



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN CIENCIAS
QUÍMICAS**

**"EFECTO DE LA RADIACIÓN IONIZANTE EN LA DETECCIÓN DE
CARBONATOS Y MATERIAL ORGÁNICO EN SUELOS ANÁLOGOS A
MARTE"**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS

P R E S E N T A:

Q. José Alfredo Rojas Vivas

TUTOR:

Dr. Rafael Navarro González
Instituto de Ciencias Nucleares

MÉXICO, D. F. JUNIO 2015



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

JURADO ASIGNADO:

PRESIDENTE: Dra. Alicia Negrón Mendoza
VOCAL: Dr. Vladimir Basiuk Evdokimenko
VOCAL: Dra. Araceli Patricia Peña Álvarez
VOCAL: Dr. Eduardo Rodríguez de San Miguel Guerrero
SECRETARIO: Dr. Thomas Buhse Michelsen

SITIO DONDE SE DESARROLLÓ EL TEMA:

Laboratorio de Química de Plasmas y Estudios Planetarios del Instituto de Ciencias Nucleares. UNAM.

Dr. Rafael Navarro González

Asesor del Tema

Q. José Alfredo Rojas Vivas

Sustentante

El presente trabajo se desarrolló en el Laboratorio de Química de Plasmas y Estudios Planetarios del Instituto de Ciencias Nucleares de la Universidad Nacional Autónoma de México, bajo la dirección del Dr. Rafael Navarro González, con el apoyo de los proyectos “DGAPA IN-106013”, “CONACyT 121479”, y “CONACyT 220626”. Agradezco al Dr. Rafael Navarro González y al Sistema Nacional de Investigadores del CONACYT (SNI) por la beca otorgada como ayudante de investigador nivel III con el número de expediente 8753 y de ayudante 9700.

AGRADECIMIENTOS ACADÉMICOS

A mi alma mater, la Universidad Nacional Autónoma de México que no solamente me formo como profesionista, sí no que me ha dado la oportunidad de escalar un peldaño más en la escala del conocimiento.

Al Dr. Rafael Navarro González, por la confianza, paciencia y amable asesoría a lo largo de este proyecto, así como los conocimientos adquiridos durante mi estancia bajo su dirección.

*De manera muy atenta, también extendo mis agradecimientos al **Posgrado en Ciencias Químicas**.*

*A mi jurado de tesis: la **Dra. Alicia Negrón Mendoza**, el **Dr. Vladimir Basiuk Evdokimenko**, la **Dra. Araceli Patricia Peña Álvarez**, el **Dr. Eduardo Rodríguez de San Miguel Guerrero** y el **Dr. Thomas Buhse Michelsen**, por sus valiosas sugerencias y reflexiones, además del interés y paciencia para corregir la tesis.*

*Al **M. en C. José de la Rosa Canales** por su apoyo y tiempo invertido en mi capacitación técnica las correcciones realizadas a la tesis y finalmente por sus innumerables consejos académicos.*

*De manera muy especial a la **Q. Paola Molina Sevilla**, por sus incansables esfuerzos por alentarme, sus consejos, apoyo técnico y emocional, además de contribuir con la revisión de la presente tesis.*

*Y finalmente al **Instituto de Ciencias Nucleares de la UNAM**, que ha sido como mi segunda casa, por todas las facilidades que me dio como estudiante asociado y el excelente trato que siempre he recibido de parte de sus trabajadores y académicos.*

DEDICATORIA

Con todo mi amor y cariño:

A mi familia, mis padres y hermanos que me han apoyado en las buenas y en las malas, los cuales siempre me han dado un consejo para ser mejor persona y que día con día me enseñan algo nuevo de la vida.

A tí Mary, la mujer que me ha enseñado lo que es el verdadero amor, por tu confianza y respeto y con quiéno comparto las alegrías de la vida.

ÍNDICE

I	MARCO TEÓRICO.....	1
I.1	Marte como principal objetivo de la Astrobiología.	1
I.2	Generalidades sobre Marte	1
I.3	Historia geológica.....	5
I.4	Marte como candidato de albergar o haber albergado vida	9
I.5	Misiones espaciales a Marte.....	12
I.5.1	Misión Vikingo.....	12
I.5.2	Misión Fénix.	23
I.5.3	MERs, Vehículos de Exploración en Marte.....	27
I.6	Análogos terrestres de la superficie marciana.....	29
I.7	Desierto de Mojave (EUA).....	34
I.8	Búsqueda de material orgánico en Marte.	36
I.9	Carbonatos en Marte.....	39
I.10	Radiación (Rayos γ).	43
I.11	Radiación sobre la superficie de Marte.	47
I.12	Pirólisis Analítica.	48
II	OBJETIVOS	50
III	HIPÓTESIS	52
IV	EQUIPO, MATERIALES Y METODOLOGÍA.	53
IV.1	Curva de calibración por Pirólisis - Cromatografía de Gases - Espectrometría de Masas (PI-CG-EM).	53
IV.2	Validación de la Metodología.	56
IV.2.1	Linealidad	56
IV.2.2	Pruebas de Recobro	56
IV.2.3	Límite de detección y cuantificación	57
IV.2.4	Precisión.....	57
IV.3	Recolección y preparación de muestra del suelo para la irradiación gamma.	58
IV.4	Análisis de carbonatos y material orgánico en suelos irradiados por Pirólisis-Cromatografía de Gases- Espectrometría de Masas (PI-CG-EM).	59
V	RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	59
V.1	Identificación de compuestos generados por la pirólisis de material orgánico y carbonatos en suelos irradiados del desierto de Mojave mediante la técnica de cromatografía de gases-espectrometría de masas CG-EM.	61
V.2	Curva de calibración.....	66
V.2.1	Confirmación de Identidad.....	66
V.2.2	Linealidad	68
V.2.3	Límite de detección (LD) y límite de cuantificación (LQ).....	70
V.2.4	Pruebas de recobro y precisión.....	71
V.3	Cuantificación de carbonatos.	73

V.4	Cuantificación del material orgánico	75
V.5	Implicaciones de la radiación gamma en la búsqueda de vida en Marte.	77
V.5.1	Determinación de tasas de degradación de carbonatos y material orgánico.	77
V.5.2	Búsqueda de material orgánico y carbonatos en el subsuelo marciano.	79
VI	CONCLUSIONES	82
VII	PERSPECTIVAS	84
VIII	REFERENCIAS.	85
ANEXO I.	91
ANEXO II.	100
ANEXO III.	102
ANEXO IV	103
ANEXO V	104
ANEXO VI	105
ANEXO VII	108
ANEXO VIII	109
ANEXO IX.	110

RESUMEN

El estudio de carbonatos y material orgánico es de gran importancia en la búsqueda de vida pasada de Marte, debido a que en nuestro planeta tiene relación directa con procesos que involucran a la vida. Desafortunadamente la detección de estos compuestos en la superficie del planeta rojo es muy difícil; una de las posibles causas, es la descomposición de cualquier depósito de material orgánico y carbonatos por la radiación cósmica que incide en su superficie.

En este trabajo evaluamos el efecto de la radiación ionizante en la descomposición de carbonatos y la materia orgánica en un suelo análogo a Marte, como lo es el del desierto de Mojave-EUA, analizando los suelos irradiados mediante la técnica analítica de pirólisis acoplado a un sistema de cromatografía de gases-espectrometría de masas (PI-CG-EM). Los resultados obtenidos muestran que la pirólisis descompuso a los carbonatos y fragmentó al material orgánico presente en los suelos irradiados, produciendo compuestos simples, hidrocarburos, aromáticos, oxigenados y nitrogenados; también se determinó que las tasas de descomposición del material orgánico y carbonatos son de -0.1411 MGy^{-1} y -0.1528 MGy^{-1} , respectivamente. Con estos datos se llegó a la conclusión de que no es factible encontrar restos de carbonatos o material orgánico en la superficie de Marte, pues estos materiales desaparecieron hace más de 2.76 mil millones de años. Se propone que en misiones futuras, cuando la tecnología lo permita, sea implementado un dispositivo de extracción de muestras del subsuelo marciano, capaz de cavar más 1.63 metros para encontrar restos de materiales orgánicos.

I MARCO TEÓRICO.

I.1 Marte como principal objetivo de la Astrobiología.

Con el afán de saber si nos encontramos solos en el universo el ser humano se ha visto en la necesidad de desarrollar ciertos conocimientos y herramientas que ayuden a tratar de responder esta y otras cuestiones relacionadas con el origen de la vida. Es así como surge la astrobiología, que es la encargada de estudiar el origen, evolución, distribución y futuro de la vida en el Universo. Es una ciencia multidisciplinaria en su contenido e interdisciplinaria en su ejecución; su éxito depende de la estrecha coordinación de la biología molecular, la química, la ecología, las ciencias planetarias, la astronomía, las ciencias de la información, las tecnologías de exploración espacial y las disciplinas afines.

La astrobiología se ha interesado en diferentes cuerpos del universo que presentan o presentaron condiciones favorables para el surgimiento y sostén de la vida. Ha puesto enorme interés en el planeta Marte debido a que reúne ciertas características geológicas las cuales sugieren que en el pasado pudo tener agua líquida y otros factores propicios para el sostener la vida [Murray et al., 2004].

I.2 Generalidades sobre Marte

Marte es el cuarto planeta del Sistema Solar o el último de los planetas interiores (con naturaleza rocosa). La distancia media del planeta rojo al Sol es de 1.5 UA. La distancia mínima entre Marte y la Tierra es de 55 746 086 km y la máxima separación es de 400 millones de km [www.geofisica.unam/marte]. Marte posee dos satélites pequeños; uno de ellos es Fobos, que gira a unos 9350 km del centro de Marte y el otro es Deimos, que gira a 23500 km del centro de Marte. El eje de rotación de Marte

se encuentra inclinado 25° respecto al plano, un poco mayor que el de la Tierra (23.3°), la inclinación de su eje es el motivo por el cual Marte presenta estaciones con características muy largas y marcadas. El cambio en cada estación afecta directamente a la extensión de los casquetes polares (vea la Figura 1.1). La capa de hielo residual del norte es más grande y está compuesta principalmente por agua, mientras que la del sur es una delgada capa de hielo predominantemente constituida de dióxido de carbono sobre un grueso y perenne reservorio de agua mezclado con polvo, identificado por el instrumento OMEGA a bordo de la misión Mars Express de la Agencia Espacial Europea (ESA, por sus siglas en inglés) [Bibring et al., 2005].

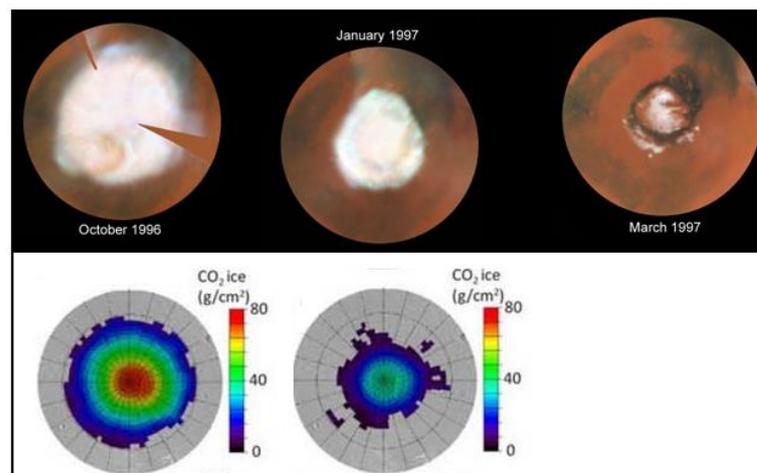


Figura 1.1 Arriba; variación en la extensión de la capa de hielo del polo norte marciano con respecto a los cambios estacionales. Fotos tomadas con el Telescopio Espacial Hubble. Abajo; mapas de datos espectroscópicos de neutrones tomados por la sonda Mars Odyssey.

El movimiento de rotación de Marte revela que el día marciano (o Sol) dura 24 horas y 37 minutos, la velocidad orbital media alrededor del Sol es de $24.13 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$, por lo tanto, el año marciano dura 669 soles, es decir, 686 días terrestres [Albee, 2000]. El planeta rojo gira alrededor del sol con una órbita elíptica de 1.83° de inclinación y posee la segunda mayor excentricidad de los planetas interiores.

Las propiedades planetarias que tiene Marte lo posicionan como cuerpo rocoso con núcleo de hierro pequeño [Barlow, 2008], sus propiedades atmosféricas indican una delgada capa atmosférica de tan solo 6.7 mbar de presión que no logra retener eficientemente los gases en la superficie (véase la Tabla I.1). El contenido de ozono es 1000 veces menor que en nuestro planeta, por lo que la capa de este gas se encuentra a 40 km de altura y es incapaz de bloquear la radiación que incide en la superficie marciana.

La temperatura superficial media es de aproximadamente 220 K (-53°C) [Jakosky, 1998]. En veranos, a latitudes medias llegan a registrarse temperaturas cercanas a 230 K (-43°C) durante el día y 180 K (-93°C) durante la noche. Cabe mencionar que la variación en la temperatura superficial y la tenue presión atmosférica influyen en la climatología del planeta, así pues, en la delgada capa atmosférica se llevan a cabo diversos fenómenos climatológicos como: circulación atmosférica, nubes altas de hielo, bajas neblinas y tormentas de polvo masivas [Lewis, 2003]. Los fuertes vientos y tormentas de polvo en ocasiones pueden cubrir el planeta entero durante varios meses. Estos vientos son los responsables de la formación de dunas de arena en los desiertos marcianos.

Dadas las condiciones atmosféricas y las temperaturas superficiales el agua líquida no puede existir en la superficie marciana; sin embargo, el hielo de agua puede existir casi durante todo el año y en gran parte del planeta [Albee, 2000].

Tabla I.1. *Propiedades planetarias y atmosféricas de Marte.*

Característica	Marte	Tierra
Masa (10^{24} kg)	0.64185	5.9736
Volumen (km^3)	1.6318×10^{11}	1.0832×10^{12}
Densidad media ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)	3.93	5.51
Radio ecuatorial (km)	3397	6378.8
Gravedad en Superficie de Ecuador ($\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$)	3.71	9.8
Distancia media al sol (UA)	1.52	1
Excentricidad de Orbita	0.0934	0.005
Periodo de traslación (días terrestres)	686.980	365.256
Periodo de Rotación (horas)	24.6597	24
Inclinación del eje de rotación	25.2°	23.5°
Presión atmosférica media (mbar)	6	1000
Composición atmosférica	CO_2 (95.3%), N_2 (2.7%), Ar (1.6%), otros (0.4%)	N_2 (78.084%), O_2 (20.946%), Otros (0.97%)
Temperatura superficial media	220K (-53°C)	288K (15°C)

La composición química del regolito marciano siempre ha sido objeto de estudio de las misiones enviadas a Marte y se ha determinado con gran precisión desde la misión Vikingo por medio de Fluorescencia de Rayos X (FRX), revelando que la corteza marciana está compuesta principalmente por óxido de silicio (SiO_2), óxido de hierro III (Fe_2O_3) y óxido de aluminio (Al_2O_3) (Tabla I.2). Esta composición fue corroborada años más tarde por la misión *Pathfinder*, la cual contaba con un Espectrómetro de Rayos X de Protones Alfa (APXS). Este instrumento al igual que el utilizado en la misión Vikingo determinaba la composición del suelo de Marte, la diferencia entre ambos instrumentos es que la APXS trabajaba con tres modalidades de interacción con la materia y cuantificaba todos los elementos, a excepción del hidrógeno y helio [Economou, 2001].

Con base en los datos de las sondas, robots y orbitadores que se han enviado a Marte y los minerales que se han identificado en el suelo marciano actualmente se tiene mayor conocimiento de los procesos que pudo haber sufrido el planeta rojo.

Tenemos como ejemplos la presencia de jarosita y hematita gris en el suelo marciano, identificados por el robot Opportunity y el orbitador Mars Global Surveyor (MGS) respectivamente. Estos dos minerales sugieren que su formación proviene de un ambiente acuoso, lo que implica que Marte en el pasado pudo haber albergado condiciones amigables para la vida [Forray, 2004]. Además también se infiere que los medios en el cual se generaron estos minerales debieron ser bastante ácidos, causa posible de la oxidación del óxido de azufre proveniente de etapas donde se registró fuerte actividad volcánica [Kerr, 2004].

Tabla I.2. Composición porcentual promedio del suelo marciano

Especies	Vikingo ¹ % en peso	Pathfinder ² % en peso
SiO ₂	43.4	44
Fe ₂ O ₃	18.2	16.5
Al ₂ O ₃	7.2	7.5
SO ₃	7.2	4.9
MgO	6.0	7
CaO	5.8	5.6
Na ₂ O	1.34	2.1
Cl	0.8	0.5
P ₂ O ₅	0.68	
TiO ₂	0.6	1.1
MnO	0.45	
Cr ₂ O	0.29	
K ₂ O	0.10	0.3
CO ₃ ²⁻	< 2	
H ₂ O	0-1	

¹Basado en los análisis de la misión Vikingo, tomado de Kieffer *et al.*, 1992.

²Análisis EPARX de Pathfinder, tomada de Allen, 1998

I.3 Historia geológica.

El tratar de inferir sobre los procesos geológicos que han ocurrido en el planeta Marte desde su formación hasta nuestros días es muy difícil puesto que se deben tomar en cuenta factores de formación, tamaño, composición y estructura del planeta,

aunado a eventos exteriores como el viento solar y bombardeo de asteroides.

Para nuestro planeta es muy difícil establecer una historia geológica debido a que tiene una atmósfera donde se llevan a cabo procesos de erosión como los eólicos y fluviales que borran las huellas geológicas. Marte, sin embargo, presenta una tenue atmósfera y por lo tanto los rastros geológicos no han sido borrados por completo. Debido a este hecho, se han establecido edades geológicas que han sido definidas por el número de cráteres de impacto en la superficie; las superficies más antiguas poseen mayor número de cráteres. Por lo tanto, Marte ha tenido tres edades mayores con una duración de millones de años. Estas edades se denominan Noachian, Hesperian y Amazonian, los cuales reciben los nombres de las diferentes áreas geográficas de Marte [Murray, 2004].

- Noachian. Recibe su nombre por la zona de Noachis Terra, en la región sur. Probablemente se inició cuando se formó Marte hace 4,5 mil millones de años y terminó aproximadamente hace 3.5 mil millones de años. Las superficies de esta era se encuentran cubiertas por numerosos cráteres de impacto. Se ha propuesto que Hellas y el complejo de Tharsis pudieron haberse formado durante esta era [Carr y Head, 2010]. Debido a la intensa actividad volcánica, posiblemente tenía un clima más cálido que podría haber permitido la existencia de ríos, lagos e incluso océanos en la superficie, (Figura 1.2.a).
- Hesperian. Llamada así por la zona del Hesperia Planum en el hemisferio sur marciano. Prevalió en el intervalo desde hace 3.5 y 2.5 mil millones de años. Se caracteriza por actividad volcánica y grandes flujos de lava, que formaron enormes planicies. Posteriormente la actividad volcánica disminuyó considerablemente dando como resultado un enfriamiento planetario en la fase

final de esta era. El agua se comenzó a congelar, formándose hielo en la superficie y bajo tierra, entonces, Marte se volvió más seco y marcó una transición hacia otra época (Figura I.2.b).

- Amazonian. Llamada así por la zona Amazonis Planitia en la región norte de Marte. Tuvo sus inicios hace unos 2.5 mil millones de años y se extiende hasta el presente. En este periodo aún continúan la formación de cráteres y erupciones volcánicas pero en mucho menor medida en comparación con las dos eras anteriores. La característica más distintiva del Amazonian es la formación, acumulación y movimientos de hielo, dando lugar a grandes depósitos como las capas polares y glaciares [Carr y Head, 2010]. Actualmente, Marte es seco y polvoriento, con una atmósfera muy delgada. Una de las razones de la sequedad del suelo es que la presión atmosférica es ahora tan baja que el agua que alcanza la superficie se congela inmediatamente, razón por la cual la mayor parte del agua en Marte se encuentra secuestrada en el subsuelo en forma de hielo (Figura I.2.c).

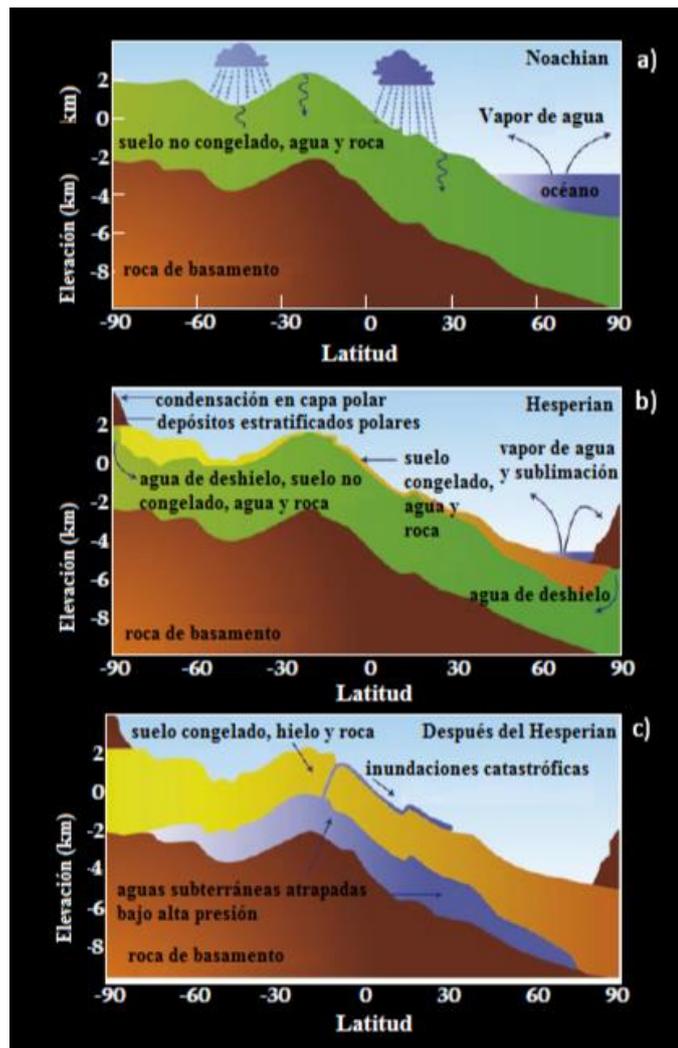


Figura 1.2. Posibles procesos llevados a cabo durante las eras geológicas de Marte; a) Noachian; b) Hesperian; c) Amazonian. Adaptada de Murray, 2004.

En años recientes algunos investigadores han propuesto que se redefinan las eras geológicas de Marte en base al contenido de ciertos minerales en el suelo y no en base a la densidad de impactos o las características morfológicas del terreno.

Jean Pierre Bibring en el 2006 con datos del experimento OMEGA (Espectrómetro de Mapeo Mineralógico en los rangos Visible e Infrarrojo, a bordo de la sonda Mars Express) propuso una cronología alternativa de Marte con tres periodos que coinciden en ciertos tiempos con la cronología convencional. La primera de estas eras propuestas se denominó Filósico; la cual se caracteriza por la presencia de filosilicatos y arcillas con un alto contenido de hierro que se forman por alteración acuosa en

condiciones neutras. La siguiente era se llama Teícico marcada por la presencia de sulfatos que indican una intensa actividad volcánica y que solamente se forman en reacciones químicas con agua y ambiente ácido. La tercera y última era se llama Siderícico, marcada por la presencia de óxidos de hierro anhidro y la ausencia de agua líquida [Bribing et al., 2006]. En la Figura 1.3 se muestra la cronología para Marte según Bribing, 2006.



Figura 1.3. Bosquejo de la cronología propuesta por Jean Pierre Bribing comparada con la cronología convencional. Adaptada de Bribing., 2006.

