. 44th LPSC 2013.
5. Rull, F.; Martínez-Frías, J. *Spectroscopy Europe*, 18, 1, 2006.
6. Lalla, E.; Rull, F.; Martínez-Frías, J.; Medina, J.; Sansano, A.; Sanz, A.; Guerrero, J.; Venegas, G.; Navarro, R.; y Lafuente, B. 10th GeoRaman 2012, Nancy, France.

The KG 002 shergottite: Evidence for a meteorite stream from Mars

J. Llorca¹

e-mail: jordi.llorca@upc.edu

¹ Universitat Politècnica de Catalunya. Diagonal 647, ETSEIB-INTE, 08028 Barcelona

The igneous martian shergottites, nakhlites, and chassignites (SNC), Allan Hills (ALH) 84001 and fragmental breccia NWA 7034 have been studied extensively to provide possible petrologic constraints on the geological history of Mars. Among the major group of Martian rocks, the shergottites, three subtypes can be distinguished: (a) basaltic shergottites, which are pyroxene-plagioclase dominated basalts; (b) lherzolitic shergottites, which are olivine-pyroxene cumulates derived from a basaltic magma, and (c) olivine-phyric shergottites, which might be products of mixing between basaltic shergottite-like magma sources and lherzolitic material, or represent magmas that could have been parental to both (a) and (b), or may be the product of a completely different magma source and/or formation process.

Ksar Ghilane 002 (KG 002) is a new basaltic shergottite. It was collected by José Vicente Casado and David Allepuz on January 13, 2010, in the Ksar Ghilane dense collection area (KG), in Tunisia⁽¹⁾. The meteorite is a single stone weighing 538 g, with dimensions of ca. 10 × 4.5 × 3.5 cm (Figure 1). This meteorite has been listed in the Meteoritical Bulletin Database as the 100th Martian meteorite fragment accepted by the Nomenclature Committee, not taking paired stones into account (<http://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php>). The surface of KG 002 has been subject to hot desert weathering (i.e., sand abrasion), resulting in the removal of the majority of the fusion crust. In hand sample, KG 002 is dominated by light green pyroxene crystals, abundant maskelynite, and rare opaque oxides (Figure 1).

Based on oxygen isotope data and mineralogical studies, KG 002 is a coarse-grained basaltic shergottite identical to Los Angeles and NWA 2800 and it is probably the feldspar (maskelynite)-richest rock among the Martian meteorites^(2,3). Besides the major phases maskelynite and pyroxene, the rock also contains Fe-rich olivine, the two Ca-phosphates merrillite and Cl-apatite, silica (and/or SiO₂-normative K-rich glass), amorphous K-feldspar, pyrrhotite, Ti-magnetite, ilmenite, and baddeleyite as minor or accessory mineral constituents⁽⁴⁾. A typical feature of KG 002 is the high abundance of symplectitic areas composed of fine-grained intergrowths of fayalite, Ca-pyroxene, and a silica phase, which may have formed by the breakdown of pyroxferroite at low pressure during slow cooling. As observed for most of the shergottites, all plagioclase in KG 002 has been transformed to maskelynite by shock (Figure 1) indicating a shock stage of S5. The shock event producing this conversion is responsible for the formation of impact melt patches of variable chemical compositions and He-loss in the bulk rock. Major element concentrations clearly indicate the basaltic composition of the rock. KG 002 has CaO- and Al₂O₃-concentrations higher than that of other shergottites, consistent with the highest modal feldspar abundance among these rocks. Considering the REEs, KG 002 has a similar pattern as Los Angeles showing a slight relative depletion of the light REE. It shows a positive Eu-anomaly, which may indicate a complex magma genesis and might be explained by abundant plagioclase accumulation.

The noble gas data suggest that gases with a composition inferred to be typical for the Martian interior (possibly mantle) dominate the inventory of trapped noble gases. In addition, there may be some influence from elementally fractionated atmosphere. Although KG 002 does not represent a mantle rock, the source region of the magma (carrying the noble gas isotope signature) might thus be within the mantle. The apparent crystallization ages are within the previously reported range for shergottites (~100-600 Ma), and may result from resetting events. In terms of a comparison with Los Angeles, whilst differences in gas concentrations and isotopic ratios are observed, the similar apparent crystallization age/resetting event and strong resemblance in CRE ages may provide evidence for a launch-pairing, which may have happened ~3.0 Ma ago (from empirical production rates) or ~2.2 Ma (from production rates calculated by Monte Carlo approach)⁽⁵⁾. This CRE age does overlap with the earlier published ages (¹⁰Be, noble gases) of Los Angeles. Based on the Monte Carlo approach, the preatmospheric radius of KG 002 should have been between 35-65 cm with the investigated sample originating from near the center. This excludes a common travel of KG 002 and Los Angeles in a single meteoroid, asking for individual exposure of both meteoroids after a conjoint ejection event on Mars.