1.4 Marte como candidato de albergar o haber albergado vida

Los requerimientos para la aparición y sostén de la vida en la Tierra son la presencia de agua líquida, fuentes de energía y bioelementos, de ahí que nos hemos dado a la tarea de la búsqueda de estas condiciones en otros sitios de nuestro Sistema Solar como posibles señales para encontrar vida fuera de nuestro planeta.

Marte es un serio candidato de albergar o haber albergado vida en algún momento de su historia. La historia climática de Marte, las huellas geológicas que presenta, así como la presencia de agua y la existencia de una densa atmósfera compuesta principalmente por dióxido de carbono y nitrógeno, sugiere que entre los 4 y 3.5 mil millones de años el ambiente marciano pudo haber sido similar al que existe en la Tierra en ese mismo tiempo [McKay y Strocker, 1989]. La duración de estas condiciones ambientales en el Marte primitivo pudieron haber sido comparables o

mayores que el tiempo necesario para el surgimiento y evolución de la vida en la Tierra (vea Figura 1.4). Si alguna vez pudo existir vida en el planeta rojo, probablemente haya sido en forma de microorganismos, los cuales hasta hoy en día no se han encontrado en la superficie marciana.

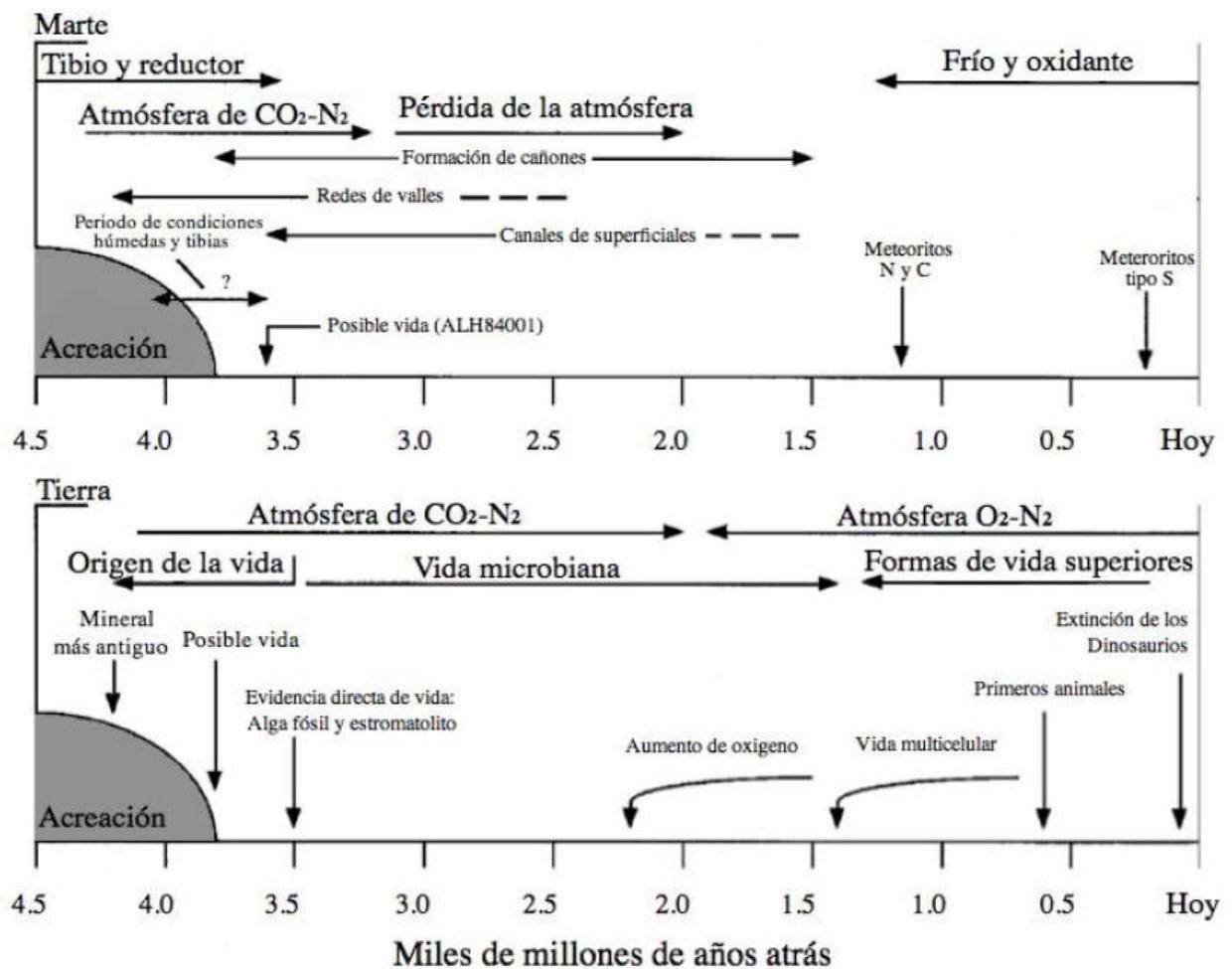


Figura 1.4. Comparación de la evolución de Marte y la Tierra. Adaptada de McKay, 1997.

La Tierra y Marte primitivos comparten ciertas etapas en su evolución, pero es también sabido que ambos planetas tomaron rumbos distintos. Una de las diferencias notables es la atmósfera poco densa que tiene Marte, la cual se debe principalmente al arrastre de los gases por el viento solar (torrente constante de partículas cargadas provenientes del Sol). La pérdida de la atracción (gravedad) de los gases hacia el

centro del planeta es causa de la ausencia de un campo magnético. Indicaciones de algunas rocas en terrenos muy antiguos de la superficie marciana revelan haber sido magnetizados por un antiguo campo magnético existente hace aproximadamente 4 millones de años [Acuña et al., 2001].

La pérdida del campo magnético y una atmósfera poco densa pudo haber repercutido en la facilidad para la eyección de algunas rocas hacia el espacio. Prueba de ello es el hallazgo en nuestro planeta de dos meteoritos marcianos denominados EETA79001 y ALH8400. La evidencia de su origen marciano fue la composición y distribución isotópica de los gases atrapados en ellos (gases nobles, nitrógeno y dióxido de carbono) que resultó muy similar al que presenta Marte [Brack, 1997]. Los resultados de los análisis realizados a los dos meteoritos han reforzado la idea de presencia de compuestos orgánicos en la superficie del planeta en cuestión.

Una pequeña muestra tomada de la parte interna del meteorito marciano EETA79001 fue sometida a un análisis de combustión por etapas; se observó la liberación de CO₂ a temperaturas desde 200 a 400°C, sugiriendo la presencia de moléculas orgánicas en el interior del meteorito, debido a que el CO₂ liberado está enriquecido por ¹²C, composición similar al que presentan los materiales biogénicos terrestres. También presenta proporciones de ¹³C similares a esqueletos de carbonato del fósil de un cefalópodo [McKay, 1996].

El meteorito ALH84001 de apenas 1.9 kg encontrado en la región Allan Hills en 1984, causó gran controversia entre la comunidad científica debido a que se asegura tiene procedencia marciana, éste fue cristalizado de la roca fundida alrededor de unos 4.5 mil millones de años durante la formación del planeta, expuesto en la superficie

alrededor de unos 4 mil millones de años y fue eyectado hacia el espacio interplanetario hace unos 16 millones de años, aterrizando en el continente Antártico hace 13 mil años [Jarosky, 1988]. El ALH84001 es un meteorito clasificado como biogénico, rico en silicatos y compuesto principalmente de ortopiroxeno, en menores cantidades la cromita, olivino, pirita y apatita. Aunque algunos científicos han detectado glóbulos de carbonatos con texturas similares a bacterias, compuestos orgánicos complejos (especialmente hidrocarburos policíclicos aromáticos) la coexistencia de óxidos y sulfuros de hierro, además de partículas de magnetitas. Estos compuestos y sus propiedades podrían indicar la presencia y actividad de vida microbiana [McKay et al., 1997].

1.5 Misiones espaciales a Marte

La exploración de Marte ha sido muy extensa, sin embargo solo unas cuantas misiones han cumplido con sus objetivos; de ellas se han obtenido la información necesaria para tener cierto conocimiento del planeta Marte y han incrementado las expectativas sobre la posible existencia de vida presente o pasada sobre este planeta [Molina, 2005].

1.5.1 Misión Vikingo

La misión Vikingo tuvo como principal objetivo buscar evidencia de vida microbiana en el planeta Marte. La misión estaba formada por dos naves espaciales idénticas, cada una provista de un módulo orbitador y un módulo de descenso (Figura 1.5). La primer nave, llamada Vikingo 1, fue lanzada el 20 de agosto de 1975 y descendió en un lugar de la superficie marciana llamada Chryse Planitia (Los Llanos de Oro) el 20 de julio de 1976. La otra nave, denominada Vikingo 2, fue lanzada el 9 de septiembre de 1975 y amartizó en Utopia Planitia el 3 de septiembre 1976. Cabe

mencionar que la misión fue planeada para operar durante 90 días a partir de la amortiguación, pero aunque terminaron de realizar el objetivo principal del proyecto en diciembre de 1976, sorprendentemente ambas naves extendieron su funcionamiento a 4 años.

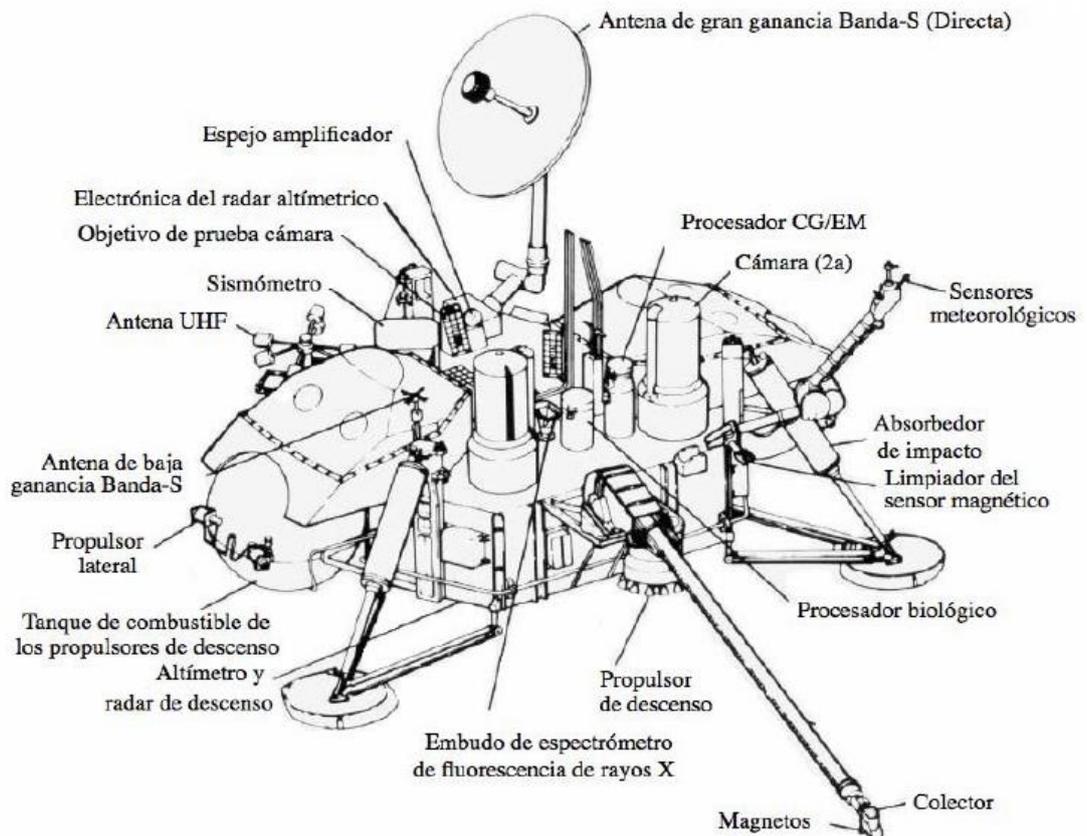


Figura I.5. Esquema de la configuración de las sondas Vikingo. Tomada de Iñiguez, 2010.

En las dos naves Vikingo se integraron 13 análisis científicos; tres se trataban de mapeos desde la órbita, un experimento que se realizaría durante la entrada a la atmósfera, siete análisis en la superficie del planeta y otro que se realizaría con un sistema de radar ubicado en los orbitadores y sondas [Soffen y Young, 1972]. En la superficie del planeta se llevarían a cabo experimentos, los cuales cubrirían el principal objetivo del proyecto, realizar experimentos biológicos y químicos que evidenciaran la presencia de formas de vida microscópica [Soffen, 1977]. Para ello las

dos naves contenían equipos sofisticados de la época (vea la Tabla I.3).

Durante el planteamiento inicial de la misión Vikingo se propuso hacer un verdadero estudio que cubriera un amplio espectro de posibilidades para detectar vida en la superficie marciana. Se consideró que si solamente se utilizaba una técnica para determinar la detección de vida sería muy improbable que se tuviera éxito y por ello fue necesaria la combinación de varios experimentos. Con base en lo anterior finalmente se enviaron solo tres experimentos de naturaleza biológica.

Tabla I.3. Investigaciones e instrumentos contenidos en las naves de la misión Vikingo.
Adaptada de Soffen, 1977.

Investigación	Tipo de análisis	Equipo e instrumental
Obtención de Imágenes.	Imágenes desde orbita	Dos camas con video.
	Mapeo de vapor de agua.	Espectrómetro infrarrojo.
	Mapeo térmico.	Radiómetro infrarrojo.
	Imágenes de cráteres.	Dos cámaras de Fax.
Análisis de la atmósfera.	Propiedades de la ionósfera	Analizador de potencial retardador.
	Composición de la atmósfera	Espectrómetro de masas.
	Estructura de la atmósfera.	Sensores de aceleración, presión y temperatura.
Biología.	Respuestas al metabolismo.	Tres análisis para crecimiento, metabolismo y fotosíntesis.
Química.	Análisis molecular.	Cromatografía de Gases-Espectrometría de Masas.
Meteorología.	Monitoreo meteorológico.	Fluorescencia de rayos X.
Sismología.	Monitoreo sísmico.	Sismómetros.
Física.	Propiedades magnéticas.	Imán observado por cámaras
	Propiedades físicas.	Varios sensores de ingeniería.
Monitoreo desde órbita.	Pruebas sobre relatividad.	Sistema de radar.

I.5.1.1 Experimentos Biológicos

Los tres experimentos de carácter biológico son: liberación pirolítica (PR), liberación de compuestos isotópicamente marcados (LR) y de intercambio de gases

(GEX). Los cuales en conjunto darían una respuesta de la posible existencia de vida presente o pasada en Marte.

El experimento de liberación pirolítica (PR), también conocido como el experimento de asimilación de carbono (Figura 1.6) tenía por objetivo principal el determinar si en la superficie de Marte puede ocurrir el proceso de fijación de carbono bajo las condiciones de temperatura, presión y composición atmosférica característica del planeta rojo. Basándose en la premisa de que la vida en Marte, si ésta existe, puede incorporar CO y CO₂ (en presencia y ausencia de luz) provenientes de la atmósfera y generar compuestos de mayor complejidad, tal como sucede en la fotosíntesis que llevan a cabo los organismos terrestres [Horowitz y Hubbard et al., 1972; Horowitz et al., 1977]. En primera instancia los resultados preliminares fueron interpretados como positivos a la actividad biológica debido a que una pequeña cantidad de ¹⁴CO y ¹⁴CO₂ fueron fijados en compuestos orgánicos. Pero cuando se realizó el ensayo en la fase oscura la fijación del carbono disminuyó considerablemente, y aún más si la muestra original era sometida a un tratamiento térmico previo. Cabe mencionar que la fijación de carbono fue totalmente inhibida por la humedad [Horowitz et al., 1977].

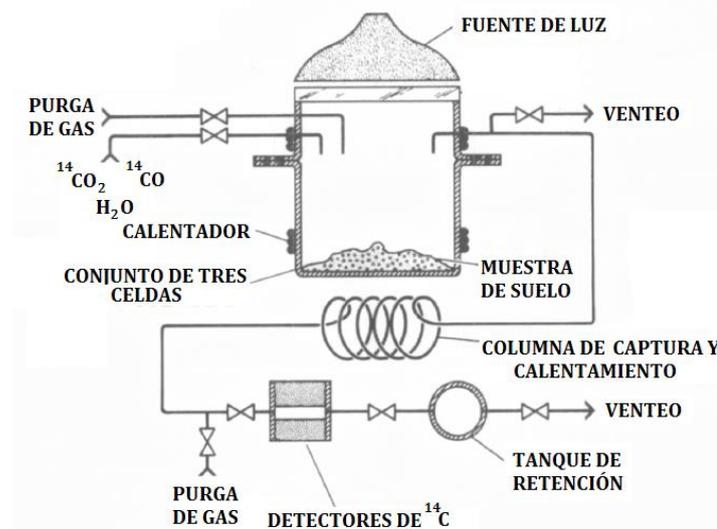


Figura I.6. Esquema del experimento de liberación pirolítica (PR). Tomado de Klein et al., 1972.

El segundo experimento fue el denominado experimento de liberación de gases marcados (LR), también conocido como Gulliver (Figura I.7), el cual se encargaba de detectar el mecanismo o crecimiento de vida microbiana en la superficie del planeta Marte mediante radiorrespirometría. El LR pretendía detectar la presencia de vida heterótrofa en las muestras de suelo marciano; para ello, monitoreaba la liberación de $^{14}\text{CO}_2$ cuando a una muestra de suelo se le añadía una disolución nutritiva que contenía agua y compuestos orgánicos simples (formiato, glicolato, glicina, D- y L-alanina y D- y L-lactato) imprescindibles en el crecimiento microbiano terrestre y marcados con ^{14}C [Levin y Straat, 1977]. Los resultados del experimento LR mostraron una liberación de CO_2 radiactivo como si se tratara de la existencia de organismos vivos. Pero este efecto era inhibido por completo cuando se calentaba la muestra antes de someterse al LR, también era inhibido cuando la muestra se almacenaba durante largos periodos a 18°C .

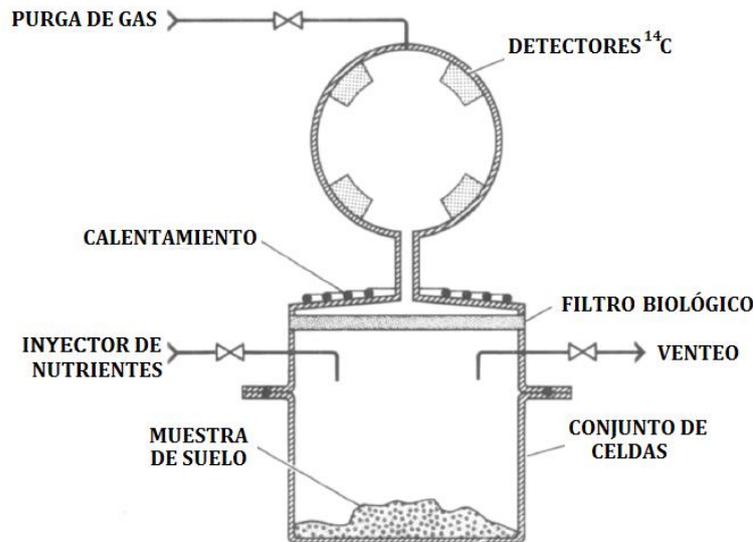


Figura I.7. Esquema del experimento de liberación de compuestos isotópicamente marcados (LR). Adaptada de Klein et al., 1972.

El último de los experimentos biológicos es el de intercambio de gases (GEx), fue diseñado para determinar si la vida marciana, en caso de existir, podía metabolizar e intercambiar gases en presencia de vapor de agua y nutrientes en disolución (Figura I.8) [Oyama, 1972]. Además, con base a la producción de gases y la tasa de producción se podría discernir entre la actividad de una reacción biológica y una reacción química [Oyama y Berdahl, 1977]. El cromatógrafo de gases de este experimento (GEx) podía medir gases como H₂, Ne, N₂, O₂, Ar, CO, NO, CH₄, Kr, CO₂, N₂O y H₂S. Los resultados demostraron una rápida liberación de oxígeno molecular (O₂) en las primeras etapas, y después un aumento en los niveles de dióxido de carbono. Cuando se realizaba un tratamiento térmico previo, la liberación de oxígeno disminuía en un 50% [Klein, 1977; Oyama y Berdahl, 1977].

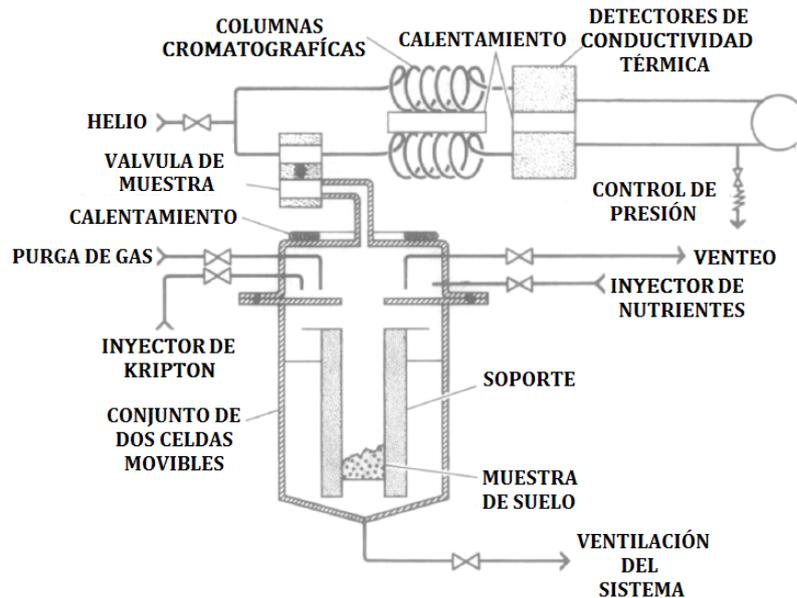


Figura I.8. Esquema del experimento de intercambio de gases (GEx). Adaptada de Klein., 1972.

I.5.1.2 Experimento molecular

Uno de los objetivos de mayor importancia para la misión Vikingo era determinar la existencia de compuestos orgánicos en la superficie del planeta Marte, de ser así, también era de suma importancia determinar si estos compuestos se formaron en ambientes físicos o químicos, y por lo tanto, saber si son de origen biótico o abiótico. Se consideró que de existir compuestos orgánicos en la superficie marciana se esperaba encontrar compuestos relativamente simples o moléculas pequeñas por efecto de la cantidad de radiación de la cual está expuesta la superficie de éste planeta. También sería posible encontrar algunas mezclas de compuestos y moléculas orgánicas. Por ello era necesario contar con un instrumento altamente sensible y muy específico, que no era más que un sistema acoplado compuesto por un cromatógrafo de gases y un espectrómetro de masas (Figura I.9). Adicionalmente se acopló un pirolizador (u horno) que ayudaría a volatilizar compuestos poco volátiles y fragmentar o degradar térmicamente compuestos que resultan más complejos para

ser inyectados al cromatógrafo de gases formando así un sistema acoplado de PI-CG-EM. Las muestras de suelo eran calentadas en la cámara del pirolizador a 50°, 200°, 350° o 500°C de 1 a 8 segundos (dependiendo de la temperatura seleccionada), posteriormente las muestras se dejaban estabilizar durante 30 s en dicha cámara. Los gases liberados eran acarreados mediante un flujo de CO₂ hacia la columna cromatográfica pasando por un divisor de flujo para regular la presión. El programa de calentamiento cromatográfico presentaba inicialmente una isoterma de 50°C durante 12 minutos, seguida de un incremento lineal hasta 200°C en un periodo de 18 minutos, manteniendo esa temperatura durante 18, 36 o 54 seg [Biemann, 1977]. El análisis espectrométrico se llevó a cabo en modalidad de impacto electrónico a 70eV con un intervalo de masa de 2 a 215 m/z realizando 10.24 ciclos de adquisición por segundo y una temperatura en cámara de 225°C. Se analizaron 4 suelos marcianos: en 3 de ellos se utilizó suelo superficial (0-10 cm) de los sitios de descenso del Vikingo 1 (planicie Chryse) y Vikingo 2 (planicie Utopía). El cuarto se realizó con una muestra de suelo tomada debajo de una roca en el sitio de descenso del VL-2 con el fin de determinar si la radiación tiene algún efecto en cuanto a la liberación de dióxido de carbono al ser sometida al calentamiento.

El resultado más importante de este ensayo fue la ausencia total de carbono orgánico en ambos sitios de descenso. Cuando se calentaron las muestras a 200, 300 y 500°C se observó la liberación de agua y dióxido de carbono, pero no se liberó algún compuesto orgánico, aún en la muestra tomada debajo de una roca. El resultado obtenido causó mucha confusión ya que este experimento presentó una respuesta negativa a la existencia de la vida en Marte, hecho que se encuentra en contradicción con los resultados positivos obtenidos en los experimentos biológicos. Una

preocupación importante fue la mala operación del instrumento PI-CG-EM pero esta hipótesis fue desechada al revisar el historial de vuelo de ambas sondas. Se detectaron trazas de CH_3Cl , el cual fue identificado como disolvente residual utilizado en la limpieza del equipo antes de ser enviado al planeta rojo.

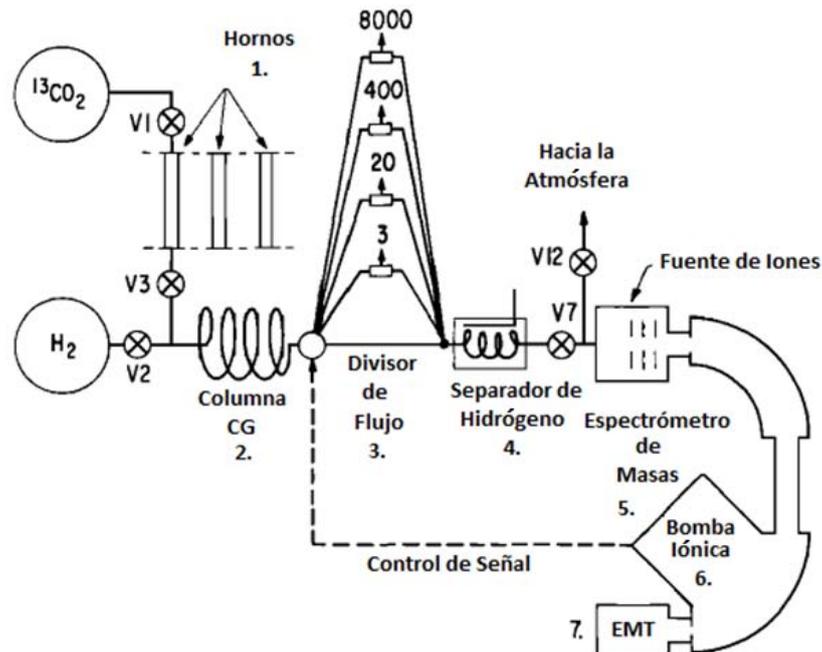


Figura I.9. Esquema del instrumento molecular de las sondas Vikingo. Diseño del sistema acoplado de cromatografía de gases y espectrometría de masas (CG-EM). Adaptada de Biemann et al., 1977.

1.5.1.3 Interpretación de los resultados de la misión Vikingo.

Los resultados obtenidos de los experimentos biológicos que obtuvieron los dos módulos Vikingo arrojan la conclusión parcial de la posible existencia de vida en el suelo marciano, no así el análisis químico, que en contraposición de los tres experimentos biológicos nos dice que en la superficie de Marte no hay evidencia de algún tipo de material orgánico, que es base en la proliferación y supervivencia de seres vivos en la Tierra.

Analizando el comportamiento de los experimentos de intercambio de gases (GEx) y de liberación de gases marcados (LR) se concluyó que las reacciones vistas en ambos experimentos eran del tipo químico y no biológico. Se propuso que la liberación de oxígeno provenía de la propia muestra de suelo marciano y se debía probablemente a que la adición de vapor de agua generaba una rápida descomposición de algún tipo de compuesto rico en oxígeno que estuviese presente en la muestra de suelo, como un peróxido, que también era responsable de la ausencia de material orgánico. Dichos peróxidos se descomponen si se exponen al agua en presencia de compuestos de hierro, y de acuerdo al análisis por fluorescencia de rayos X, el suelo marciano está compuesto por 13% de hierro. También se propuso que el dióxido de carbono (CO₂) generado era resultado del desplazamiento de CO₂ absorbido en el suelo por la adición de una atmósfera húmeda compuesta de vapor de agua [Zent, y McKay, 1994].

La reactividad química del suelo marciano y la ausencia de material orgánico posiblemente es resultado de la presencia de uno o varios compuestos oxidantes en el suelo. Debido a ello, la comunidad científica en su afán de esclarecer cuáles son los oxidantes responsables de estos fenómenos se dieron a la tarea de realizar simulaciones en condiciones marcianas. En la Tabla I.4 se pueden observar los oxidantes propuestos por varios investigadores, de la cual se concluye que el oxidante es del tipo fotoquímico, que se origina y difunde en el regolito en cantidades pequeñas. Las reacciones químicas heterogéneas entre dos oxidantes fotoquímicamente sintetizados y el regolito pueden crear complejos responsables de los resultados en los experimentos biológicos del Vikingo [Zent y Mckay, 1994].

Tabla I.4. Explicaciones no biológicas y posibles oxidantes en la misión Vikingo*. Tomada de Schuerger et al., 2008.

Experimento, oxidante propuesto	Marte
GeX Liberación de O₂ después de humidificación	
KO ₂ ; ZnO ₂	Ponnamperuma et al. 1977
CaO ₂	Ballou et al. 1978
MnO ₂	Blackburn et al. 1979
O ₂ atrapado en microporos	Nussinov et al. 1978; Plumb et al. 1989
H ₂ O ₂ quimioabsorbido	Huguenin et al. 1979
O Plasma	Ballou et al. 1978
Haluros activados	Zent y McKay 1994
LR, Descomposición de nutrientes	
H ₂ O ₂	Hunten 1979; Oro y Holzer 1979 Ponnamperuma et al. 1977 Bullock et al. 1994
Peroxonitrato (NOO ₂ ⁻)	Plumb et al. 1989
Arcillas de esmectitas	Banin y Margulis 1983
O ₂ ⁻	Yen et al. 2000
Falta de orgánicos en suelos marcianos	
UV+TiO ₂	Chun et al. 1978; Pang et al. 1982
Descargas electroestáticas de los polvos	Mills 1977
Ferroxigita (δ-FeOOH)	Burns 1980
UV	Stoker y Bullock 1997

*Tomada de Schuerger et al., 2008

Más recientemente se han propuesto oxidantes fuertes como percloratos, que junto con la pirólisis realizada al suelo marciano en el análisis molecular, provocaría la oxidación de posibles compuestos orgánicos generando CO₂ y algunos compuestos clorados. Este tipo de compuestos clorados, como clorometano (CH₃Cl) y diclorometano (CH₂Cl₂), fueron detectados en el suelo de Marte por la técnica de PI-CG-EM que ocuparon las misiones Vikingo 1 y 2 [Navarro-González, et al., 2010].

Como se ha mencionado anteriormente, el hecho de que el análisis químico del suelo no detectara ningún compuesto orgánico y que los experimentos biológicos de liberación pirolítica (PR) y liberación de gases marcados (LR) indicaran la presencia de vida en la superficie del planeta rojo causó una gran controversia en la comunidad científica, dando la pauta para que los científicos repitieran los experimentos en sus laboratorios con las mismas condiciones en las cuales se realizaron en los módulos Vikingo 1 y 2.

Los experimentos de análisis químico y LR fueron repetidos ahora con suelos de la Antártida, debido a que contiene concentraciones muy bajas de material orgánico, exponiendo la ineficiente sensibilidad del experimento molecular para detectar los niveles tan bajos de material orgánico que pudiera presentar el suelo marciano [Biemann, 1979]. De igual manera, utilizando suelos del desierto de Atacama y las mismas condiciones del análisis químico en los módulos Vikingo 1 y 2, pero ahora se utilizó un intervalo de temperatura de 200 a 750°C, demostrándose que la temperatura ideal para realizar pirólisis de suelos es de 750°C; este valor es mucho mayor al utilizado por los módulos de las naves Vikingo [Navarro-González, 2009]. Es importante mencionar que en los sitios de amortizaje de los módulos Vikingo, se utilizaron muestras de suelo de profundidades entre 5 y 10 centímetros. Se tiene que considerar que si los materiales orgánicos se produjeron hace cientos de millones de años podían estar presentes en mayores profundidades, protegidos de la radiación de la que está expuesta la superficie marciana. Incluso los módulos Vikingo pudieron haber amortizado en un lugar equívoco del planeta, es decir, descendieron en un lugar donde las condiciones hacen desfavorable la proliferación y mantenimiento de vida, como es el caso de la Antártida en nuestro planeta.

1.5.2 Misión Fénix.

La misión Fénix fue diseñada para realizar la experimentación *in situ* del descubrimiento que realizó la misión Odyssey en el 2002 sobre la revelación de enormes depósitos subterráneos de agua congelada en zonas circunvecinas de ambos polos del planeta rojo. La misión fue lanzada el 4 de agosto del 2007 y amortizó el 24 de Mayo del 2008 en las cercanías del hemisferio norte (68°N y 233°E), distancia comparable en latitud desde el polo norte hasta el centro de Groenlandia o Alaska

(Figura I.10). Los objetivos principales de la misión Fénix fueron tres, los cuales se enumeran a continuación:

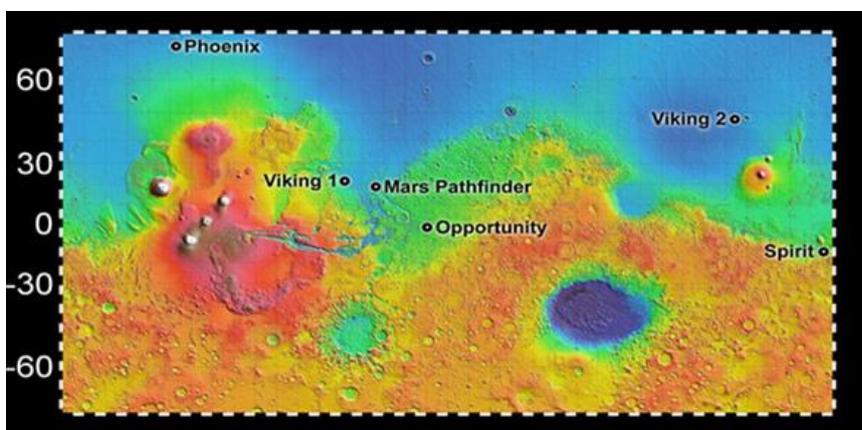


Figura I.10. Sitios de aterrizaje de diferentes misiones que han explorado Marte. Tomada de <http://marsprogram.jpl.nasa.gov>.

1. Estudio de la historia del agua en Marte en todas sus fases. La vecindad del hemisferio norte puede ser el sitio donde se puede encontrar agua congelada en el subsuelo y está puede ser remanente de grandes cuerpos de agua, parecidos a mares o grandes lagunas. Se pensaba que a mayores profundidades podía encontrarse la tan deseada agua líquida. Fénix recogería información relevante para la comprensión de los procesos que afectan al agua con respecto a los cambios climáticos tan marcados que sufre el planeta, y así dar un panorama de la evolución del agua en la superficie marciana desde tiempos pasados hasta el presente.

2. Determinar si el suelo marciano en su región ártica podría albergar vida. Una de las condiciones esenciales para la vida como la conocemos es la presencia de moléculas que incluyen carbono e hidrógeno, por lo cual se pretendía la búsqueda de moléculas orgánicas o biológicamente interesantes en muestras de suelo congelado, bajo la hipótesis de que un poco de agua en forma de hielo en el suelo del sitio de aterrizaje puede ser descongelada y biológicamente disponible en periodos más cálidos de los ciclos climáticos de Marte. La vida podría persistir como algún tipo de

forma microbiana en estado latente durante millones de años entre el deshielo. Adicionalmente se examinarían condiciones primordiales para la posible habitabilidad, como lo son la salinidad, pH y algunos productos químicos como los sulfatos que pueden funcionar como fuente de energía para la vida microbiana.

3. Estudiar el clima de la región norte durante todo el verano marciano. Mediante el monitoreo de la temperatura y presión a diferentes alturas, la humedad, la composición atmosférica y el movimiento de nubes de polvo. El estudio de estos parámetros meteorológicos ayudó a evaluar sus correlaciones, como por ejemplo, si los vientos hacia el sur tienen más humedad que los vientos hacia el norte.

Para lograr los objetivos propuestos por dicha misión la nave incluía siete instrumentos científicos de los cuales tres de ellos eran equipos de herramientas múltiples (Figura I.11). Los instrumentos son: una cámara de descenso, una cámara estereoscópica panorámica, un brazo robótico provisto de una cámara y una pala (para realizar excavaciones y sustraer muestras de suelo), una estación meteorológica, un analizador de gases evolucionados térmicamente (TEGA, por sus siglas en inglés) y el analizador de electroquímica, conductividad y microscopía (MECA, por sus siglas en inglés).

Los experimentos más destacados de toda la misión son el TEGA y MECA. El analizador de gases evolucionados térmicamente (TEGA) consistía, de manera general, en ocho hornos y un espectrómetro de masas. Era sorprendentemente sensible, capaz de medir abundancias y coeficientes isotópicos de los principales componentes de la vida como la conocemos (con base en carbono, nitrógeno, oxígeno e hidrógeno).

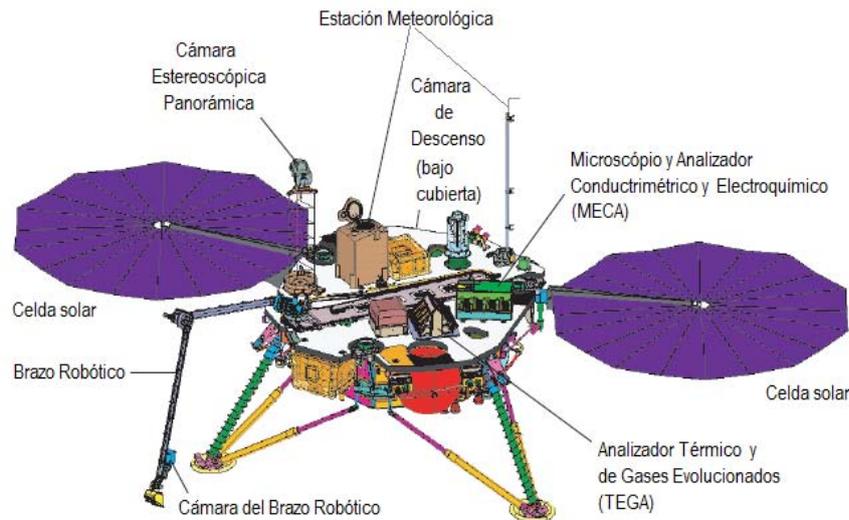


Figura I.11. Configuración y ubicación de instrumentos en la sonda Fénix. Adaptada de <http://marsprogram.jpl.nasa.gov>

El analizador de electroquímica, conductividad y microscopía (MECA) estaba formado por un laboratorio de química húmeda, dos microscopios, un sensor térmico y un sensor de conductividad térmica. El llamado laboratorio de química húmeda (WCL) fue designado para determinar las propiedades del regolito en disolución acuosa, midiendo parámetros de pH, potencial redox, conductividad eléctrica en disolución y la concentración de especies iónicas solubles. Estas propiedades, combinadas con otras mediciones que realizaría la misma misión Fénix, ayudarían a discernir las posibilidades de habitabilidad del planeta rojo. Contaba con sensores y electrodos selectivos capaces de medir iones Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , $\text{NO}_3^-/\text{ClO}_4^-$ y NH_4^+ , además de contar con electrodos para Li^+ , Cl^- , Br^- , I^- , Cu^{2+} , Cd^{2+} , Pb^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Hg^{2+} y Ba^{2+} , este último utilizado para titulaciones y determinaciones de sulfatos [Kounaves et al., 2010].

La misión presentó muchos resultados interesantes e importantes, uno de ellos fue el que se detectaran una concentración considerable de percloratos (ClO_4^-) mediante el instrumento WCL [Hecht, 2009]. Otro resultado muy importante fue el que

se identificará carbonato de calcio (CaCO_3) en muestras de suelos congelados mediante el análisis de TEGA, el cual fue una confirmación de lo descubierto por la misión Mars Global Surveyor. El que se encontraran carbonatos también coincide con el hecho de que el suelo tenga un pH moderadamente alcalino, $\text{pH}=7.7 (\pm 0.5)$ comparable a los datos obtenidos por las estaciones Vikingo y confirmado por el análisis del WCL [Hetch et al., 2009, Biemann et al., 1976]. Esta cantidad de carbonato de calcio es más consistente con su formación en el pasado por la interacción de dióxido de carbono atmosférico con películas de agua en la superficie. [Boynton, 2009].

1.5.3 MERs, Vehículos de Exploración en Marte

La misión *Mars Exploration Rovers*, MERs, es el proyecto de exploración robótica de Marte. La misión estaba conformada por dos vehículos robóticos llamados *Spirit* y *Opportunity*, que tenían como objetivo primordial el estudio de diferentes sitios geológicamente interesantes que pudieran dar indicios de posibles acontecimientos en presencia de agua.

El robot móvil Spirit fue lanzado en junio del 2003 y amartizó en enero del 2004 en la región denominada Gusev Cráter, elegida porque se tenía la hipótesis de que en ese lugar el cráter gigante pudo haber contenido un enorme lago. Por otro lado el *Opportunity* fue lanzado en julio de 2003 y también amartizó en enero del 2004 en la región de Meridiani Planum, donde se encuentran grandes depósitos de hematita, posiblemente formados por ambientes húmedos [Erickson, 2007].

Los dos robots fueron equipados con instrumentos y cámaras sofisticadas útiles para descubrir los rastros de la posible presencia de agua en el pasado de Marte. Llevaban a bordo una cámara panorámica (Pancam), un espectrómetro de rayos X de

partículas, un mini-espectrómetro de emisión térmica, un espectrómetro Mössbauer, un arreglo de imanes para recoger partículas de polvo magnético, una cámara microscópica y una herramienta de abrasión de rocas (RAT) (Figura 1.12).

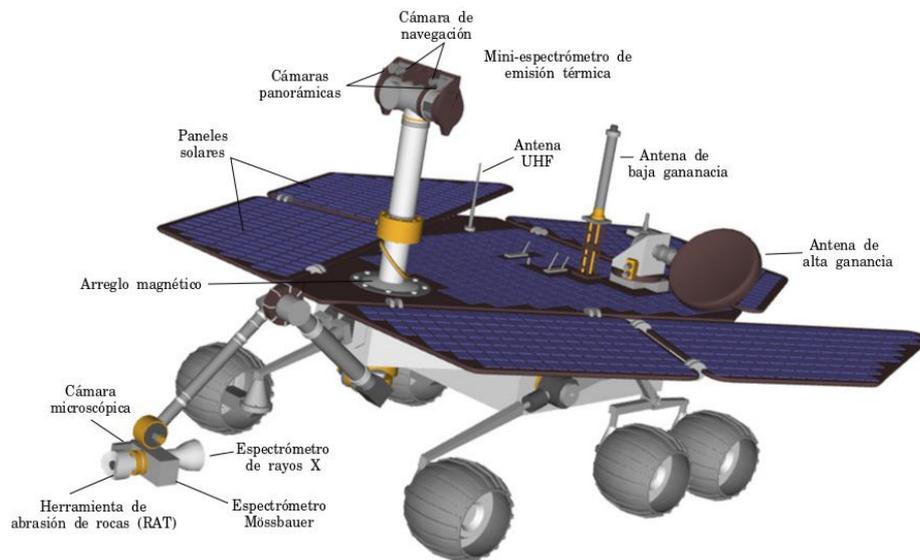


Figura 1.12. Configuración de los robots móviles Spirit y Opportunity (MERs). Adaptada de www.3dcabbrowser.com

Ambos vehículos realizaron los mismos protocolos experimentales en sus respectivos sitios de descenso, y los resultados más sobresalientes fueron:

Spirit. En su sitio de descenso corroboró la composición descrita por las sondas Vikingo, Pathfinder y los análisis de los meteoritos marcianos SNC [Erickson, 2007]. Además encontró minerales como olivino, piroxeno, plagiocasa, magnetita y óxidos de titanio. Algunos análisis en las rocas demuestran que algunos minerales han sido alterados por pequeñas cantidades de agua. En la región de *Columbia Hills* se encontraron rocas alteradas por el agua pero enriquecidas de elementos como fósforo, azufre, cloro y bromo, posiblemente transportados por el agua. En esta misma región se observaron cantidades variables de olivino y sulfatos. Su abundancia era inversamente proporcional y era consistente con la presencia de agua líquida que destruye al olivino y ayuda a la formación de sulfatos [Schröder, 2005 y Christensen,

2005]. Además, los datos generados por el mini-espectrómetro de emisión térmica confirmaron la presencia de rocas que contenían carbonatos, lo que significa que estas regiones del planeta rojo pudieron haber albergado agua líquida.

Opportunity. En *Meridiani Planum* identificó minerales sulfatados como el yeso y jarosita, este último de importancia por su restringida formación en ambiente húmedo, oxidante y ácido. Aclaró el importante papel que tiene el azufre en la geología del planeta, debido a que el azufre liberado por la actividad volcánica pudo haberse incorporado en el regolito a través de las interacciones gas-líquido (agua) y sólido-gas [Madden et al, 2004].

1.6 Análogos terrestres de la superficie marciana.

Las misiones espaciales enviadas al planeta rojo han sido preparadas y calibradas en condiciones similares al que presenta la superficie marciana. Para ello se han utilizado zonas terrestres análogas a Marte. Entendiéndose como análogo marciano a un sitio en la Tierra cuyas condiciones ambientales, características geológicas, atributos biológicos o una combinación de las mismas se aproximan en alguna forma a aquellas esperadas u observadas en Marte [Uydess y Vishniac, 1976]. Los suelos análogos a Marte proveen de un vistazo a la física y química ambiental que se podrían encontrar en el planeta rojo y simulan el tipo de suelo en el cual las sondas descenderían y manipularían. La química de estos suelos es de gran interés para el presente trabajo, porque son útiles para la calibración de instrumentos analíticos y pueden imitar propiedades químicas esperadas u observadas en el suelo marciano. Sin embargo, también es cierto que ningún análogo marciano actual es apropiado para realizar las pruebas necesarias, es decir, ningún análogo marciano imita en su totalidad las condiciones que se presenta Marte [Marlow, 2008]. Los posibles análogos

marcianos terrestres deben reunir ciertas características de ambiente árido, clima frío, abundantes cantidades de basalto, poros de agua salina y la presencia de depósitos fluviales y eólicos [Dinwiddie et al., 2004]. Los análogos marcianos se pueden clasificar según la propiedad que mejor imiten de la superficie de Marte y pueden ser:

1. Análogos químicos. Este tipo de análogos marcianos presentan propiedades químicas muy similares al regolito marciano, tales como; el potencial óxido-reducción, pH, composición elemental, constante dieléctrica y composición mineralógica.