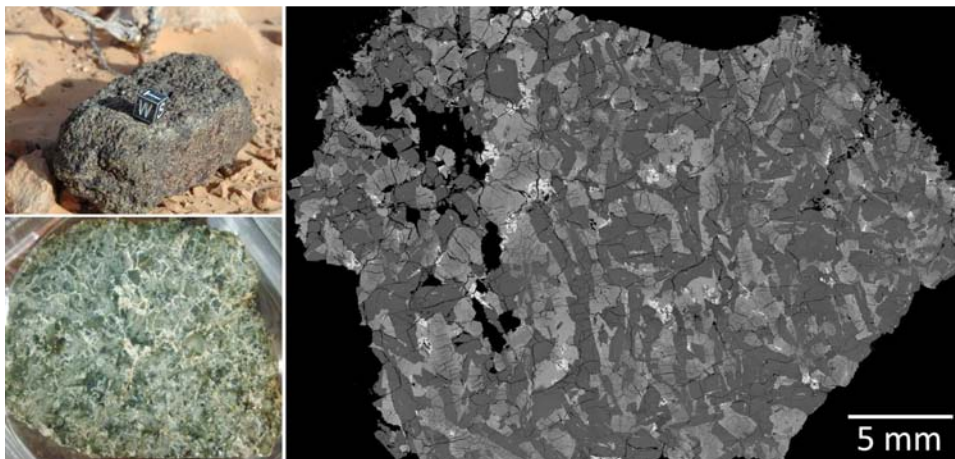


Figure 1. The KG002 shergottite as it was found, as hand specimen and composite BE SEM image.

For the first time, the idea of a Martian meteorite stream seems possible based on the striking similarities of three shergottites, Los Angeles, NWA 2800 and KG 002, that have been found separately in the Mojave, Morocco and Tunisia deserts, respectively.

References

1. J. Llorca, D. Allepuz, J.V. Casado, *Astronomia* 166, 30-37 (2013).
2. J. Llorca, J. Roszjar, J.A. Cartwright, A. Bischoff, O. Ott, A. Pack, S. Merchel, G. Rugel, L. Fimiani, P. Ludwig, J.A. Casado, D. Allepuz, *Meteoritics and Planetary Science* 48, 493-513 (2013).
3. J. Roszjar, A. Bischoff, J. Llorca, A. Pack, 43rd Lunar and Planetary Science Conference, 1780 (2012).
4. V.H. Hoffmann, J. Llorca, E. Molins, T. Mikouchi, M. Funaki, M. Kaliwoda, R. Hochleitner, Y. Yamamoto, K. Kodama, 75th Annual Meeting of the Meteoritical Society, 5107 (2012).
5. J.A. Cartwright, S. Merchel, G. Rugel, L. Fimiani, P. Ludwig, J. Llorca, 43rd Lunar and Planetary Science Conference, 1213 (2012).

**CONCENTRIC RING GRABEN COMPLEX IN HAASTTSE-BAAD
TESSERA, NORTHERN APHRODITE TERRA (VENUS): ENDOGENIC
VS EXOGENIC ORIGIN AND IMPLICATIONS**

I. López¹ and V.L. Hansen²

e-mail: ivan.lopez@urjc.es

¹Departamento de Biología y Geología, Universidad Rey Juan Carlos, España.

²Department of Geological Sciences, University of Minnesota, USA.

In this work we present the description of a concentric ring graben complex partially located in Haasttse-Baad Tessera (Fig. 1), which lies north of, and at a lower regional elevation than, crustal plateau Thetis Regio, which straddles the equator. The composite structure, herein informally referred to as the *Haasttse-Baad ring complex (HBRC)*, is composed of a series of well-defined concentric, nested, arcuate troughs that cut local RTT structures, and maintain a spacing of ~10-50 km ⁽¹⁾. These concentric graben differ from RTT graben complexes in that the graben walls, or fault scarps, are singular structures, rather than suites of faults, which characterize RTT graben complexes. In addition, the concentric graben, although curved in planform, have significantly larger length:width ratios than graben complexes.