2. Análogos físicos. Estos suelos presentan propiedades de tamaño, forma y distribución de partículas, porosidad, humedad, densidad y propiedades termofísicas. El análisis de estas propiedades puede ayudar a clarificar las relaciones entre el agua, el suelo y el viento, dando un panorama del presente y del pasado de Marte.

3. Análogos mecánicos. Se caracterizan por tener propiedades mecánicas semejantes a las que presenta el suelo marciano, tales como: fuerza de cohesión, ángulo interno de fricción, etc. Análogos como estos permiten desarrollar y evaluar componentes de robots y sistemas de aterrizaje.

4. Análogos magnéticos. Poseen propiedades de susceptibilidad magnética y saturación magnética análogas al regolito marciano. En ellos se ponen a prueba los instrumentos magnéticos de las misiones marcianas.

5. Análogos orgánicos. Este tipo de análogos presentan esterilidad y se utilizan como simulación de suelos que tienen un contenido de material orgánico muy bajo, casi inexistente. Dado que los rastros de materia orgánica indicarían una evidencia importante sobre la vida en el presente y/o el pasado de Marte, muchos instrumentos con capacidad de detectar trazas de moléculas orgánicas con interés biológico han sido desarrollados y evaluados en este tipo de análogos marcianos, poniendo a

prueba la sensibilidad del instrumento y su funcionalidad en el campo [Navarro-González et al., 2003, Cabane et al., 2004, Mattingly et al., 2004, Bada et al., 2007].



Figura 1.13. Regiones del mundo considerados análogos marcianos; Arriba izquierda: Desierto de Mojave, EU. Arriba derecha: Valles Secos de la Antártida. Abajo izquierda: desierto de Atacama, Chile. Abajo derecha: Rio Tinto-España.

Nuestro planeta alberga muchos sitios que presentan ciertas propiedades y condiciones similares a la que tiene o tuvo el suelo de Marte (Figura 1.13), pero los considerados análogos marcianos y que recurrentemente han sido utilizados en la exploración de Marte son el desierto de Atacama en el norte de Chile, el desierto de Mojave (el Valle de la Muerte) en California, EUA, los valles secos de la Antártida, el Río Tinto en España, el desierto de la Joya en Perú, la planicie de Panoche en California, Hawái, Arequipa, Salten Skov, y el suelo artificial Mars-1 de la NASA [Marlow, 2008]. La

Tabla I.5 resume algunas propiedades químicas, mecánicas, físicas, magnéticas y orgánicas de los principales suelos análogos marcianos.

El Desierto de Atacama en Chile es considerado un análogo marciano del tipo orgánico y recientemente fue propuesto como uno de los desiertos más secos de la Tierra, siguiéndole en esterilidad a los valles secos de la Antártida. Debido a su extrema aridez presenta bajos niveles de erosión y tiene gran acumulación en el suelo de nitratos, yodatos, percloratos y otras sales [Ericksen, 1983]. Estos depósitos con origen principalmente atmosférico provocan condiciones altamente oxidantes [Ewing et al., 2006] y bajos niveles de contenido de material orgánico [Navarro-González et al., 2003]. Estudios paleoclimáticos sugieren que no han ocurrido eventos de lluvia hace unos 325 000 años en el salar de Atacama, pues conserva registros sedimentarios del cenozoico y mesozoico [Constantino, 2005].

El desierto de Mojave, en los Estados Unidos de América, exhibe señales de vulcanismo y de actividad tectónica; puede considerarse como un posible análogo marciano del tipo mecánico, ideal para probar sistemas de aterrizaje y desplazamientos de los vehículos [Johnson et al., 2005]. La erosión y el desgaste han generado condiciones físicas y composiciones químicas de suelo similares a la de Marte [Beegle et al., 2007].

El Río Tinto en España es un río de color rojo intenso considerado un análogo marciano del tipo químico debido a su extrema acidez (pH cercano a 1). A pesar de ser tan ácido y de contener altas cantidades de metales (por ejemplo: 3-20 g de hierro por litro de agua) posee una gran cantidad y diversidad de formas de vida, compuesta principalmente por organismos unicelulares eucariontes que han sido residentes del

Río Tinto desde hace 3000 años [González-Toril et al., 2003, Amaral et al., 2003]. La mineralogía presente del sistema fluvial es similar a la que se encuentra en la región de los valles Meridiani de Marte. Por esta razón se considera a Río Tinto como un valioso análogo marciano para inferir las condiciones geoquímicas de Marte que intervienen en la producción de minerales ricos en hierro [Fernández-Remolar et al. 2005; Squyres y Knoll. 2005].

Tabla I.5. *Propiedades químicas, mecánicas, físicas, magnéticas y orgánicas de los principales suelos análogos marcianos. Adaptada de Marlow, 2008.*

	Atacama	Mojave	Antártida	Río Tinto
Propiedades Químicas				
Potencial redox.	•			
pH	•		•	•
Conductividad eléctrica	•			
Volátiles		•		
Composición mineralógica	•	•	•	•
Propiedades Físicas				
Forma de partícula		•		
Densidad en bulto	•			
Contenido de agua	•			
Contenido Orgánico				
Contenido total de carbono	•	•	•	•
Abundancias moleculares	•		•	•
Bacterias cultivables	•		•	•

Cabe mencionar que en este análogo se realizan calibraciones de instrumentos mineralógicos que posteriormente serán parte de misiones a Marte [Sarrazin et al., 2007].

Los valles secos de la Antártida fueron considerados por mucho tiempo el mejor análogo marciano debido a que presentan muchos procesos biológicos y climáticos

similares al planeta rojo: bajas temperaturas (-20°C), sublimación, ciclos de hielo y deshielo, baja humedad, lluvias muy escasas, fuertes vientos, alta radiación solar y alto contenido de sales [Wentworth, 2005]. Los valles secos presentan ciertas zonas en las cuales presentan bajos niveles de materia orgánica y nula detección de organismos. Por ello fueron anfitriones en la preparación y posterior reproducción de los experimentos biológicos y químicos de la misión Vikingo [Biemann et al., 1979].

I.7 Desierto de Mojave (EUA).

El desierto de Mojave comprende los desiertos de Sonora, Chihuahua y la Cuenca de Utah. Está ubicado al sureste de California, delimitado por la meseta del Colorado en la parte sur de Nevada, al noroeste de Arizona y al suroeste de Utah, con una extensión poco de más de $40,233.6 \text{ km}^2$ (Figura 1.14. ***A la izquierda muestra el mapa de localización del desierto de Mojave, mientras que la imagen de la derecha muestra el mapa digital con relieve simulando una toma desde el espacio (Hunt, 1996).***). Presenta suelos del tipo aridisol y entisol, se caracterizan por un pH alcalino, bajo contenido de material orgánico y texturas del tipo arena margosas del calcáreo que van desde arenas finas en la superficie (0-16 cm) hasta arenas gruesas en el subsuelo, además de tener heterogeneidad espacial en nutrientes e infiltración [Farouk, 1985, Romney et al., 1973, Titus et al., 2002]. El clima que caracteriza al desierto de Mojave es la gran variación de temperatura a largo del año, la cual en verano alcanza los 50°C y en invierno cae por debajo de los cero grados ($\sim 10^{\circ}\text{C}$). Además presenta humedad relativa medianamente menor a 20%, precipitaciones esporádicas y las pocas lluvias que tiene este desierto se dan en el invierno (media anual $\leq 12.7\text{cm}$) acompañadas de fuertes heladas. El suelo no es permeable, cuando hay precipitaciones provoca la acumulación de agua y grandes inundaciones [Hunt,

1996].

La topografía del desierto de Mojave muestra dunas, cráteres volcánicos, cañones formados por diluvios y depósitos de sales tales como; bórax ($\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), cloruro de sodio (NaCl), cloruro de potasio (KCl), plata (Ag), tungsteno (W), hierro (Fe) y oro (Au).



Figura I.14. A la izquierda muestra el mapa de localización del desierto de Mojave, mientras que la imagen de la derecha muestra el mapa digital con relieve simulando una toma desde el espacio (Hunt, 1996).

Dentro del desierto de Mojave se encuentra una región de gran interés denominada el Valle de la Muerte, cuenta con una extensión de 225 km aproximadamente a lo largo de la frontera entre California y Nevada. Esta región se caracteriza por tener temperaturas extremas y por albergar la cuenca Badwater, el sitio más bajo del hemisferio occidental (86 metros por debajo del nivel del mar). Aspectos geológicos sobre esta cuenca sugieren que durante el pleistoceno todo el valle se encontraba inundado [Hunt, 1996] (Figura I.12).



Figura I.125. *Izquierda: foto satelital. Derecha: dunas dentro del Valle de la Muerte.*

La altiplanicie marciana tiene cuencas debidas a procesos de formación de cráteres que presentan depósitos fluviales, eólicos y volcánicos. El desierto de Mojave también muestra secas altiplanicies rodeadas por depresiones, pero éstas, fueron formadas por fallas y pliegues. Mojave como análogo marciano se inclina más a imitar las posibles condiciones del pasado de Marte: la aridez minimiza la influencia de la vegetación sobre los procesos geomorfológicos, pero la baja humedad permite actividad microbiana en condiciones extremas, tales como la que pudieron haber sustentado el desarrollo de vida en el planeta rojo. Por razones como las anteriores Mojave ha sido lugar para probar varias misiones espaciales que tienen como destino Marte.

I.8 Búsqueda de material orgánico en Marte.

En nuestro planeta la superficie se encuentra cubierta de una delgada capa de suelo de diferentes espesores, sobre ella y en el interior se lleva a cabo la interacción dinámica entre animales, vegetales y minerales. Esta capa delegada llamada suelo,

presenta diversos componentes, entre los cuales se encuentran los compuestos inorgánicos disueltos y no disueltos, agua, nutrientes solubles, material orgánico y gases atrapados. La Sociedad Americana de Ciencias (SSA) define al material orgánico (MO) como la porción orgánica del suelo que incluye vegetales, animales en descomposición y organismos que viven en el suelo. Se clasifica según su origen como biótica o abiótica. Su abundancia depende del tipo de suelo, pero regularmente es baja; a pesar de ello, la MO tiene un papel muy importante en la estructura y los procesos que se llevan a cabo en los sistemas suelo-agua-soluto. La materia orgánica provee al suelo elementos químicos como nitrógeno (N₂), fósforo (P), azufre (S), potasio (K), calcio (Ca) y magnesio (Mg) y también influye en las propiedades físicas del suelo, tales como: la estructura, color y mejora la filtración de agua. El carbono orgánico está presente en el suelo árido, en fracción casi escasa, conteniendo células de microorganismos, residuos de plantas y animales en varios estados de descomposición, compuestos carbonizados y grafito.

Como se ha mencionado anteriormente, la observación de Marte y sus señales geomorfológicas sugieren que este planeta y la Tierra tuvieron climas similares hace 3.5 billones de años durante esta época la evolución y subsecuente aparición de la vida ocurrieron en la Tierra y posiblemente en el planeta rojo [*Kanavarioti y Mancinelli, 1990*]. La búsqueda de material orgánico como indicio de vida en Marte se llevó a cabo desde la misión Vikingo, la cual tenía la tarea de buscar rastros de vida en la superficie (profundidades menores a 10 cm) y a niveles de ppb. Desafortunadamente, las dos sondas que constituían la misión no detectaron ningún compuesto orgánico que incluyera compuestos de interés bioquímico. La respuesta negativa en la detección de compuestos de interés biológico y bioquímico (tales como los aminoácidos) se debe posiblemente al hecho de que este tipo de compuestos son

destruidos al calentarse y son ausentes en las profundidades trabajadas por las sondas vikingo (debido a que el material orgánico se encuentra oxidado o destruido por la radiación ultravioleta). Además se ha demostrado que el experimento de PI-CG-EM a cargo de esta misión pudo dar resultados erróneos, puesto que el equipo fue calibrado en sitios totalmente diferentes a los observados en Marte [Navarro-González et al., 2006]. Dichas observaciones han hecho que los investigadores se den a la tarea de realizar experimentos relacionados con los posibles ambientes de Marte y las interacciones que tiene con la materia orgánica, en especial con las moléculas bioquímicas características de rastros de vida de interés biológico o bioquímico. Prueba de ellos son los siguientes planteamientos:

1. Gerhard Kmined simuló la exposición del posible material orgánico a la radiación cósmica que sufre la superficie marciana. Para ello utilizó aminoácidos de interés biológico como ácido L-aspártico, ácido L-glutámico, glicina, L-alanina y ácido γ -aminobutírico (γ -ABA), los sometió a dosis de 2 Grays de radiación gamma (γ) provenientes de la fuente de ^{60}Co . Los resultados indican una descomposición completa de los aminoácidos, además encontró que a más de un metro de profundidad los aminoácidos son protegidos y no degradados. Estos resultados muestran claramente la necesidad de acceder a profundidades mayores en el subsuelo marciano [Kminek y Bada, 2006].

2. Para el año 2006 Inge Loes ten Kate y colegas intentaron comprender la influencia de someter aminoácidos a diferentes parámetros que caracterizan la superficie de Marte, tales como una atmósfera de CO_2 y baja temperatura en presencia de radiación ultravioleta. Los resultados obtenidos indican que la atmósfera de dióxido de carbono (7 mbar) no afecta la degradación de los

aminoácidos y las bajas temperaturas (210K) disminuyen la degradación en un factor de 7 [Kate, et al., 2006].

3. Los microorganismos también han sido objeto de estudio debido a que Paulov tomó este tipo de organismos contenidos en una muestra y aplicando radiación encontró que el promedio de la intensidad de la radiación no es peligrosa para los microorganismos que se encuentran por debajo de los 20 cm de profundidad y esa capa superior estaría por completo estéril en unos 30 mil años. Además encontró que hay mayor posibilidad de encontrar rastros de material orgánico en las capas polares, debido a que la capa de hielo refractaria la radiación UV [Paulov, et al., 2002].

Ejemplos de estudios como los tres anteriores hay muchos, poniendo hincapié en la reactividad del suelo marciano (oxidantes) y como la radiación cósmica tienen un efecto devastador sobre la materia orgánica en la superficie de Marte.

I.9 Carbonatos en Marte.

Los carbonatos son un grupo de minerales caracterizados por tener como unidad esencial en su estructura al ion carbonato CO_3^{2-} . Este ion es un anión poliatómico con masa molecular de $60 \text{ g}\cdot\text{mol}^{-1}$, el cual consta de un átomo central de carbono (C) rodeado por tres átomos de oxígeno (O), distribuido espacialmente con arreglo trigonal plano. El ion carbonato presenta dos cargas formales situadas en cada átomo de oxígeno. En disolución acuosa el ion carbonato, junto con el ion bicarbonato, el ácido carbónico y el dióxido de carbono coexisten en un equilibrio dinámico, predominando el CO_3^{2-} en condiciones fuertemente básicas y el HCO_3^- en condiciones ligeramente más ácidas. Las temperaturas de descomposición de los carbonatos oscilan entre los

700-750 °C generando únicamente CaO y CO₂ [Gaviri et al., 2003]

En nuestro planeta todo tipo de vida está basada en el carbono, y una de sus principales fuentes son los combustibles fósiles y depósitos de rocas sedimentarias en la litosfera, ricos en minerales carbonatados como la calcita (CaCO₃) y dolomita. La calcita se puede formar por tres posibles procesos: biótico, diagenético y abiótico [Stalport et al., 2005]. La primera de ellas ocupa el principal proceso de formación de minerales carbonatados sedimentarios en ambientes marinos [Morse et al., 2007]. La precipitación biológica de carbonatos puede darse por la producción de esqueletos internos o externos en eucariontes, la disminución de la presión parcial de CO₂ derivada de procesos autotróficos (fotosíntesis y metanogénesis) y por la actividad heterotrófica de bacterias y hongos. La precipitación química de la calcita también se puede llevar por diversos procesos, tales como disolución y precipitación, magmatismo, metamorfosis e hidrotermalismo. Estos procesos dependen de los cambios físicos (temperatura y presión) y químicos (presión parcial, pH, especies carbónicas presentes y la concentración de los iones). Otra manera de formar calcita es mediante la diagénesis. En este tipo de formación el proceso biótico cambia de fase por mecanismos de disolución-recristalización, adaptándose a las nuevas condiciones termodinámicas de su nuevo ambiente abiótico. Se puede decir que la calcita diagenética es una mezcla de calcita biótica y la abiótica [Stalport et al., 2005].

El estudio de los carbonatos es de suma importancia, y como se ha mencionado, en la Tierra se pueden obtener de diferentes formas algunas de ellas se asocian con organismos extintos, por lo que la importancia del material inorgánico radica en que puede ser evidencia de épocas donde la atmósfera marciana fue capaz de favorecer el desarrollo de vida. La idea más aceptada sostiene que Marte y la Tierra

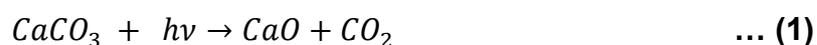
en épocas tempranas de su evolución desarrollaron similares condiciones para la aparición de vida primitiva [McKay et al., 1992]. Desafortunadamente estos dos planetas tuvieron destinos diferentes, por lo que hoy en día podemos ver un planeta Tierra caracterizado por tener condiciones muy favorables para albergar diferentes formas de vida y un planeta rojo desértico y sin rastros de vida alguna. La hipótesis de los carbonatos en Marte está más enfocada al origen biótico de estos minerales, producto de la existencia de una forma de vida primitiva originada en épocas tempranas de la evolución de este planeta, debido al periodo de tiempo tan corto pero necesario para la proliferación y sostén de cualquier tipo de vida. Aunque es un hecho que la misión Fénix detectó carbonato de calcio en el subsuelo polar marciano, a este compuesto se le atribuye un origen abiótico, porque su formación es más consistente con la interacción de dióxido de carbono atmosférico y agua líquida [Boyton et al., 2009]. Esta teoría es reforzada por varias líneas de investigación las cuales sugieren que en el pasado de Marte grandes cuerpos de agua, similares a lagos y mares se encontraban en cráteres o depresiones de la superficie marciana [Goldspiel y Squyres, 1991]. En esos posibles ambientes acuáticos pudo haberse llevado a cabo la precipitación de carbonatos, produciendo depósitos sedimentarios que pudieran haber subsistido en algunas partes del planeta y cuya identificación daría indicios de las condiciones climáticas que pudo haber presentado el planeta rojo [Pollack et al., 1987].

La detección de carbonatos en la superficie de Marte ha sido muy complicada y si bien, se han encontrado pequeñas cantidades de carbonato (aproximadamente de 3 a 5%) en el suelo polar marciano, nos preguntamos donde se encuentran los grandes depósitos de carbonatos, teniendo la hipótesis de que la superficie marciana contaba

con grandes cuerpos de agua [Carr y Wänke, 1992]. Hasta antes de la detección y cuantificación de los carbonates se pensaba que la superficie marciana no contenía minerales carbonatados. La misión Vikingo fue enviada con el principal objetivo de encontrar señales de vida en Marte mediante la búsqueda de compuestos orgánicos y ciertos compuestos volátiles inorgánicos en la superficie del sitio de amartizaje [Biemann et al., 1976], dando resultados controversiales y atribuyéndolos a posibles causas técnicas e instrumental con sensibilidad y especificidad muy limitadas [Navarro-González et al., 2006]. Con respecto a la búsqueda de compuesto inorgánicos parece ser que las condiciones de calentamiento utilizadas no fueron suficientes para degradar y liberar gases de posibles minerales carbonatados, concluyendo que aún en presencia de restos orgánicos y de materia inorgánica asociada hubiera sido posible observar alguna señal característica de carbonatos [Cabane et al., 2004].

En general la detección de carbonatos es muy debatida y se han generado hipótesis donde se describen mecanismos por las cuales se dificulta la detección de grandes depósitos de carbonatos en la superficie de Marte. La dificultad para detectar espectrométricamente carbonatos desde orbitadores es debida a que el porcentaje de carbonatos en la superficie marciana era menor al que podían registrar los instrumentos enviados. Otra posible causa de la dificultad para detectar carbonatos involucra la descomposición fotoquímica del carbonato de calcio. En esta teoría se propone que cualquier depósito de carbonato de calcio en Marte debió ser convertido en óxido de Calcio (CaO) por efecto de la radiación ultravioleta (UV) proveniente del Sol, seguido de liberación de dióxido de carbono hacia la atmósfera [Mukhin et al., 1996]; por ello se ha propuesto la búsqueda de estos minerales en capas más profundas. Otra hipótesis paralela indica que aún si las partículas de CaO son

formadas por fotodescomposición, éstas podrían reaccionar con el abundante CO₂ de la atmósfera produciendo nuevamente CaCO₃ rodeado por una capa delgada de CaO, que sería capaz de preservar el núcleo de CaCO₃, pero lo suficientemente gruesa para evitar la detección espectroscópica del carbonato [Orofino et al., 2000]. Vea las reacciones 1 y 2, donde se muestra la posible descomposición y formación de carbonato de calcio en el planeta rojo.



I.10 Radiación (Rayos γ).

La radiación puede ser definida como el transporte o la propagación de energía en forma de partículas u ondas. Si la radiación es debida a fuerzas eléctricas o magnéticas se llama radiación electromagnética. Pero la materia también puede emitir otras formas de radiación que involucran átomos, que a su vez involucran a protones, neutrones y electrones. En la naturaleza la gran mayoría de los núcleos atómicos son estables y se mantienen inalterados en el tiempo. Existen sin embargo, algunos núcleos atómicos que son inestables en el sentido de que pueden emitir espontáneamente partículas cargadas o radiación electromagnética (fotones), o aun romperse en varios núcleos más pequeños modificando su identidad. El proceso de emisión se llama decaimiento, desintegración radioactiva o radioactividad [González y Rabin, 2011]. Dentro de todos los tipos de radiación podemos encontrar dos categorías de radiaciones:

1. Radiaciones ionizantes. Entre las que se encuentran los rayos X, los rayos gama (γ), partículas α , partículas β , electrones, positrones, neutrones y protones.
2. Radiaciones no ionizantes. Constituidas por la radiación infrarroja, gran parte del intervalo del ultravioleta (UV), la luz visible y las ondas de radio.

La manera en la que se medía la cantidad de radiación adsorbida hasta antes de los años 60 era con una cámara de ionización de gases, donde se denominó a la unidad de Roentgen como la energía necesaria para ionizar el aire, del orden de $2.58 \times 10^{-4} \text{ C} \cdot \text{kg}^{-1}$ [Holmes-Siedle y Adams, 2002]. Hoy en día el gray (Gy) es la unidad universal para la energía adsorbida por un material y es equivalente a la absorción de un joule de energía ionizante por un kilogramo de material irradiado.

Cuando los productos del decaimiento radiactivo interactúan con un medio, éste le transfiere energía suficiente para liberar un electrón de los átomos constituyentes del medio. Al proceso antes mencionado se conoce con el nombre de ionización, y por lo tanto a todas las partículas cargadas o fotones que tengan la energía para generar una ionización se les conocen como radiaciones ionizantes. La radiación gamma es un tipo de radiación ionizante, y al igual que los rayos X es un tipo de radiación electromagnética de longitud de onda corta (10^{-10} cm) y viaja a la velocidad de la luz ($3 \times 10^{10} \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$). Los rayos γ se originan por las transiciones entre los niveles de energía nuclear y los rayos X provienen de cambios electrónicos generados por colisiones de partículas. Son altamente penetrantes, poco ionizantes y no dejan actividad en materiales irradiados. Las fuentes artificiales comúnmente utilizadas para

obtener rayos gamma es el ^{60}Co ($t_{1/2}= 5.27$ años) y ^{137}Cs ($t_{1/2}= 30$ años) que desprende fotones con energías de hasta 1.332 y 0.662 MeV respectivamente. El ^{60}Co es producido por la irradiación de ^{59}Co con neutrones [Holmes-Siedley Adams, 2002]. Hay tres principales mecanismos que provocan la pérdida de energía de los rayos γ (Figura 1.13) [Carswell, 1967]. Estos son:

1. Absorción fotoeléctrica: un fotón γ y gasta su energía para expulsar un electrón de la capa más externa de un átomo. El electrón expulsado tiene una energía comparable en magnitud a la de una partícula β , e incluso se comporta como tal.
2. Efecto Comptón: en este mecanismo solo una parte de la energía inicial de un rayo γ y se utiliza para expulsar un electrón enlazado, donde la energía del enlace es insignificante comparado con la energía inicial.
3. Producción de pares: es un proceso de absorción en el cual un fotón γ interacciona con el medio y desaparece dando lugar a la formación de un par electrón-positrón. Esto solo puede ocurrir en presencia de un campo de fuerza de un Coulomb, se requiere un fotón con una energía mínima de 1.02 MeV para producir el par e^+ , e^- .