The *HBRC*, with a diameter >1000 km, is well-defined within its southern half, which cuts Haasttse-Baad Tessera (Fig. 1a), but poorly defined in its northern half, where RTT exposures occur only as isolated kipukas in the lowland. Some late, possibly concentric trough structures that cut RTT kipukas north of Haasttse-baad Tessera could be part of the *HBRC*, although the isolated nature of RTT kipukas prevents clear delineation of structural continuity. Concentric graben, which vary in number and spacing, are best developed, or preserved, in the SW-quadrant compare to the SE-quadrant, which is dissected by a suite of NNW-trending graben that likely dominantly post-date the concentric graben suite.

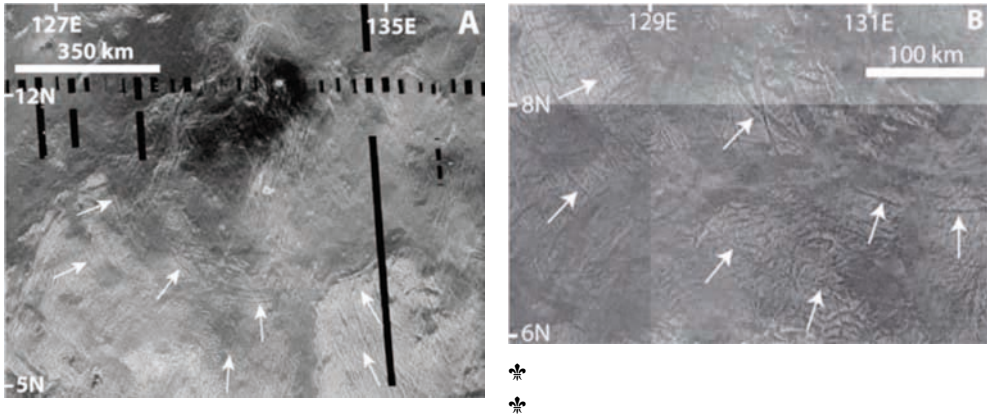
The different models that might explain the formation of concentric ring graben structures observed in other planetary bodies can be grouped as related to magmatic (endogenic) and bolide impact (exogenic) processes.

Endogenic models. Concentric suites of extensional structures occur spatially associated with coronae, large tectonovolcanic features. Coronae, widely accepted as the surface signature of magmatic mantle diapirs, occur mostly in chains, although they occur as isolated features in the lowlands ⁽²⁾; they are, however, uncommon in association with crustal plateaus, where the thickness of the lithosphere is thought to inhibit a surface manifestation of mantle diapirs ⁽³⁾. Thus the *HBRC* could have formed after Haasttse-Baad Tessera lost subsurface support, or perhaps, Haasttse-Baad Tessera never resided in a crustal plateau ⁽⁴⁾. It is also possible that some coronae represent impact features formed on thin lithosphere ⁽⁵⁾.

Similar concentric fractures also occur, although at a different scale, related to the formation of volcanic calderas or paterae, wherein a crustal magmatic reservoir is depleted of magma, resulting in collapse of the central block and formation of a downsag caldera accompanied by formation of concentric ring faults ⁽⁶⁾.

Exogenic models. Similar structures, so called Valhalla-type ring structures, preserved on Jupiter's icy satellites (e.g., Europa's Callanish and Tyre craters), have been interpreted as multiring impact structures formed by bolide impact in a thin elastic layer that overlies a

Ilustración de la actividad solar en el ciclo solar 24. Se muestra la evolución de la actividad solar durante el ciclo solar 24, desde su inicio en 1975 hasta su final en 2008. Se observan las variaciones en el número de manchas solares y en la intensidad de las erupciones solares. El ciclo solar 24 comenzó con un mínimo solar en 1975, seguido de un aumento gradual de la actividad solar, alcanzando un máximo solar en 2001. Después de este máximo, la actividad solar disminuyó, pero no alcanzó un mínimo absoluto, sino que se mantuvo en un nivel intermedio durante el resto del ciclo. Este comportamiento atípico se atribuye a la presencia de manchas solares de larga vida y a la actividad solar residual que persistió durante el ciclo solar 24.



Se muestran imágenes de la superficie solar que evidencian la actividad solar durante el ciclo solar 24. Se observan las variaciones en el número de manchas solares y en la intensidad de las erupciones solares.