La radiación natural se compone por una variedad de partículas energéticas con intervalos de energía desde los KeV hasta los GeV. Estas partículas pueden ser atrapadas por el campo magnético de la Tierra o permanecen en flujo constante por el Sistema Solar. Esta radiación presenta los siguientes tres elementos:

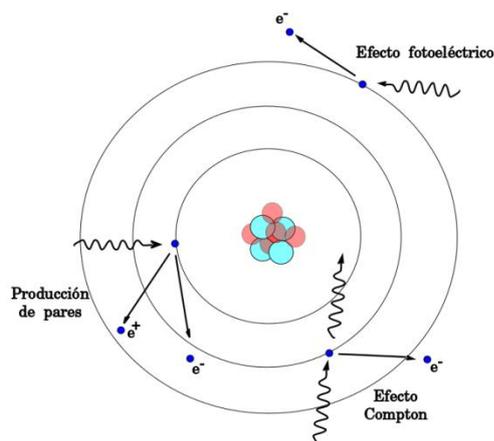


Figura I.136. Representación de tres mecanismos de pérdida de energía de rayos γ .

1. Radiación atrapada. Consiste de un espectro muy amplio de partículas energéticas que son atrapadas por el campo magnético de la Tierra.
2. Rayos Cósmicos. Son flujos bajos de iones pesados energéticos que se extienden más allá de las energías de TeV e incluyen todos los iones en la tabla periódica.
3. Flujos Solares. Las erupciones solares producen protones con una menor contribución de partículas α , iones pesados y electrones. Tienen energías aproximadas a los MeV.

Los rayos cósmicos son núcleos de átomos ordinarios despojados de sus electrones y que están caracterizados por su altísima energía, cualidad que los distingue de otros tipos de radiación. La radiación cósmica primaria está formada de protones, partículas α y núcleos más pesados. Actualmente se piensa que los rayos cósmicos pueden ser de origen solar, galáctico, extragaláctico e incluso derivado del Big Bang [Puget, 2004]. Los rayos que tienen origen galáctico producen radiación isotópica y se aceleran por una variedad de mecanismos en toda la galaxia, por

ejemplo; llamaradas estelares, explosiones masivas de estelas coronales, explosiones de supernovas, aceleración de partículas por púlsares, explosiones de núcleos galácticos, agujeros negros, etc.[O'Brien et al. 1996].

Un gran número de reacciones químicas resultan de la adsorción de radiaciones con altas energías, para algunas de ellas se conocen perfectamente los mecanismos de reacción, pero para otras tantas solamente se conoce los productos de la reacción y de ahí la necesidad de indagar y establecer mecanismos que expliquen mejor el efecto neto. La química de radiaciones estudia los efectos químicos que se producen por la exposición de un medio con cualquier tipo de radiación ionizante de origen nuclear (radiación $-\alpha$, $-\beta$, $-\gamma$ o cualquier fuente artificial ionizante), en efecto, es la química de iones moleculares, moléculas excitadas y radicales libres que son producidas por el paso de radiación ionizante a través de un medio.

I.11 Radiación sobre la superficie de Marte.

Marte, como todos los planetas del Sistema Solar, se encuentra expuesto a la radiación en su ambiente y superficie la radiación cósmica galáctica ($\sim 100\text{MeV}$ y 1TeV de energía por núcleo) y las partículas eyectadas por eventos solares ($\sim 1\text{GeV}$). La interacción entre estos dos flujos y el regolito marciano resultan en un tipo de radiación muy compleja que es muy difícil de comprender [Morthekai, et al., 2007].

El flujo de radiación que incide en la superficie de Marte y la dosis absorbida por el regolito depende de factores como la nubosidad, el polvo en la atmósfera, la latitud, la estación y la hora en ese planeta [Sagan y Pollack, 1974]. Estos factores dificultan la determinación de la radiación que llega a la superficie marciana, por ello se han planteado diversos experimentos y métodos para calcular este valor. El

orbitador Mars Odyssey por medio del experimento de radiación en el ambiente marciano (MARIE) cuantificó la tasa de radiación sobre la superficie en $76 \text{ mGy}\cdot\text{año}^{-1}$, este valor fue también reproducido por el método HZETRN [Morthekai et al., 2007]. Investigadores han cuantificado la tasa de dosis en $194 \text{ mGy}\cdot\text{año}^{-1}$ utilizando meteoritos de origen marciano, suelos con materiales similares al regolito que presenta Marte y la resistencia de los organismos a la radiación ultravioleta. Estos valores son aproximadamente 250 veces mayores al valor de las concentraciones típicas de uranio, torio y potasio radiactivo en el regolito marciano, el cual se encuentra alrededor de $0.8 \text{ mGy}\cdot\text{año}^{-1}$.

Recientemente la misión Mars Science Laboratory, también llamada Curiosity, envió datos acerca de las dosis de radiación absorbida en la superficie marciana, de los cuales se deducen las tasas de radiación que son absorbidas a diferentes profundidades del suelo marciano [Hassler. et al., 2014]. Los resultados se encuentran en la Tabla I.6.

Tabla I.6. Tasas de dosis de radiación cósmica galáctica absorbida por diferentes profundidades del suelo marciano. Adaptada de Hassler. et al., 2014.

Profundidad	Efectividad del blindaje del suelo (g/cm^2)	Tasas de dosis de Rayos Cósmicos Galácticos (GCR) ($\text{mGy}/\text{año}$) [T_{RM}]
Superficie de Marte	0	76
-10 cm	28	96
-1m	280	36.4
-2m	560	8.7
-3m	840	1.8

I.12 Pirólisis Analítica.

La pirólisis se define como la ruptura de macromoléculas en pequeños fragmentos usando solamente energía térmica en un medio inerte. La ruptura y

formación de fragmentos pequeños depende de la fuerza relativa de los enlaces que constituye a la molécula. La pirólisis analítica es la técnica de estudio del comportamiento de las moléculas, ya sea durante la pirólisis o mediante el estudio de los fragmentos moleculares resultantes de la disociación de uniones químicas y la producción de radicales libres [Wampler, 2007]. El resultado de estas reacciones radicalarias se reflejan en la estructura molecular, estabilidad de los radicales libres, sustituciones y rearrreglos internos. Con el estudio de estos procesos y los fragmentos resultantes, se puede dilucidar la estructura original de la macromolécula presente en la muestra inicial [Wampler, 2007].

Una muestra puede empezar a degradarse cuando la temperatura es suficiente para romper algún enlace, pero a temperaturas relativamente bajas, la degradación podría ser muy lenta y no podría ser analíticamente útil. En caso contrario, cuando aplicamos temperaturas elevadas, las moléculas podrían recibir demasiada energía y se degradarían más rápido, creando solamente fragmentos muy pequeños y frecuentemente inespecíficos. La clave es encontrar una temperatura en la cual se generan fragmentos característicos, pero que la degradación sea lo suficientemente rápida para poder analizar los fragmentos con otras técnicas, como la cromatografía de gases (CG), espectrometría de masas (EM) y la espectroscopia de infrarrojo con transformada de Fourier. (IRTF). Dichas técnicas separan y proporcionan la estructura y composición de los fragmentos producidos por la pirólisis [Deum-Siftar, 1967].

II OBJETIVOS

OBJETIVO GENERAL

Evaluarla la posible influencia que tiene la radiación ionizante en la destrucción de material orgánico y carbonatos en suelos análogos a Marte y su impacto en la búsqueda de estos compuestos en dicho planeta.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Validar la técnica analítica de pirólisis acoplado al sistema de cromatografía de gases-espectrometría de masas (PI-CG-EM) con las condiciones de trabajo propuestas.

Irradiar muestras de un suelo análogo marciano, como lo es el desierto de Mojave (EUA), a diferentes dosis de irradiación producida por rayos gamma y determinar la variación en el contenido de material orgánico y carbonatos mediante la técnica analítica de pirólisis acoplado a un sistema de cromatografía de gases-espectrometría de masas (PI-CG-EM).

Se eligió dicho desierto debido a que esta región es relativamente cálida y húmeda, como pudieron haber sido las condiciones ambientales del pasado de Marte. Las condiciones áridas minimizan la influencia de vegetación sobre los procesos geomorfológicos, pero la esporádica humedad permite la actividad microbiana bajo extremas condiciones, tales como las que pudieron haber sustentado el desarrollo de vida en el planeta rojo.

Adicionalmente se determinara la tasa de descomposición del material orgánico y de los carbonatos por la influencia de la radiación ionizante (radiación gamma) y se calculara la posible profundidad en el suelo de Marte, donde sería posible encontrar rastros de material orgánico y carbonatos.

III HIPÓTESIS

La radiación ionizante descompuso significativamente el material orgánico y los carbonatos presentes en el pasado del planeta Marte, a tal grado de no detectarlos en la actualidad en la superficie marciana.

IV EQUIPO, MATERIALES Y METODOLOGÍA.

IV.1 Curva de calibración por Pirólisis - Cromatografía de Gases -

Espectrometría de Masas (PI-CG-EM).

La curva de calibración para cuantificar los carbonatos y el material orgánico mediante PI-CG-EM se llevó a cabo utilizando el método de estándar externo, cuantificando de manera indirecta mediante la liberación de dióxido de carbono proveniente de pirolizar carbonato de magnesio en su forma básica llamada *dippingita*, $4(\text{MgCO}_3) \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Se utilizó este compuesto debido a que presenta la temperatura de descomposición cercana a 300°C, asegurando la descomposición completa del carbonato de magnesio, puesto que la pirólisis se lleva a cabo a 750°C.

Para la construcción de la curva de calibración se analizaron 8 diferentes concentraciones del estándar externo, con sus respectivas tres replicas. La preparación de estas muestras se inició colocando aproximadamente entre 10 y 1000 µg de carbonato de magnesio en un tubo de cuarzo para pirólisis de 2 mm de diámetro interno por 20 mm de largo, al que previamente se le había colocado un tapón de lana de cuarzo en uno de los extremos del tubo, una vez lleno el tubo, se procedió a colocar nuevamente otro tapón de lana de cuarzo en el extremo abierto y después el tubo fue depositado en una pequeña bolsa hecha de papel aluminio (vea Figura IV.2). Cabe aclarar que los tubos de cuarzo, la lana de cuarzo, los instrumentos de manipulación y llenado fueron previamente calcinados durante 8 horas para eliminar la contaminación de materia orgánica.

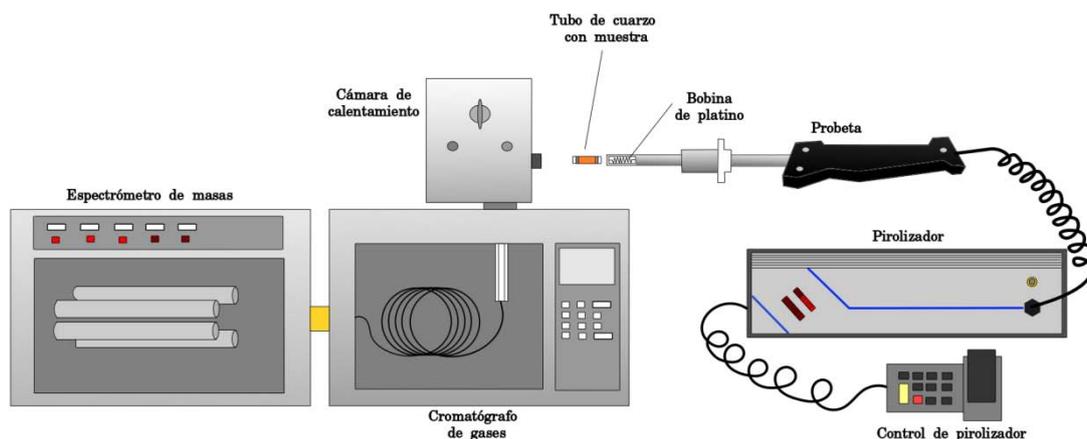


Figura IV.1 Esquema de los componentes del sistema acoplado de Pirólisis-Cromatografía de Gases-Espectrometría de Masas (PI-CG-EM).

Es importante mencionar que las condiciones de análisis utilizadas en el presente trabajo son similares a las utilizadas por la misión Vikingo, excepto por la temperatura final de calentamiento de la pirólisis, puesto que la misión Vikingo llegó hasta 500°C y en el presente trabajo se utilizó 750°C, para asegurarnos que los carbonatos y los posibles materiales orgánicos refractarios sean descompuestos. La técnica de pirólisis comienza calentando 3 veces la probeta a 1200°C por un minuto, seguido de su respectiva purga con helio (99.9998%) a un flujo de 20 mL/min durante 3 min, con la finalidad de que dicha probeta y cámara de pirólisis esté limpia de material orgánico. El tubo de cuarzo con la muestra de suelo se insertó dentro de la bobina de platino de la probeta del piroizador, que luego fue introducida en la cámara y sellada para la evacuación de aire y humedad mediante un flujo continuo de helio (20 mL·min⁻¹) durante tres minutos. La pirólisis se llevó a cabo por medio de un programa de temperatura que inicia a 30°C y se incrementa a una tasa de calentamiento de 59.4°C/s, hasta llegar a una temperatura de 750°C, la cual se mantiene por 30 s. El piroizador empleado fue un Pyroprobe 2000 de CDS Analytical, Inc. de calentamiento

por filamento de platino. Los gases y compuestos volátiles generados por la pirólisis del suelo se estabilizan durante 60s en la cámara y después son inyectados a un cromatógrafo de gases marca Hewlett Packard de la serie 5890, el cual cuenta con un sistema de inyección de gases manual con un circuito de inyección de 10 μL , en modo split, (1:10). Se utilizó una columna capilar tipo CP-PoraBOND Q (VARIAN), con soporte de sílice fundida de 50m de longitud, 0.32 mm de diámetro interno, con una película de copolímero de estireno-divinilbenceno y como gas acarreador helio (He) con flujo de 1.2 mL/min.

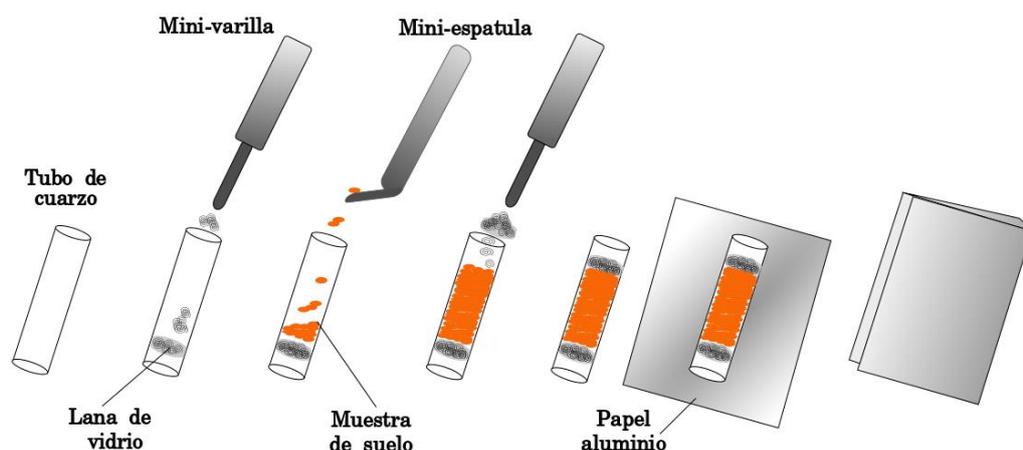


Figura IV.2. *Proceso de preparación de muestras de suelo irradiado para el análisis de PI-CG-EM.*

La separación de los gases se llevó a cabo utilizando un programa cromatográfico que inicia con una isoterma a 30°C por 4 min, una rampa de calentamiento de 13 °C/min hasta llegar a 240°C y manteniendo esta temperatura hasta completar un tiempo total de análisis de 30 min. El detector utilizado es un espectrómetro de masas marca Hewlett Packard 5989B tipo cuadrupolo, operado en modo de impacto electrónico a 70 eV y de forma de barrido con un intervalo de 10-200 UMA, con una resolución de 1 UMA. La fuente de ionización y la interface entre el cromatógrafo de gases y el

espectrómetro de masas se mantuvo a 250°C. Los compuestos fueron identificados mediante la comparación de sus espectros de masas con los contenidos en la biblioteca digital Wiley 138 y la edición 69 de la biblioteca digital del Instituto Nacional de Estándares y Tecnología (NITS, por sus siglas en inglés).

IV.2 Validación de la Metodología.

IV.2.1 Linealidad

Para saber si la técnica analítica presenta linealidad, se llevó a cabo la comparación entre la variable dependiente (área) y la variable independiente (cantidad de carbono) mediante un gráfico que expusiera el área en función de la cantidad de carbono de cada muestra analizada. Se utilizó el método de mínimos cuadrados para conocer la ecuación del tipo lineal que mejor se ajustara a los datos de la curva de calibración, obteniéndose así la pendiente, la ordenada y respectivo coeficiente de correlación.

IV.2.2 Pruebas de Recobro

Las pruebas de recobro se llevaron a cabo con la finalidad de definir la técnica y saber si esta es aceptada. Dicha prueba requirió la preparación de muestras de referencia o también conocida como muestras blanco, para su preparación se utilizó una muestra de suelo procedente del desierto de Mojave (véase sección IV.3), la cual fue molida finamente en un mortero de ágata, se le hicieron varios lavados adicionando una solución de ácido clorhídrico (HCl) 1M, calentamiento y agitación constante para la eliminación de carbonatos. Posteriormente se decantó el ácido clorhídrico y se realizaron varios lavados con agua destilada para la eliminación total de cloruros, comprobando este hecho con la adición de nitrato de plata (AgNO₃). Una vez que el suelo dio negativo a la presencia de cloruros, se filtró y se puso a calcinar a 500°C por 24 hrs, con el fin de eliminar la presencia de posible materia orgánica.

Para realizar las pruebas de recobro se adicione a la muestra blanco cantidades conocidas de carbonato de magnesio en su forma básica, para formar mezclas de 0.5 y 1%. La preparación de la muestra para la técnica de pirólisis y su correspondiente análisis mediante la técnica de CG-EM se llevó a cabo con las condiciones descritas en la sección IV.1.

IV.2.3 Límite de detección y cuantificación

La determinación estos parámetros se llevó a cabo pirolizando 6 muestras blanco de suelo (preparado en la sección anterior) y analizadas con el sistema acoplado de CG-EM, las condiciones de análisis que fueron utilizadas se mencionan en la sección IV.1. Se realizó un seguimiento al área del dióxido de carbono liberado y posteriormente se hizo un análisis estadístico, obteniendo el promedio (y_B) y desviación estándar (s_B).

IV.2.4 Precisión

La precisión de un método analítico se conoce valorando la dispersión entre varias determinaciones de los mismos elementos efectuados. Se puede obtener mediante el cociente entre la desviación estándar de las mediciones y el valor medio de las mismas. La precisión puede expresarse en porcentaje y suele llamarse también como coeficiente de variación (%CV). Para la técnica utilizada se utilizaron las seis réplicas de recobro, los cuales se analizaron bajo las mismas condiciones de trabajo, día y analista.

IV.3 Recolección y preparación de muestra del suelo para la irradiación gamma.

La muestra de suelo que utilizamos fue colectada en el desierto de Mojave-EUA a una latitud 35.12°N y una longitud de -118.32°W, en Marzo del 2007, por medio de palitas estériles de polietileno (Whirlpak™) y almacenada en una bolsa del mismo material. Aproximadamente 500 g de suelo fueron finamente molidos y homogenizados en un mortero de ágata. Se utilizaron 6 reactores de vidrio PYREX®, a los que cada uno se le depositaron 30 gramos de dicho suelo (vea Figura IV.3). Posteriormente se introdujo una torunda de algodón en el tubo vertical superior del reactor, con el fin de evitar que la muestra de suelo fuera arrastrada hacia la línea de vacío. Después el reactor fue conectado a una línea de vacío por medio de conectores metálicos los cuales están unidos por una manguera de teflón. Se evacuó el aire haciendo vacío al reactor hasta alcanzar una presión de 10^{-3} mbar y se calentó el reactor a una temperatura de 90°C por medio de una cinta metálica conectada a un reóstato, manteniéndose así por 12 horas con el objetivo primordial de eliminar los gases y la humedad absorbida. Posteriormente se procedió a sellar la parte superior del reactor de vidrio por medio de calentamiento con un soplete que usa como gas combustible propano (C_3H_8) y como comburente oxígeno (O_2). Una vez sellado el reactor de vidrio fue llevado a la Unidad de Irradiación y Seguridad Radiológica ubicada en el Instituto de Ciencias Nucleares de la UNAM, la cual cuenta con una fuente de radiación de ^{60}Co . Las muestras de suelo contenidas en los reactores ya sellados fueron expuestas a diferentes dosis de radiación gamma que van de 4 a 19 MGy.

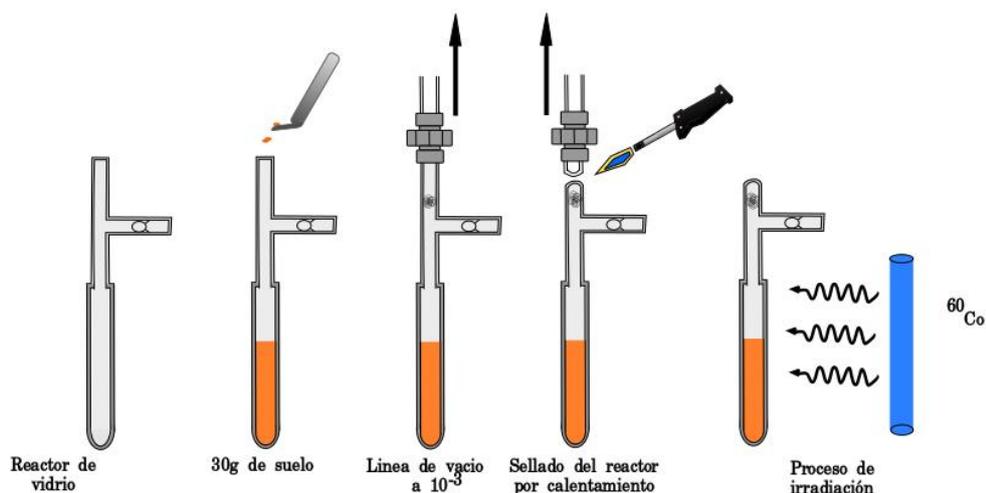


Figura IV.3. Diagrama de preparación de muestras de suelo para proceso de irradiación con rayos gamma.

IV.4 Análisis de carbonatos y material orgánico en suelos irradiados por

Pirólisis-Cromatografía de Gases- Espectrometría de Masas (PI-CG-EM).

Al término de la irradiación de cada una de las muestras de suelo se abrieron los reactores sellados, se extrajeron las muestras de suelo y se depositaron en diferentes tubos estériles de centrifuga de polipropileno de 50 mL. Es importante mencionar que los gases y volátiles que se generaron por la irradiación del suelo fueron estudiados y publicados en trabajos anteriores [Rojas, 2013].