El ciclo solar 24 comenzó con un mínimo solar en 1975, seguido de un aumento gradual de la actividad solar, alcanzando un máximo solar en 2001. Después de este máximo, la actividad solar disminuyó, pero no alcanzó un mínimo absoluto, sino que se mantuvo en un nivel intermedio durante el resto del ciclo. Este comportamiento atípico se atribuye a la presencia de manchas solares de larga vida y a la actividad solar residual que persistió durante el ciclo solar 24.

Sobre los acercamientos a la Tierra de asteroides y cometas. El caso de 2012DA12.

J. L. Ortiz¹, J. de León², N. Pinilla-Alonso³, A. Cabrera-Lavers^{4,5,6}, A. Álvarez-Candal^{1,7}, R. Duffard¹, N. Morales¹, P. Santos Sanz¹, J. Licandro^{5,6}, A. Pérez-Romero⁴, V. Lorenzi⁸, S. Cikota⁹

e-mail: ortiz@iaa.es

¹Instituto de Astrofísica de Andalucía, CSIC, Granada, España

²Departamento de Edafología, Universidad de la Laguna, Tenerife, España

³Earth and Planetary Sciences Department, University of Tennessee, Knoxville Tennessee, USA

⁴Proyecto GTC, La Laguna, Tenerife, España

⁵Instituto de Astrofísica de Canarias (IAC), la Laguna, Tenerife, España

⁶Departamento de Astrofísica, Universidad de la Laguna, Tenerife, España

⁷European Southern Observatory, Santiago, Chile

⁸Fundación Galileo Galilei, La Palma, España

⁹Physics Department, University of Split, Croacia

El reciente caso del superbólido de Chelyabinsk junto con el gran acercamiento del asteroide 2012DA14 a la Tierra el 15 de Febrero de 2012, han tenido gran repercusión. Los grandes acercamientos a la Tierra de este tipo de cuerpos tienen efectos importantes sobre ellos. Por un lado, los intercambios de cantidad de movimiento y momento angular entre la Tierra y el objeto que se aproxima dan lugar a cambios orbitales considerables y cambios importantes en su estado de rotación. Por otro lado, dependiendo de la proximidad del encuentro con la Tierra, de la densidad y de otras propiedades internas así como rotacionales, los objetos se pueden romper o disgregar, dando lugar a fragmentos que evolucionarán a órbitas diferentes a lo largo del tiempo y que tras algún otro encuentro cercano pueden terminar teniendo órbitas completamente diferentes. En otras palabras, objetos con órbitas muy distintas pueden estar íntimamente relacionados. Aunque esto podría haber ocurrido con 2012DA14 y el superbólido de Chelyabinsk, no es probable en este caso, y algunas propiedades físicas de 2012DA14 hacen descartarlo. En este trabajo se presenta un estudio de las propiedades físicas del asteroide 2012DA14 utilizando diferentes técnicas observacionales, así como algunas implicaciones que nos ayudan a entender si la proximidad temporal entre el acercamiento de 2012DA14 y el evento de Chelyabinsk fue o no una enorme casualidad.

Grupo de Ciencias Planetarias de Madrid (GCPM)

**Carlos Pimentel^{1,2}, Luis Jorge Alloza³, Guillermo Caravantes⁴,
Alberto Jiménez-Díaz^{2,5}, Valle López^{2,6}, Alvaro Martín-Herrero⁵,
Laura M. Parro⁵, Ignacio Romeo⁵, Javier Ruiz⁵**

e-mail: cpimentelguerra@geo.ucm.es

¹ Departamento de Cristalografía y Mineralogía, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, España.

² Instituto de Geociencias (UCM, CSIC), Madrid, España.

³ Grupo de Ciencias Planetarias, Madrid, España

⁴ Department of Environment, Earth and Ecosystems, The Open University, Milton Keynes, Reino Unido

⁵ Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, España.

⁶ Escuela Técnica Superior de Ingenieros en Topografía, Geodesia y Cartografía, Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, España

El Grupo de Ciencias Planetarias de Madrid (GCPM) comenzó su andadura en los años 80 en la Universidad Complutense de Madrid bajo el nombre Seminario de Ciencias Planetarias. En él se realizaban actividades de divulgación en ciencias planetarias y, esporádicamente, trabajos de investigación de alumnos coordinados por profesores.

Actualmente, el GCPM lo constituye un grupo de científicos de diversos campos de la ciencia (geólogos, físicos, biólogos), que pertenecen a diversas universidades (Universidad Complutense de Madrid, entidad en la que se realiza la coordinación, Universidad Autónoma de Madrid, Universidad de Alcalá de Henares, Universidad Rey Juan Carlos) y centros públicos de investigación (Instituto de Geociencias, Centro de Astrobiología). El GCPM tiene dos grandes objetivos: la investigación y la divulgación científica.

La motivación científica del grupo aborda el estudio multidisciplinar de las ciencias planetarias desde el punto de vista de la geología, geofísica, astrofísica y astrobiología, siendo habitual la colaboración internacional con otros científicos. El trabajo de sus miembros ha comprendido, entre otros, el estudio de los planetas interiores (Mercurio, Venus, La Tierra, La Luna y Marte), de los satélites helados de los planetas exteriores (Europa, Encelado, y Tritón) y el estudio de estrellas enanas marrones. Además, algunos de los miembros del grupo han dirigido y dirigen diversos trabajos de investigación (Trabajos Fin de Máster, Tesis Doctorales, Becas de Inicio a la Investigación) y tienen gran experiencia en docencia universitaria.

La motivación divulgativa aborda la comunicación de las ciencias planetarias en el ámbito universitario, promoviéndolas tanto entre alumnos como entre profesores. El GCPM aporta un lugar de encuentro para los entusiastas de estas ciencias donde se comunican los últimos avances e investigaciones en las distintas ramas de las ciencias planetarias. Además, algunos de los miembros del grupo son experimentados divulgadores.

El Grupo de Ciencias Planetarias de Madrid realiza su labor científica y divulgativa a través de dos medios. Mediante su página web (<http://gcplanetarias.wordpress.com>) divulga los

últimos descubrimientos y avances en ciencias planetarias (Fig. 1). Aunque es en las reuniones de periodicidad mensual, realizadas en la Facultad de Ciencias Geológicas de la UCM, donde los miembros del GCPM realizan una labor más intensa presentando las últimas novedades en ciencias planetarias, sus últimas publicaciones y debaten sobre ciencias en general y ciencias planetarias en particular.



Figura 1: Página web del Grupo de Ciencias Planetarias de Madrid.

Estos dos objetivos hacen del Grupo de Ciencias Planetarias de Madrid un lugar poco común en cualquier campo de la ciencia, pues permite interactuar a alumnos y profesores sin la jerarquización habitual en cualquier organismo de investigación.

Flujo térmico en la región de Tharsis, Marte: Implicaciones para la evolución térmica del planeta

Ángel Santamaría¹, Javier Ruiz¹, David Baratoux²

e-mail: angelsan83@gmail.com

¹Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, España

²Institut de Recherche en Astrophysique et Planétologie, Université Toulouse III, Toulouse, France

Uno de los ámbitos de estudio más activo dentro de las ciencias planetarias es el que comprende la tectónica, la dinámica interna del planeta y el estado térmico de su interior. En particular, para estudiar la transmisión del calor en el interior del planeta, es frecuente recurrir al cálculo del flujo térmico superficial. Este parámetro permite cuantificar la cantidad de calor que se disipa por unidad de área en la superficie del planeta, y permite obtener conclusiones de su historia térmica. En este trabajo se han obtenido valores de flujo térmico superficial para cinco volcanes (Olympus Mons, Pavonis Mons, Arsia Mons, Ascraeus Mons y Alba Patera) de la región volcánica de Marte conocida como Tharsis, en la que se encuentran algunos de los mayores edificios volcánicos del sistema solar, y ha sido particular objeto de estudio por parte de la comunidad científica.

Se han usado a dos métodos paracalcular valores de flujo térmico. El primero de ellos es el conocido como método del espesor elástico efectivo de la litosfera, y se fundamenta en la estrecha relación existente entre la estructura térmica de la litosfera y el comportamiento mecánico que evidencia (*e.g.*, 1). Para llevar a cabo este método se han utilizado los valores del espesor elástico efectivo obtenidos de trabajos previos (2,3). El segundo método seguido se basa en el estudio de los materiales lávicos encontrados en la superficie de Marte, y de los fundidos que los dan lugar y que son generados a partir de procesos de fusión parcial en el interior del planeta (4). A partir de ambos métodos se obtienen, para cada uno de los volcanes mencionados, valores límite superiores e inferiores del flujo térmico superficial en función de edad. Los valores deducidos del espesor elástico efectivo se refieren al tiempo en que la litosfera fue cargada (probablemente durante el Hespérico (5)), y el de la fusión parcial a la época en que se emplazaron los materiales volcánicos sobre la superficie (de edad Amazónica).