El proceso de preparación y pirólisis de las muestras de suelo irradiado para el análisis de la técnica de pirólisis acoplado al sistema CG-EM (Figura IV.1) se llevó a cabo mediante la metodología realizada para la curva de calibración de la sección anterior.

V RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La exposición a la radiación gamma de un suelo análogo a Marte, como lo es el desierto de Mojave, EUA (35.12°N,-118.32°W), descompone el carbono orgánico (material orgánico) e inorgánico (carbonatos). Este hecho lo observe en mi trabajo de tesis con el que obtuve la licenciatura en Química [Rojas, 2013], donde fue evidente que al hacer incidir radiación gamma sobre una muestra de suelo del desierto de Mojave se generaba dióxido de carbono (CO₂), nitrógeno (N₂), metano (CH₄) y etano (C₂H₆) a bajas dosis de irradiación (0-13 MGy). Sin embargo a dosis mayores (13-19 MGy) se producen principalmente hidrocarburos saturados, insaturados, lineales y aromáticos; inclusive, oxigenados y nitrogenados como por ejemplo: propano (C₃H₈), butano (C₄H₁₀), pentano (C₅H₁₂), benceno (C₆H₆), acetaldehído (C₂H₄O) y benzonitrilo (C₇H₅N). Adicionalmente también en dicho trabajo las determinaciones de material orgánico y carbonatos se realizaron mediante una técnica en línea basada en reacciones ácido-base y oxido reducción, respectivamente.

El presente trabajo tiene como un principal objetivo analizar el efecto de la radiación ionizante en la materia orgánica y carbonatos en suelos análogos a Marte como lo es el desierto de Mojave-EUA, pero a diferencia del trabajo reportado en Rojas, 2013, dicha determinación se realizó mediante la técnica acoplada de Pirólisis-Cromatografía de Gases-Espectrometría de Masas (PI-CG-EM).

V.1 Identificación de compuestos generados por la pirólisis de material orgánico y carbonatos en suelos irradiados del desierto de Mojave mediante la técnica de cromatografía de gases-espectrometría de masas CG-EM.

El tratamiento de las muestras de suelo irradiado por la técnica de pirólisis, fragmenta y descompone significativamente el material orgánico y carbonatos remanentes en la muestra de suelo produciendo algunos compuestos volátiles y térmicamente estables que son susceptibles de poder ser separados e identificados por métodos acoplados de análisis como lo son la cromatografía de gases y espectrometría de masas. A continuación se enlistan los cromatogramas de cada una de las dosis de irradiación utilizadas.

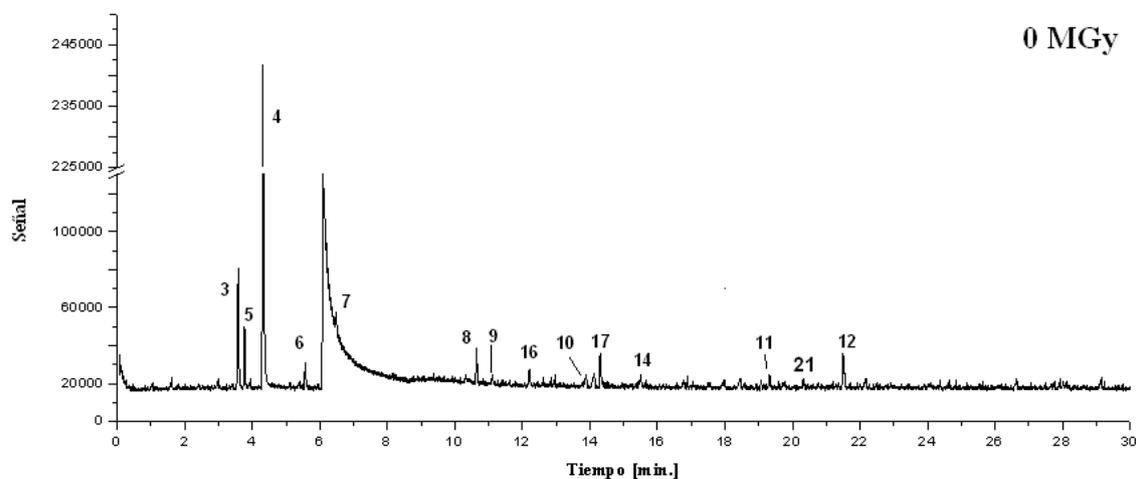


Figura V.1. Cromatograma de suelo sin irradiar. 3 Monóxido de carbono (CO); 4 Dióxido de carbono (CO₂); 5 Metano (CH₄); 6 Eteno (C₂H₄); 7 Etano (C₂H₆); 8 1-Propeno (C₃H₆); 9 Propano (C₃H₈); 10 2-Buteno (C₄H₈); 11 Benceno (C₆H₆); 12 Tolueno (C₇H₈); 14 Acetona (C₃H₆O); 16 Acetaldehído (C₂H₄O); 17 Acetonitrilo (C₂H₃N) y 21 Piridina (C₅H₅N).

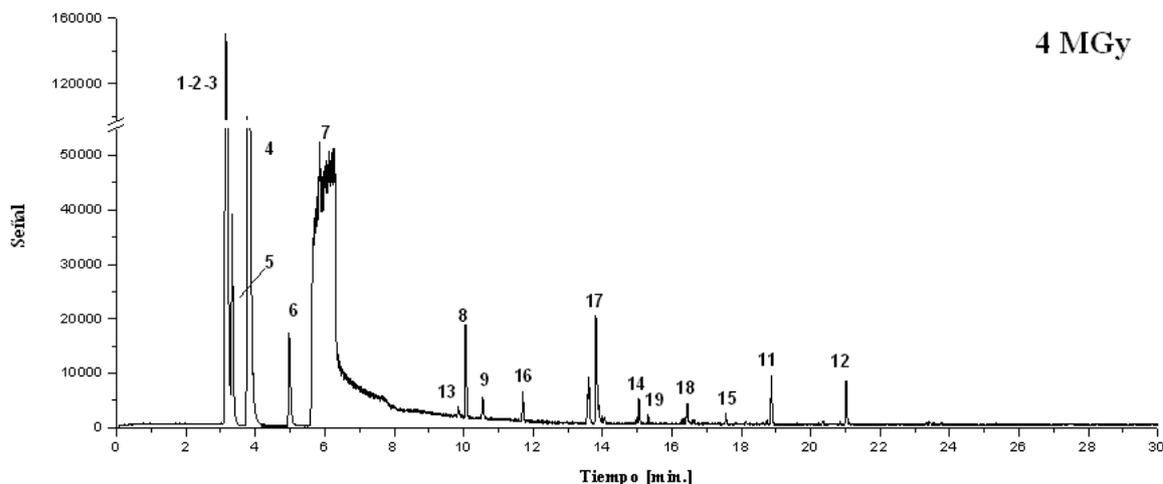


Figura V.2. Cromatograma de suelo irradiado a 4 MGy. 1 Oxígeno (O_2); 2 Nitrógeno (N_2); 3 Monóxido de carbono (CO); 4 Dióxido de carbono (CO_2); 5 Metano (CH_4); 6 Eteno (C_2H_4); 7 Etano (C_2H_6); 8 1-Propeno (C_3H_6); 9 Propano (C_3H_8); 11 Benceno (C_6H_6); 12 Tolueno (C_7H_8); 13 Metanol (CH_4O); 14 Acetona (C_3H_6O); 15 2-Butanona (C_4H_8O); 16 Acetaldehído (C_2H_4O); 17 Acetonitrilo (C_2H_3N); 18 Propanonitrilo (C_3H_5N) y 19 2-Propenonitrilo (C_3H_3N).

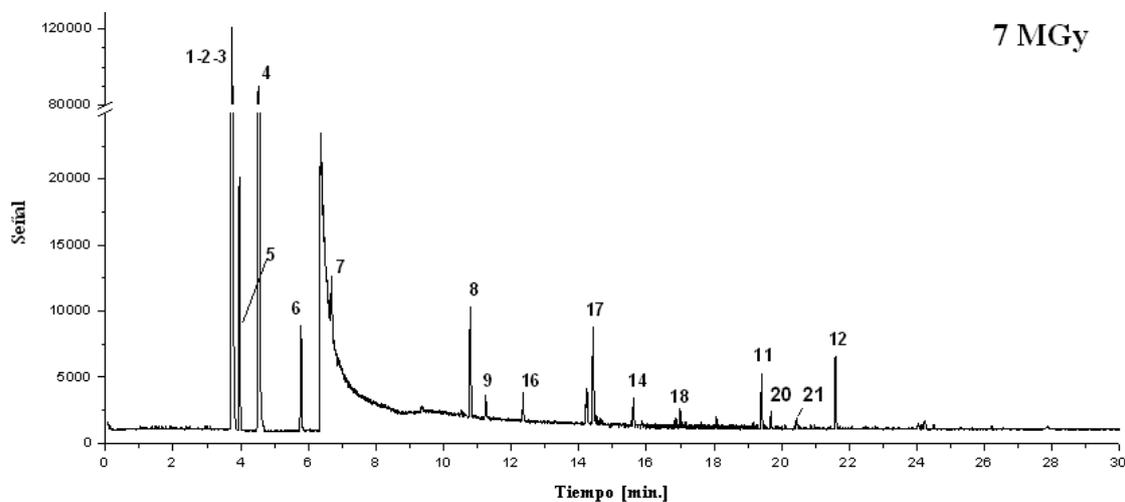


Figura V.3. Cromatograma de suelo irradiado a 7 MGy. 1 Oxígeno (O_2); 2 Nitrógeno (N_2); 3 Monóxido de carbono (CO); 4 Dióxido de carbono (CO_2); 5 Metano (CH_4); 6 Eteno (C_2H_4); 7 Etano (C_2H_6); 8 1-Propeno (C_3H_6); 9 Propano (C_3H_8); 11 Benceno (C_6H_6); 12 Tolueno (C_7H_8); 14 Acetona (C_3H_6O); 16 Acetaldehído (C_2H_4O); 17 Acetonitrilo (C_2H_3N); 18 Propanonitrilo (C_3H_5N); 20 Pirrol (C_4H_5N) y 21 Piridina (C_5H_5N).

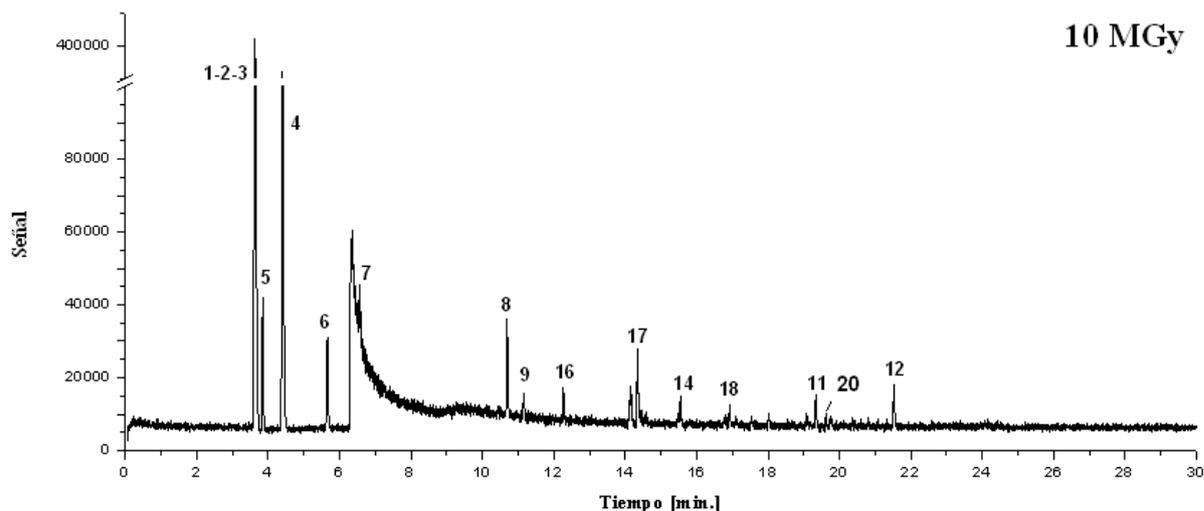


Figura V.4. Cromatograma de suelo irradiado a 10 MGy. 1 Oxígeno (O_2); 2 Nitrógeno (N_2); 3 Monóxido de carbono (CO); 4 Dióxido de carbono (CO_2); 5 Metano (CH_4); 6 Eteno (C_2H_4); 7 Etano (C_2H_6); 8 1-Propeno (C_3H_6); 9 Propano (C_3H_8); 11 Benceno (C_6H_6); 12 Tolueno (C_7H_8); 14 Acetona (C_3H_6O); 16 Acetaldehído (C_2H_4O); 17 Acetonitrilo (C_2H_3N); 18 Propanonitrilo (C_3H_5N) y 20 Pirrol (C_4H_5N).

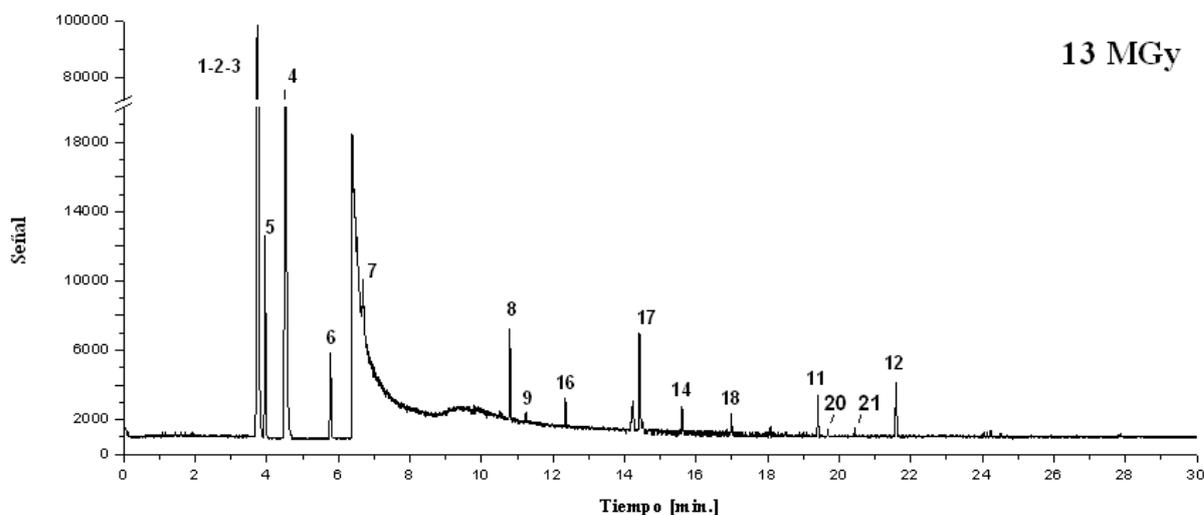


Figura V.5 Cromatograma de suelo irradiado a 13 MGy. 1 Oxígeno (O_2); 2 Nitrógeno (N_2); 3 Monóxido de carbono (CO); 4 Dióxido de carbono (CO_2); 5 Metano (CH_4); 6 Eteno (C_2H_4); 7 Etano (C_2H_6); 8 1-Propeno (C_3H_6); 9 Propano (C_3H_8); 11 Benceno (C_6H_6); 12 Tolueno (C_7H_8); 14 Acetona (C_3H_6O); 16 Acetaldehído (C_2H_4O); 17 Acetonitrilo (C_2H_3N); 18 Propanonitrilo (C_3H_5N); 20 Pirrol (C_4H_5N) y 21 Piridina (C_5H_5N).

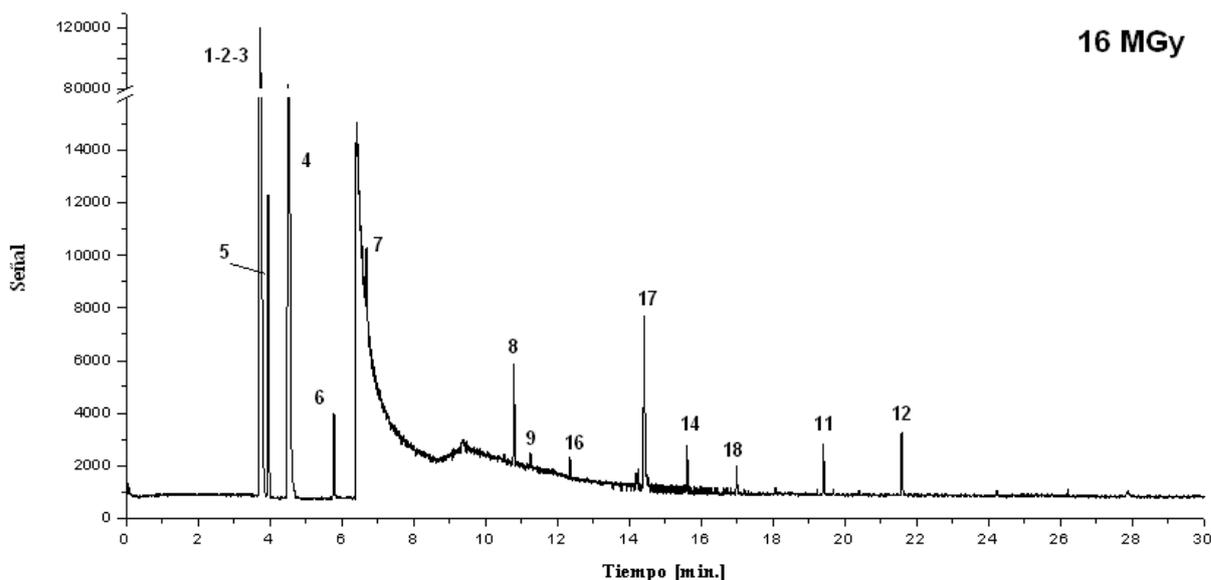


Figura V.6. Cromatograma de suelo irradiado a 16 MGy. 1 Oxígeno (O_2); 2 Nitrógeno (N_2); 3 Monóxido de carbono (CO); 4 Dióxido de carbono (CO_2); 5 Metano (CH_4); 6 Eteno (C_2H_4); 7 Etano (C_2H_6); 8 1-Propeno (C_3H_6); 9 Propano (C_3H_8); 11 Benceno (C_6H_6); 12 Tolueno (C_7H_8); 14 Acetona (C_3H_6O); 16 Acetaldehído (C_2H_4O); 17 Acetonitrilo (C_2H_3N) y 18 Propanonitrilo (C_3H_5N).

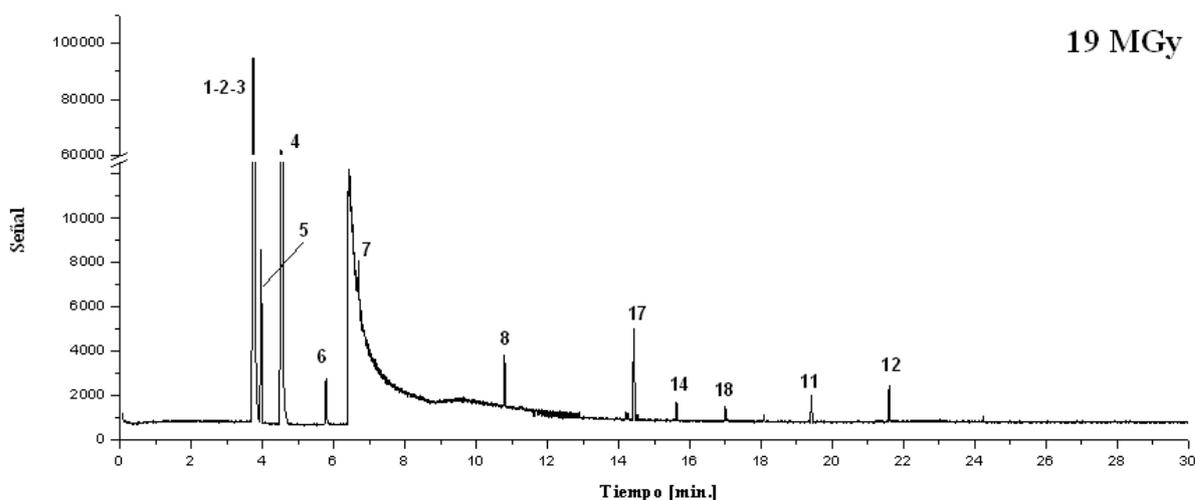


Figura V.7. Cromatograma de suelo irradiado a 19 MGy. 1 Oxígeno (O_2); 2 Nitrógeno (N_2); 3 Monóxido de carbono (CO); 4 Dióxido de carbono (CO_2); 5 Metano (CH_4); 6 Eteno (C_2H_4); 7 Etano (C_2H_6); 8 1-Propeno (C_3H_6); 11 Benceno (C_6H_6); 12 Tolueno (C_7H_8); 14 Acetona (C_3H_6O); 17 Acetonitrilo (C_2H_3N) y 18 Propanonitrilo (C_3H_5N).

En los cromatogramas de las figuras V.1 a V.7 e puede observar la liberación de compuestos simples (O_2 , N_2 , CO y CO_2), hidrocarburos alifáticos (CH_4 , C_2H_4 , C_2H_6 , C_3H_6 , C_3H_8 y C_4H_8), aromáticos (C_6H_6 , y C_7H_8), compuestos oxigenados y

nitrogenados (CH_4O , $\text{C}_3\text{H}_6\text{O}$, $\text{C}_4\text{H}_8\text{O}$, $\text{C}_2\text{H}_4\text{O}$, $\text{C}_2\text{H}_3\text{N}$, $\text{C}_3\text{H}_5\text{N}$, $\text{C}_3\text{H}_3\text{N}$, $\text{C}_4\text{H}_5\text{N}$ y $\text{C}_5\text{H}_5\text{N}$). Es importante mencionar que la identificación de los compuestos mediante la técnica de espectrometría de masas, se realizó con la comparación de los espectros de masas obtenidos contra las referencias de la biblioteca *Wiley 138* y la base de datos de referencia estándar del *NIST 69* (en el Anexo I se hace la comparación entre los espectros de masas obtenidos y los de ambas bibliotecas). La Tabla V.1 muestra los compuestos generados por la técnica de pirólisis a diferentes dosis de radiación. El segundo método de identificación se realizó solo para los estándares de los compuestos con que se contaba en el laboratorio verificando en el sistema acoplado de análisis que contaran con el mismo tiempo de retención tanto las muestras como los estándares, esto debido que a las mismas condiciones cromatograficas un compuesto eluye al mismo tiempo de retención.

Es importante mencionar que los compuestos con mayor abundancia son el dióxido de carbono, nitrógeno, oxígeno, monóxido de carbono y en menor medida el metano, obsérvese la Figura V.8.

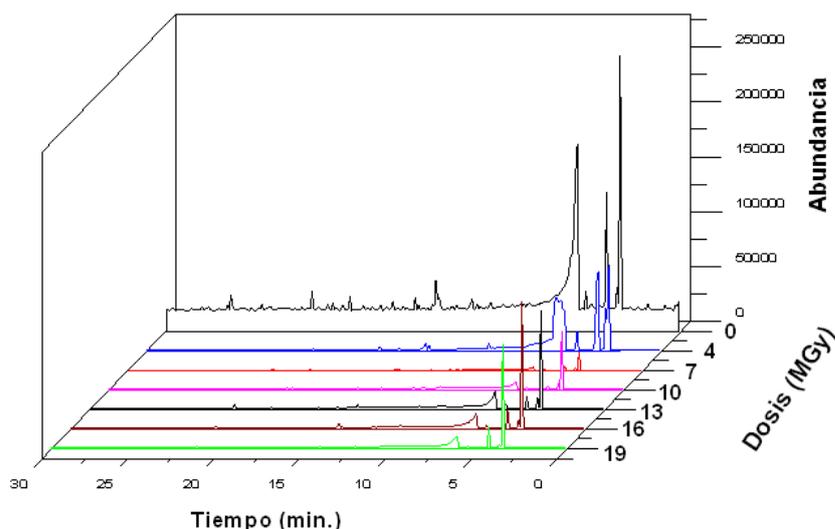


Figura V.8. Gráfico comparativo de cromatogramas. Negro - 0 MGy, azul -4 MGy, rojo - 7 MGy, rosa - 10 MGy, gris - 13 MGy, café - 16 MGy, Verde - 19 MGy.