Los resultados de flujo térmico pueden expresarse en términos del valor del número de Urey (Ur), que es un parámetro adimensional que se define como la relación entre el calor interno generado por radioactividad en un planeta y la pérdida del mismo por su superficie (*e.g.* 6). Por tanto, el número de Urey permite determinar la capacidad que tiene un cuerpo planetario para mantener el calor de su interior. De este modo, si el valor del número de Urey es mayor que la unidad, el planeta retiene con facilidad el calor; mientras que, si el resultado es menor que uno, el planeta trasmite al exterior el calor con facilidad. Ambos conjuntos de valores de flujo térmico permiten la obtención de valores del número de Urey (por ejemplo, para el caso de Pavonis Mons, véase Figura 1). Los resultados obtenidos para este parámetro se encuentran, en su mayoría, por encima del valor de 0,5 que corresponde aproximadamente al límite superior estimado para la Tierra. Esto permite concluir que

Marte pierde calor interno menos eficientemente que la Tierra.

Los resultados obtenidos confirman los obtenidos por otros trabajos (4,7) que calcularon flujos térmicos para Marte, así como están en consonancia con otras observaciones, que parecen indicar una lenta pérdida del calor interno, como por ejemplo: la existencia de un núcleo parcialmente fundido, la baja tasa de contracción del planeta y la existencia de eventos recientes de vulcanismo.

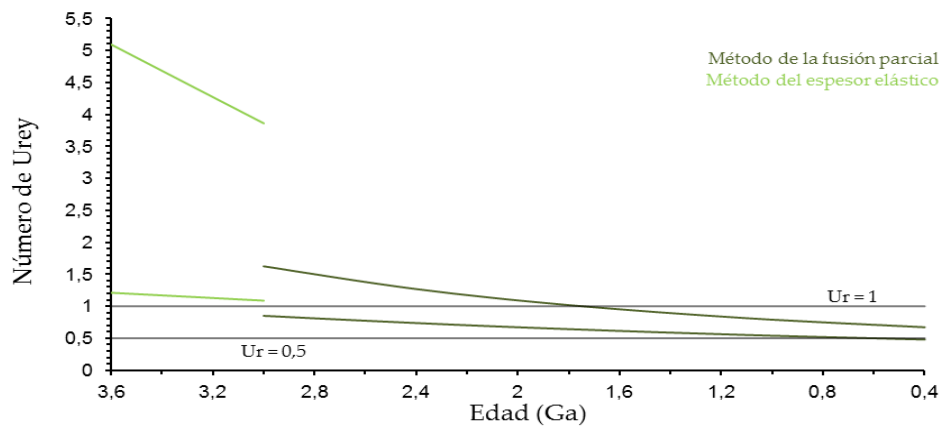


Figura 1. Valores del número de Urey a partir del método de fusión parcial (verde oscuro) y el método del espesor elástico efectivo (verde claro), para el volcán Pavonis Mons. Se muestran, además, las líneas resultantes para valores del Numero de Urey de 1 y 0,5 respectivamente

Referencias

- (1) Watts, A.B. (2001): *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge University Press, Cambridge, 480 p.
- (2) McGovern, P.J., et al. (2004): Correction to Localized gravity/topography admittance and correlation spectra on Mars: Implications for regional and global evolution. *Journal of Geophysical Research*, **109**, E07007. DOI:10.1029/2004JE002286.
- (3) Belleguic, V., Lognonné, P. y Wicczorek, M. (2005): Constraints on the Martian lithosphere from gravity and topography data. *Journal of Geophysical Research*, **110**, DOI: 10.1029/2005JE002437.
- (4) Baratoux, D., Toplis, M. J., Monnereau, M. y Gasnault, O. (2011): Thermal history of Mars inferred from orbital geochemistry of volcanic provinces. *Nature*, **472**: 338–341.
- (5) Werner S.C. (2009): The global martian volcanic evolutionary history. *Icarus* **201**, 44–68.
- (6) Korenaga, J. (2008): Urey ratio and the structure and evolution of Earth's mantle. *Reviews of Geophysics* **46**: 1-32. DOI: 10.1029/2007RG000241.
- (7) Ruiz, J., McGovern, P. J., Jiménez-Díaz, A., López, V., Williams, J-P. Hahn, B. C. y Tejero, R. (2011): The thermal evolution of Mars as constrained by paleo-heat flows. *Icarus*, **215**: 508–517.