Tabla V.1. Compuestos generados por la técnica de pirólisis sobre suelos irradiados del Desierto de Mojave.

No	Compuesto	Dosis (MGy)						
		0	4	7	10	13	16	19
1	Oxígeno (O ₂)		X	X	X	X	X	X
2	Nitrógeno (N ₂)		X	X	X	X	X	X
3	Monóxido de carbono (CO)	X	X	X	X	X	X	X
4	Dióxido de carbono (CO ₂)	X	X	X	X	X	X	X
5	Metano (CH ₄)	X	X	X	X	X	X	X
6	Eteno (C ₂ H ₄)	X	X	X	X	X	X	X
7	Etano (C ₂ H ₆)	X	X	X	X	X	X	X
8	1-Propeno (C ₃ H ₆)	X	X	X	X	X	X	X
9	Propano (C ₃ H ₈)	X	X	X	X	X	X	
10	2-Buteno (C ₄ H ₈)	X						
11	Benceno (C ₆ H ₆)	X	X	X	X	X	X	X
12	Tolueno (C ₇ H ₈)	X	X	X	X	X	X	X
13	Metanol (CH ₄ O)		X					
14	Acetona (C ₃ H ₆ O)	X	X	X	X	X	X	X
15	2-Butanona(C ₄ H ₈ O)		X		X			
16	Acetaldehído (C ₂ H ₄ O)	X	X	X	X	X	X	
17	Acetonitrilo (C ₂ H ₃ N)	X	X	X	X	X	X	X
18	Propanonitrilo (C ₃ H ₅ N)		X	X	X	X	X	X
19	2-Propenonitrilo (C ₃ H ₃ N)		X					
20	Pirrol (C ₄ H ₅ N)			X	X	X		
21	Piridina (C ₅ H ₅ N)	X		X		X		

V.2 Curva de calibración.

V.2.1 Confirmación de Identidad.

La cuantificación de los compuestos generados por la técnica de pirólisis se realizó por medio del método de estándar externo, ocupando para ello una curva de calibración de estándares de concentración conocida de carbonato de magnesio (en su forma básica llamada *dippingita*, $4(MgCO_3) \cdot Mg(OH)_2 \cdot 5H_2O$), que al ser tratado térmicamente y en ausencia de oxígeno (pirólisis) se descompone y genera dióxido de carbono y óxido de magnesio, tal y como puede observarse en la reacción descrita por la ecuación 3.



Con el fin de verificar la descomposición antes mencionada, se llevó a cabo la pirólisis y el análisis de los gases generados por la técnica de CG-EM del carbonato de magnesio bajo las condiciones descritas en la sección IV.2, dando por resultado el cromatograma (a) de la Fig. V.9, en donde se puede observar la presencia de dos picos, el primero de ellos corresponde a la mezcla gaseosa de N_2 y O_2 , el segundo pico corresponde a CO_2 .

Se comparó el espectro de masas del pico 2 con espectros de referencia de la librería NIST y biblioteca digital Wiley 138, con lo que se verifica la identidad del dióxido de carbono, además también se inyectó un muestra pura de dióxido de carbono grado 0.5, para confirmar el tiempo de retención del dióxido de carbono.

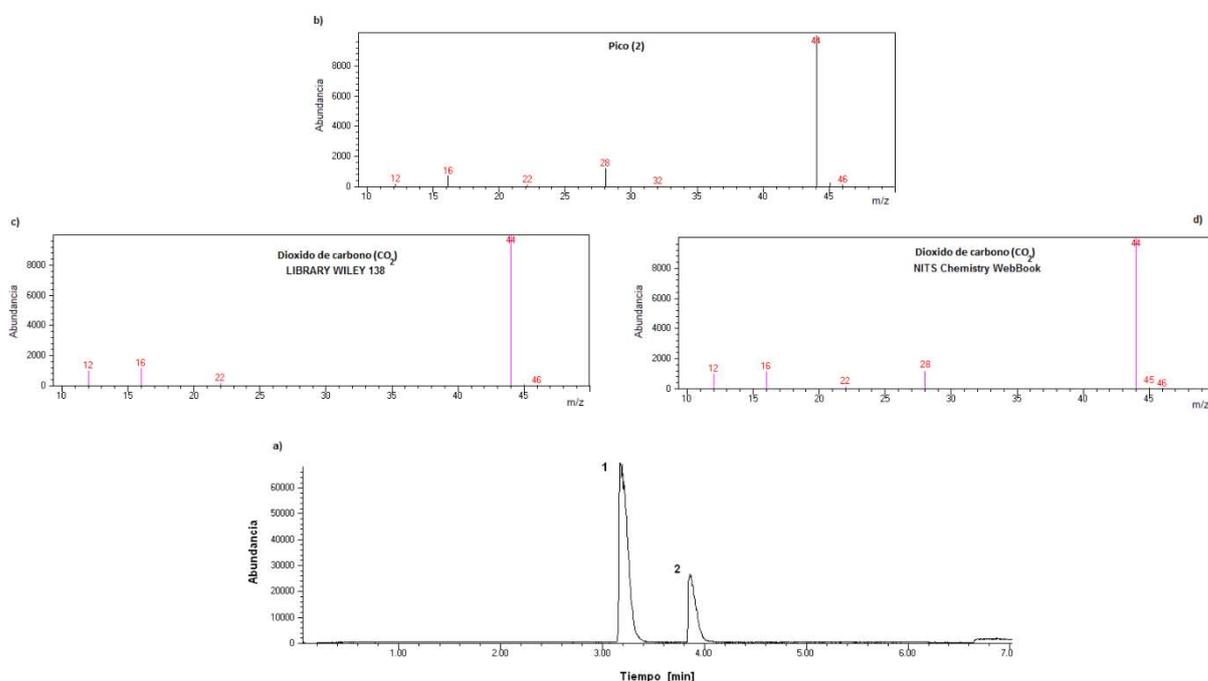


Figura V.9. a) Cromatograma del estándar de carbonato de magnesio, obtenido bajo las mismas condiciones de análisis descritas en la sección IV.2; b) espectro de masas del pico 2, c) espectro de referencia de biblioteca digital Wiley 138, d) espectro de referencia de la librería NIST.

V.2.2 Linealidad

De cada uno de los estándares de concentración conocida de carbonato se obtuvo su correspondiente cromatograma, del cual se calculó el área del pico de dióxido de carbono (CO_2). Por otro lado, para saber la cantidad de carbono que corresponde a esos picos de dióxido de carbono, se utilizaron los pesos iniciales de los estándares de carbonato de magnesio en su forma básica (Ver Anexo II).

La curva de calibración (Fig. V.10) fue construida con las áreas de los picos de CO_2 en función de los μg de carbono provenientes de cada estándar utilizado (ver Anexo II).

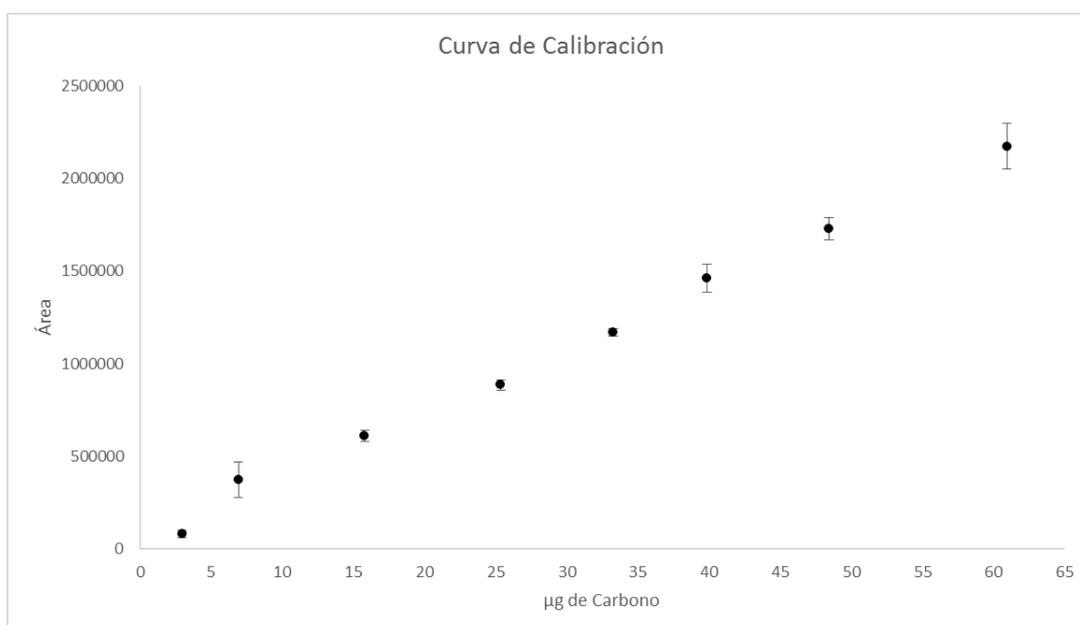


Figura V.10. Curva de calibración para cuantificación de carbonatos y material orgánico remanentes en suelos irradiados del desierto de Mojave.

Esta distribución de puntos se ajusta a una línea recta que tiene un comportamiento descrito por la siguiente ecuación.

$$Y = 34800X + 44000 \quad \dots(4)$$

$$\text{Área} = 34800(\mu\text{g de Carbono}) + 44000 \quad \dots(5)$$

$$\mu\text{g de Carbono} = \frac{\text{Área} - 44000}{34800} \quad \dots(6)$$

El análisis de mínimos cuadrados dio como resultado un coeficiente de correlación

(R²) igual a 0.9977, por lo tanto la recta cumple con la linealidad, pero es imposible presentar afirmaciones exactas acerca de la “bondad” de una estimación del método de mínimos cuadrados. Por ello, es necesario utilizar pruebas de hipótesis, con el fin de comprobar si los resultados experimentales se ajustan o no a una línea recta (correlación lineal) y si ésta parte del origen. La prueba de hipótesis fue de dos colas y se fundamentó con la hipótesis nula H₀ = no existe correlación entre los microgramos de carbonatos y el área del dióxido de carbono. Tomando como criterio el rechazar la hipótesis nula si t_{cal} > t_{tab} (ecuación 7), para el valor crítico de 6 grados de libertad y nivel de significancia del 95%.

$$t = \frac{r \sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad \dots(7)$$

El valor calculado t de student fue de 36.05, el cual evidentemente es mayor que el valor reportado en tablas para los mismos valores críticos (2.45). Por lo tanto se tomó la decisión de rechazar la hipótesis nula y se concluyó que existe una relación lineal significativa entre el área del dióxido de carbono y la cantidad en microgramos de carbono.

Adicionalmente, se realizó una prueba de hipótesis sobre la ordenada en el origen, de igual forma que la determinación de linealidad de los datos, se utilizó una prueba de dos colas con significancia del 95% y 6 grados de libertad. La prueba de hipótesis es :

$$H_0 : \beta = 0$$

$$H_1 : \beta \neq 0$$

El criterio para esta prueba es rechazar la hipótesis nula si t_{cal} > t_{tab}. Y la ecuación a utilizar es la siguiente:

$$t_{cal} = \frac{(b-\beta)}{S_e \sqrt{\frac{1}{n} + \frac{(X_{prom})^2}{S_{xx}}}} \quad \dots(8)$$

Dónde:

b = Ordenada al origen experimental

S_e = Error típico de estimación

S_{xx} = Suma de cuadrados de la variable independiente

n = Numero de determinaciones

X_{prom} = Media experimental

Se obtuvo un valor de $t_{calc} = 1.31$, el cual es mayor al valor reportado en tablas para los parámetros antes mencionados ($t_{tab} = 2.45$), por lo tanto se acepta la hipótesis nula H_0 y con ello se deduce que la curva de calibración puede ser ajusta a cero. Lo anterior conlleva a que la ecuación 9 sea la utilizada en la cuantificación de los carbonatos y material orgánico remanentes de los suelos irradiados.

$$\text{Área} = 34800(\mu\text{g de Carbono}) \quad \dots(9)$$

V.2.3 Límite de detección (LD) y límite de cuantificación (LQ)

La Sensibilidad puede definirse como el cambio en la respuesta analítica por el correspondiente cambio en la concentración del analito. De la sensibilidad se derivan los límites de detección (LD) y cuantificación (LC).

Por un lado, el límite de detección es definido como la mínima cantidad de analito que puede ser detectada pero no necesariamente cuantificada. Para nuestra curva de calibración fue determinado a partir de seis replicas blanco, considerando su promedio (\bar{y}_B) y su desviación estándar (s_B) mediante la siguiente ecuación:

$$LD = y_B + 3s_B \quad \dots(10)$$

El límite de detección calculado es de 1.9 µg de carbono, siendo este valor la cantidad mínima que puede ser detectada por la técnica de PI-CG-EM con las condiciones utilizadas.

Por otro lado, se tiene el límite de cuantificación que se define como la concentración mínima de analito que puede ser determinada con un valor aceptable de precisión y veracidad. Este parámetro es calculado por la siguiente ecuación:

$$LQ = y_B + 10s_B \quad \dots(11)$$

Para la curva de calibración presentada, se encontró que el límite de cuantificación fue de 5.3 µg de carbono (Ver Anexo III).

Tabla V.2. *Parámetros de análisis estadísticos de los datos de la curva de calibración, para cuantificación de gases generados.*

Parámetro	Valor
Pendiente	34800
Factor de correlación	0.9977
No. de Datos	8
Grados de libertad	6
Intervalo de confianza de pendiente	± 2400
Límite de detección (LD)	1.9 µg
Límite de cuantificación (LQ)	5.3 µg

V.2.4 Pruebas de recobro y precisión

Las pruebas de recobro se realizaron dopando un blanco de suelo con cantidades conocidas de carbonato de magnesio en su forma básica ($4(MgCO_3) Mg(OH)_2 \cdot 5H_2O$), realizando la pirólisis con las condiciones utilizadas para la curva de calibración. La ecuación 9 de la curva de calibración permitió calcular los µg de

carbono obtenidos y procesados por la técnica de pirólisis. Teniendo los valores de carbono obtenidos y agregados se calculó el porcentaje de recuperación de las 6 réplicas realizadas (ver Anexo IV), tal como lo muestra la tabla siguiente:

Tabla V.3. *Porcentaje de recobro de carbono proveniente de cantidades conocidas de carbonato de magnesio en su forma básica ($4(MgCO_3) \cdot Mg(OH)_2 \cdot 5H_2O$).*

µg de carbono agregados	µg de carbono obtenidos	% de recobro
10.0879	8.2053	81.34
10.1715	8.9572	88.06
20.6453	15.3147	74.18
20.6353	17.0663	82.70
20.5853	14.4344	70.12
20.5253	18.7517	91.36
	Promedio	81.29
	Desv. Est.(n=6)	8.05
	%CV	9.91

El porcentaje promedio de recobro es mayor al 80%, el cual se encuentra dentro del intervalo ideal de la Comisión Europea (EC por sus siglas en inglés), la cual ha establecido un valor promedio de recobro del 70-110%, cuando se trabaja con muestras de suelo, agua, sedimentos y muestras de aire [European Commission, 2000]. De igual manera, la Agencia de Protección Ambiental (EPA, por sus siglas en inglés) establece que para el caso de métodos analíticos empleados para evaluar suelos, el porcentaje de recobros debe de ser entre el 70 y 120 % de la cantidad conocida de analito agregada a la matriz de los blancos durante la validación de un método [EPA, 1996]. Las diferencias entre las cantidades de carbonatos agregados y los obtenidos pueden atribuirse a la dificultad para pesar pequeñas cantidades de carbonato de magnesio y homogenizarlo con la matriz del suelo, además de posibles interferencias propias del blanco de suelo.

La precisión del método se puede expresar en término del coeficiente de variación (CV), que al igual que la desviación estándar, es una medida de la dispersión de los datos. Las pruebas de recobro realizadas dieron como resultado una variabilidad del 9.91%, del cual se infiere baja repetitividad de los datos. Es importante mencionar que este coeficiente de variación puede atribuirse al tipo de muestra utilizada, debido a que cualquier tipo de análisis de muestras de suelo, involucra una gran variabilidad debido a la naturaleza heterogénea de la misma.

La variabilidad presenta un porcentaje relativamente bajo y es aceptable en términos de la EC (2000) y de la EPA (1996), los cuales coinciden en que la precisión reportada en términos de CV de ser \leq al 20% por cada nivel de concentración trabajada.

En la Tabla V.4, se encuentran los parámetros obtenidos bajo las condiciones descritas en la sección V.2 de la técnica de pirólisis, esta técnica es aceptada dentro de los criterios y lineamientos que han establecido algunas entidades internacionales (como lo son la CE y la EPA), al considerar la enorme dificultad que implica trabajar con muestras este tipo.

Tabla V.4. *Parámetros de análisis estadísticos de la técnica de pirólisis.*

Parámetro	Obtenido	CE (2000)	EPA (1996)	Decisión
Linealidad	0.9977	0.99	0.995	Aceptada
Recobro %	81.29	80-100	70-120	Aceptada
%CV	9.91	\leq 20	\leq 20	Aceptada

V.3 Cuantificación de carbonatos.

Los carbonatos presentes en la muestras de suelo irradiado que no fueron degradados por la radiación gamma (llamados “remanentes”), fueron medidos indirectamente mediante la liberación de dióxido de carbono. Teniendo el conocimiento de que la

pirólisis fragmenta la materia orgánica y de que los carbonatos presentan una temperatura máxima de descomposición de $\approx 700^\circ\text{C}$ (produciendo óxido y CO_2), podemos pensar que el dióxido de carbono producido es de origen inorgánico.

Tabla V.5. Concentraciones de carbono inorgánico proveniente de carbonatos remanentes en un gramo de suelo irradiado a diferentes dosis. Anexo V.

Dosis (MGy)	ppm de C inorgánico
0	5021.56 \pm 824.53
4	3480.90 \pm 209.30
7	1215.66 \pm 123.54
10	475.39 \pm 11.83
13	790.79 \pm 74.54
16	931.81 \pm 50.35
19	648.61 \pm 127.21

La cuantificación se llevó a cabo mediante la extrapolación de las áreas obtenidas para las diferentes dosis de radiación en la ecuación 9 correspondiente a la curva de calibración. Posteriormente se realizó una normalización con los pesos de cada muestra analizada obteniéndose así la concentración de carbono en términos carbono inorgánico. Estos valores corresponden a los carbonatos remanentes en las muestras irradiadas (ver Anexo V y Tabla V.5).

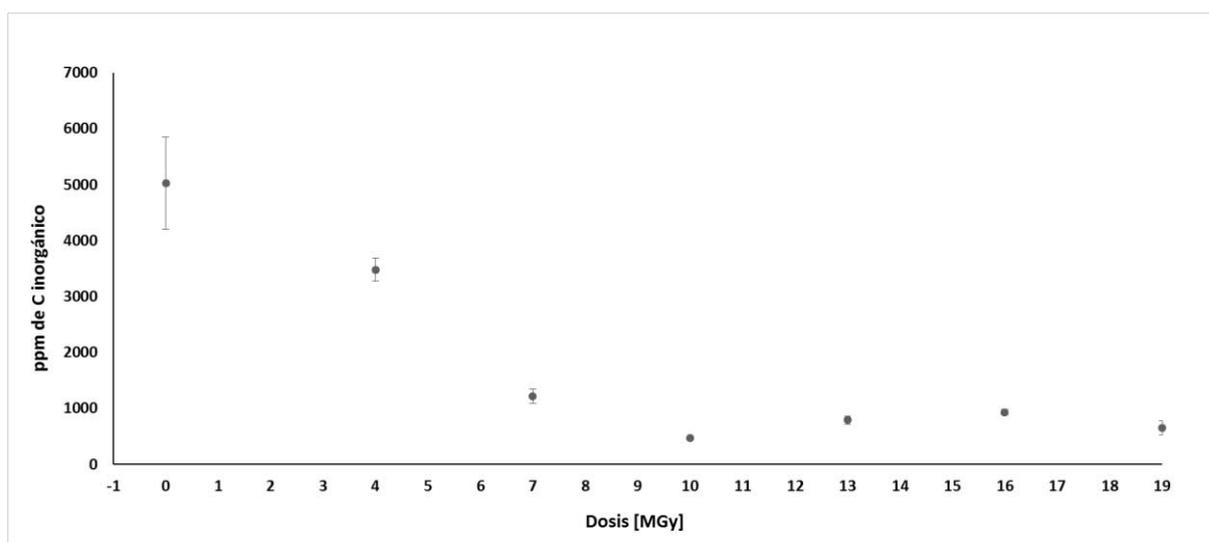


Figura V.11. Ppm de C inorgánico (carbonatos) en función de la dosis de radiación.

En la Figura V.11 se muestra el comportamiento de la liberación de dióxido de carbono de origen inorgánico (carbonatos). Se aprecia una drástica disminución de carbonatos conforme aumenta la radiación hasta la dosis de 10 MGy y posteriormente se mantienen pequeñas concentraciones de carbonatos a dosis más altas. Este comportamiento se debe a que la radiación degrada los carbonatos hasta liberar CO₂, por lo tanto, se degradan los carbonatos conforme aumenta la radiación. El pequeño aumento de los carbonatos podría ser resultado de la variación de la muestra.

V.4 Cuantificación del material orgánico

Se tiene conocimiento de que la pirólisis de compuestos orgánicos genera pequeños fragmentos orgánicos, los cuales pueden reaccionar con otras moléculas pequeñas o pueden sufrir rearrreglos moleculares. Por lo antes dicho, las moléculas orgánicas remanentes que se encuentran en el suelo irradiado, son degradadas por la pirólisis hasta formar moléculas orgánicas simples y de pequeño tamaño, tales como los hidrocarburos, compuestos orgánicos oxigenados y nitrogenados que se encuentran en la Tabla V.1.

Tabla V.6 Concentración de carbono de origen orgánico proveniente del material orgánico remanentes en un gramo de suelo irradiado a diferentes dosis. Anexo VI.

Dosis (MGy)	ppm de C orgánico
0	1468.10 ± 154.21
4	1309.24 ± 82.38
7	385.00 ± 28.70
10	172.97 ± 5.88
13	253.97 ± 26.58
16	218.04 ± 16.45
19	127.25 ± 31.96

Al igual que los carbonatos, se llevó a cabo la cuantificación del material orgánico por

medio de la extrapolación del área de cada compuesto en la curva de calibración revisada en secciones anteriores. Es importante mencionar que se hace la suposición de que todos los compuestos cuantificados presentan el mismo factor de respuesta del dióxido de carbono bajo las mismas condiciones cromatográficas. Por lo tanto la ecuación 9 fue utilizada para la cuantificación los compuestos orgánicos generados por la pirólisis en términos de carbono orgánico. Para obtener dichos valores, se tomaron de los cromatogramas el área bajo el pico de cada compuesto a cuantificar. Las áreas de todos los compuestos generados se suman y el área total se introduce en la ecuación (8) para obtener la cantidad de carbono orgánico total para cada análisis (Ver Anexo VI). Posteriormente se llevó a cabo la normalización por cada gramo de muestra, dando como resultados los datos de la Tabla V.5.

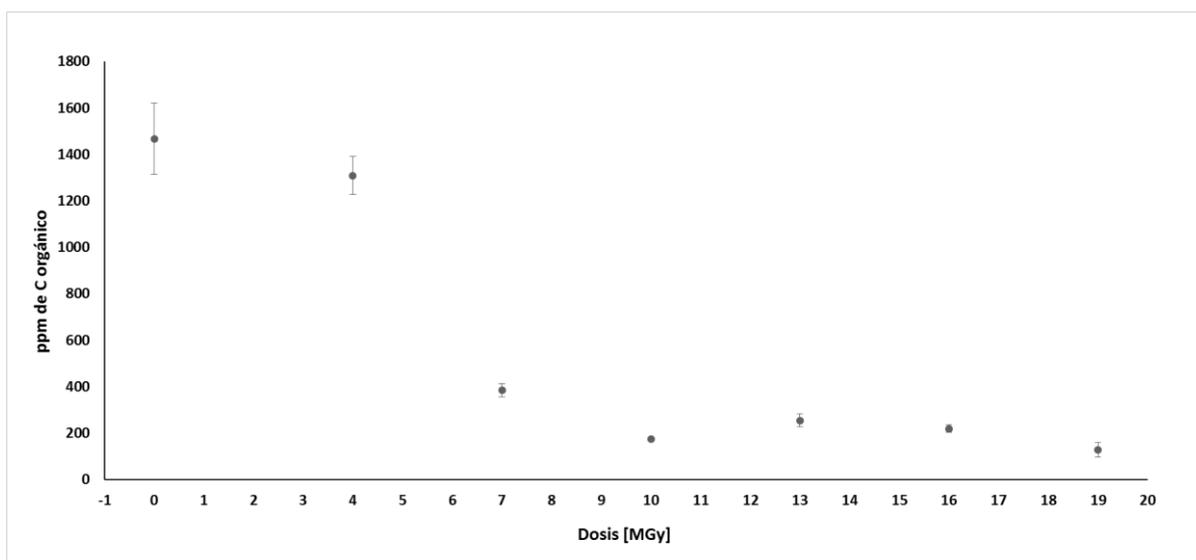


Figura V.12. Material orgánico total (ppm de C orgánico) en función de la dosis de radiación.

En el gráfico anterior se puede observar un comportamiento similar al observado para los carbonatos, destacando la drástica disminución en la concentración de la materia orgánica total en la muestra de suelo.

V.5 Implicaciones de la radiación gamma en la búsqueda de vida en Marte.

V.5.1 Determinación de tasas de degradación de carbonatos y material orgánico.

El comportamiento que se observa en carbonatos y materiales orgánicos remanentes en los suelos irradiados (vea Figura V.11 y V.12) presentan tendencia del tipo exponencial (ecuación 12), por consiguiente, fue necesario proponer una función que se ajustara a los datos obtenidos. Para el caso de carbono inorgánico o carbonatos, la curva que mejor se ajusta a los datos obtenidos puede ser vista en la Figura V.13, la cual esta descrita por la ecuación 13.

$$y = ae^{bx} \quad \dots (12)$$

$$(ppm \text{ C. inorgánico}) = 5142.90e^{-0.1528(Dosis)} \quad \dots (13)$$

El ajuste de mínimos cuadrados de la ecuación anterior a las concentraciones de carbono inorgánico experimentales dio un factor de correlación (R^2) igual a 0.8969.

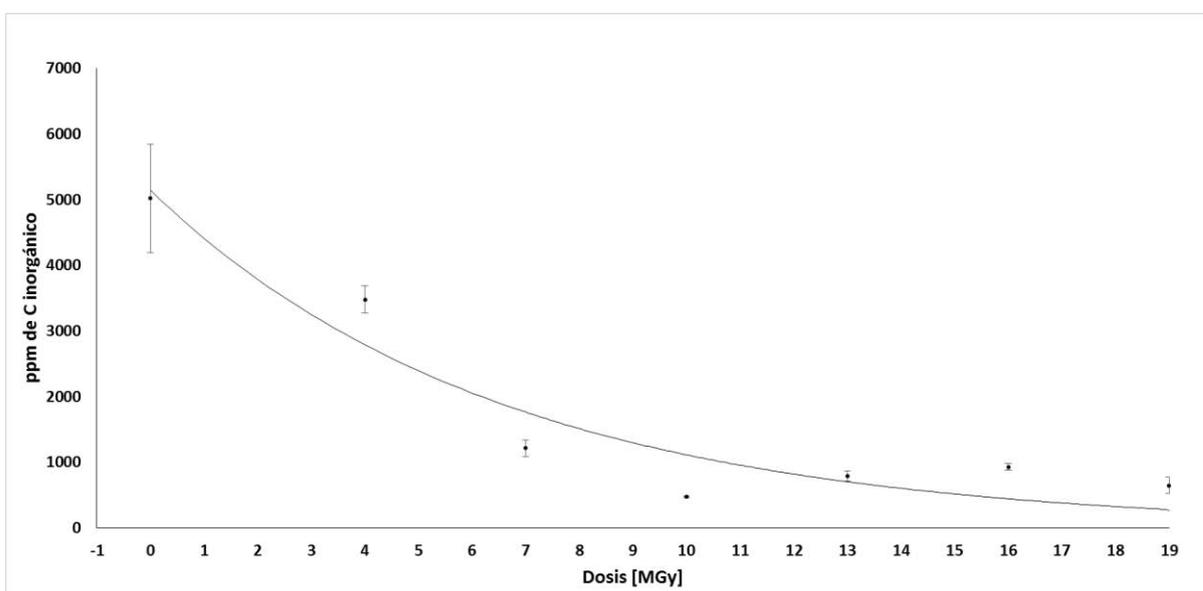


Figura V.13. Determinación de la tasa de degradación de carbonatos mediante la ecuación de la línea de tendencia. Línea continua: línea de tendencia con ($R^2=0.8969$)

La ecuación que describe la propuesta del modelo de descomposición tiene una tasa de descomposición (b) para los carbonatos igual a -0.1528 MGy^{-1} . Por consiguiente,

se calcula que los posibles carbonatos contenidos en el suelo marciano tardaron aproximadamente 735 millones de años en descomponerse, o lo que es lo mismo, hace 2.76 mil millones de años los carbonatos dejaron de ser detectables por la técnica de PI-CG-EM en la superficie del planeta rojo (Anexo VII). Lo anterior es válido si se toma en cuenta una tasa de radiación en la superficie marciana de $0.076 \text{ Gy}\cdot\text{año}^{-1}$ [Morthekai, et al., 2007] y además, se hace la consideración de que Marte, en la época cuando surgió la vida en la Tierra (hace aproximadamente 3.5 mil millones de años), tenía concentraciones de carbonatos similares a los que presenta en la actualidad el desierto de Mojave.

En Marte un pequeño enriquecimiento de los carbonatos y material orgánico, posiblemente a niveles conocidos en la Tierra, podría ser indicativo de un origen biológico [Mckay et al., 1998]. El posible material orgánico en la superficie de Marte podría dar indicios de la existencia de vida presente o pasada en el planeta rojo. Por ello, es importante el estudio de la evolución del material orgánico en un suelo análogo a Marte frente a la radiación ionizante (vea la Error! Reference source not found.14). Realizando un análisis estadístico, se encontró que la ecuación 14 se ajusta de mejor manera ($R^2=0.8345$) a los datos contenidos en la Tabla V.3, obteniéndose así, una tasa de descomposición para material orgánico de -0.1411 MGy^{-1} . Por lo tanto, si retomamos las mismas suposiciones que fueron utilizadas para los carbonatos (tasa de radiación en Marte y ambiente parecido al desierto de Mojave), se encuentra que el material orgánico tardó en degradarse 686 millones de años, por lo tanto, los rastros de material orgánico fue borrado de la superficie marciana de hace 2.81 mil millones de años (Anexo VII).

$$(\text{ppm } C. \text{ orgánico}) = 1580.78e^{-0.1411(Dosis)} \quad \dots (14)$$

Los resultados indican que los materiales orgánicos fueron los primeros en degradarse al grado de ser indetectables sobre la superficie marciana. Sería lógico pensar que en la actualidad, sería improbable encontrar material orgánico o carbonatos en la superficie marciana, debido a que seguramente fueron descompuestos por efecto de la radiación cósmica. Por lo tanto, la búsqueda de carbonatos sería más razonable realizarla en el subsuelo marciano, debido a que están más protegidos de la radiación ionizante que incide en la superficie del planeta rojo.

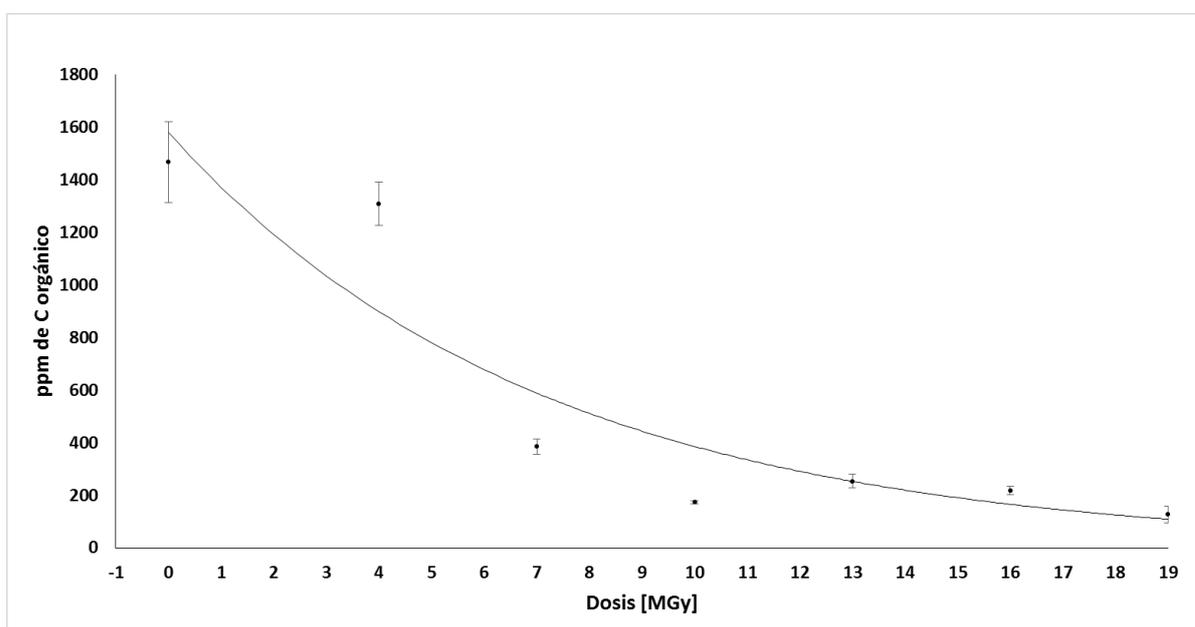


Figura V.14. Determinación de la tasa de degradación del material orgánico mediante la ecuación de la línea de tendencia. Línea continua: línea de tendencia con $R^2=0.8345$.

V.5.2 Búsqueda de material orgánico y carbonatos en el subsuelo marciano.

A medida que aumenta la profundidad en el subsuelo marciano disminuye la tasa de la radiación ionizante [Morthekai, et al., 2007]. Es así como Donald M. Hasslern con la ayuda de los datos recibidos por la misión Mars Science Laboratory's, calculó la tasa de dosis de los rayos cósmicos galácticos (T_{RM}) que penetran a 10cm, 1, 2 y 3m de profundidad en el suelo marciano (vea Tabla I.6) [Hasslern et al., 2014].

Utilizando las funciones encontradas para las tasas de degradación de los carbonatos y material orgánico (ecuación 13 y 14) y la concentración mínima que pudiera ser detectable en la superficie marciana, se obtienen las dosis de radiación necesaria para degradar los rubros mencionados sobre la superficie del planeta rojo. Posteriormente y considerando baja variabilidad en las tasas de dosis de radiación incidente sobre la superficie marciana a lo largo del tiempo geológico de Marte, se calculó el tiempo (T) en años equivalente a esas dosis de radiación (D), mediante las tasas de dosis de radiación en Marte (T_{RM}) a diferentes profundidades calculadas por Hasslern (ecuación 15).

$$T = \frac{D}{T_{RM}} \quad \dots (15)$$

En las Figuras V.15 y V.16 se puede observar que conforme aumenta la profundidad aumenta de manera exponencial el tiempo de irradiación necesaria para poder descomponer los rubros analizados. Por lo tanto, se obtienen las ecuaciones 16 y 17 que relacionan el tiempo en años que tarda en degradarse los carbonatos y material orgánico en función de la profundidad del suelo marciano (Tabla V.7), recalcando la suposición de que el Marte antiguo (hace aprox. 3.5 mil millones de años) tuvo las mismas condiciones (concentraciones de MO y carbonatos) que tiene en la actualidad el desierto de Mojave.

$$\text{Carbonatos} \quad T = 2.95 \times 10^8 e^{(1.5510 * P)} \quad \dots (16)$$

$$\text{Material orgánico} \quad T = 2.76 \times 10^8 e^{(1.5510 * P)} \quad \dots (17)$$

Dadas las consideraciones anteriores, se calcula que sería posible encontrar restos de material orgánico y carbonatos a una profundidad aproximada de 1.63 y 1.59 metros, respectivamente (Anexo IX)

Tabla V.7. Tiempo requerido para degradar carbonatos y material orgánico a diferentes profundidades del suelo marciano.

Profundidad (m)	Tasa de dosis radiación (Gy/año)	Tiempo (años)	
		Carbonatos	Material Orgánico
0	0.076	7.36E+08	6.87E+08
0.1	0.096	5.83E+08	5.44E+08
1	0.0364	1.54E+09	1.43E+09
2	0.0087	6.43E+09	6.00E+09
3	0.0018	3.11E+10	2.90E+10

Con los resultados anteriores, se propone que en misiones futuras dirigidas a este planeta, cuando la tecnología avanzara lo suficiente como para diseñar un dispositivo que sea capaz de cavar y recolectar muestras a niveles mayores de dos metros por debajo de la superficie marciana.

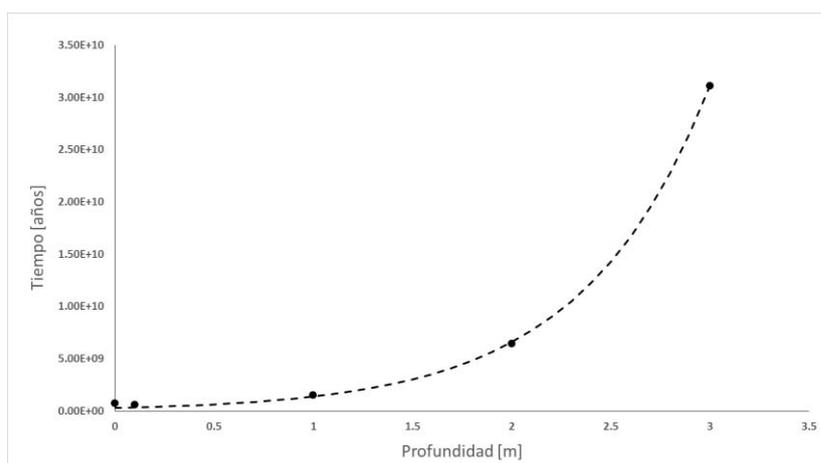


Figura V.15. Gráfico que representa el tiempo requerido para degradar hasta 1 ppm los carbonatos a diferentes profundidades del suelo marciano.

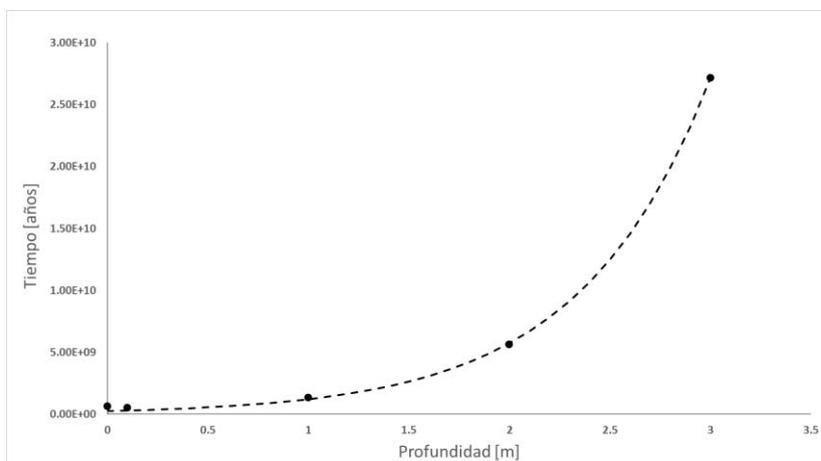


Figura V.16. Gráfico que representa el tiempo requerido para degradar hasta 1 ppm el material orgánico a diferentes profundidades del suelo marciano.

VI CONCLUSIONES

El presente estudio demuestra que la radiación cósmica que ha interactuado con la superficie de Marte ha destruido al carbono orgánico e inorgánico y ha borrado la posibilidad de descifrar su origen, es decir, si se produjo abióticamente o biológicamente. El uso de análogos marcianos en la Tierra fue crucial para simular las condiciones que pudo haber presentado Marte en algún momento de su historia.

Se evaluó la interacción que tiene la radiación ionizante sobre el material orgánico e inorgánico (carbonatos) presentes en un suelo del desierto de Mojave (EUA), considerado como análogo marciano. La técnica analítica acoplada de Pirólisis-Cromatografía de Gases-Espectrometría de Masas (PI-CG-EM) fue la encargada de determinar la presencia del material orgánico e inorgánico remanentes de la incidencia de radiación ionizante sobre un suelo análogo marciano (desierto de Mojave). Por lo tanto, las conclusiones a las que se llegaron fueron que:

- La técnica de pirólisis acoplada al sistema de CG-EM, presentó linealidad en las concentraciones trabajadas, porcentajes de recobro superior al 80% y un coeficiente de variación del 9.91%. Así mismo presentó límites de detección de 1.9 μg de carbono y de cuantificación de 5.3 μg de carbono. Se concluye que esta técnica es apta para el análisis de este tipo de rubros presentes en muestras de suelo, de hecho esta técnica fue utilizada en la exploración de Marte en los 70, a cargo de la misión Vikingo.
- El resultado de someter a pirólisis las muestras de suelo que contenían cantidades variables de material orgánico y carbonatos (por efecto de la radiación) generó compuestos simples como CO_2 , hidrocarburos, aromáticos, oxigenados y nitrogenados.

- La concentración de material orgánico y carbonatos (en términos de carbono orgánico e inorgánico) en suelos irradiados del desierto de Mojave decrece al aumentar la dosis de radiación con intervalos desde 5021 hasta 648 ppm para los carbonatos y para el material orgánico desde 1468 a 127 ppm.
- Las tasas de descomposición del material orgánico y carbonatos en un suelo análogo a Marte como el desierto de Mojave por la radiación ionizante es de -0.1411 MGy^{-1} y -0.1528 MGy^{-1} , respectivamente.
- Si se supone que alguna vez Marte presentó las mismas condiciones que tiene en la actualidad el desierto de Mojave-EUA, y además contenía similares concentraciones de material orgánico y carbonatos, podemos decir que desaparecieron de la superficie marciana (al grado de ser indetectables por las misiones enviadas) en un intervalo de 686 y 735 millones de años, por efecto de la radiación ionizante. Por lo tanto, se requiere muy poco tiempo en términos geológicos para borrar el rastro de carbonatos y compuestos orgánicos, por lo que se propone que misiones futuras a Marte analicen el subsuelo marciano.
- Adicionalmente, se encontró que sería necesario cavar aproximadamente 1.59-1.63 metros bajo la superficie marciana para encontrar algunos compuestos orgánicos y mayores concentraciones de carbonatos que apoyarían la idea de una época temprana de Marte donde fue capaz de desarrollar vida y ambientes favorables para el sostén de la vida.

VII PERSPECTIVAS

Extender el trabajo utilizando otros suelos análogos marcianos, además de utilizar otras técnicas de análisis de suelos y termogravimetría acoplada a espectrometría de masas, para analizar que otros posibles factores (como contenido de arcilla y oxidantes) aunados a la radiación ionizante, son determinantes en la degradación y detección de los carbonatos y material orgánico en la superficie marciana.

VIII REFERENCIAS.

- Acuña, M. H., et al.(2001). Hot diamagnetic cavities upstream of the Martian bow shock. *Geophysics Res.*, 28, pp. 887
- Aguilar, E. S. (2008). *Implementación de una técnica de análisis de carbonatos, en suelos hiperáridos posibles análogos a Marte*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Química. Universidad Nacional Autónoma de México. México D.F.
- Albee, A.L. (2000). MARS 2000. *Annual Review of Earth And Planetary Sciences*, 28, pp. 281-304.
- Allen, C. C., et al. (1998). Martian soil stimulant available for scientific, educational study. *EOS*, 79(405), pp. 408-409.
- Amaral, Zettler, L.A., et al. (2002). Eukaryotic diversity in Spain's River of fire. *Nature*, 417, pp. 137.
- Bada, J.L. et al. (2007). Debating evidence for the origin of life on Earth. *Science*, 315(5814), pp. 937.
- Barlow, N., (2008) *Mars An Introduction to Interior, Surface and Atmosphere*. First Edition, United States of America, Cambridge University Press.
- Beegle, L.W., et al. (2007). A Concept for NASA Mars 2016. Astrobiology Field Laboratory. *Astrobiology*, 7(4), pp. 545-577.
- Bibring, J.P., et al. (2006). OMEGA team. Global Mineralogical and Aqueous Mars History Derived from OMEGA/Mars Express Data. *Science*, 312(5772), pp. 400-404.
- Biemann, K., et al. (1976). Search for organic and volatile inorganic compounds in two surface samples from de Chryse Planitia Region of Mars. *Science*, 194, pp. 72-76.
- Biemann, K., et al. (1977a). The search for organic substances and inorganic volatile compounds in the surface of Mars. *Journal of Geophysical Research*, 82(28), pp. 4641-4658.
- Biemann, K. (1979). The implications and limitations of the findings of the Viking Organic Analysis Experiment. *Journal of Molecular Evolution*, 14(1), 65-70.
- Boynton, W.V., et al. (2009). Evidence for calcium carbonated at the Mars Phoenix landing site. *Science*, 325(5936), pp. 61-64.
- Brack, A. (1997). Life on Mars: a clue to life on Earth. *Chemistry & Biology*, 4(1), pp. 9-12.

- Cabane, M., et al. (2004). Did life exist on Mars? Search for organic and inorganic signatures, one of the goals for "SAM" (Sample Analysis at Mars). *Advances in Space Research*, 33(12), pp. 2040-2245.
- Carr, M. H. y Wänke, H. (1992). Earth and Mars: Water inventories as clues to accretional histories. *Icarus*, 98(1), pp. 61-71.
- Carr, M.H. y Head, J.W., (2010) Geologic history of Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 294, pp. 185-203.
- Carswell, D. J. (1976). Introduction to nuclear chemistry. Amsterdam, Elsevier.
- Christensen, P.R. (2005) Mineral Composition and Abundance of the Rocks and Soils at Gusev and Meridiani from the Mars Exploration Rover Mini-TES Instruments, *AGU Joint Assembly*, May, pp. 23–27.
- Constantino, M.T., et al. (2005). Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salad Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: Implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics*, 399, pp. 125-154.
- Economou, T. (2001). Chemical analyses of Martian soil and rocks obtained by the Pathfinder Alpha Proton X-ray spectrometer. *Radiation Physics and Chemistry*, 61(3-6), pp.191-197.
- Ericksen, E. (1983). The Chilean nitrate deposits. *Amer. Scientist*, 70, pp. 366-374.
- Erickson, J.K., et al., (2007). The Mars Exploration Rover Project: 2005 surface operations results. *Acta Astronautica*, 61, pp. 699-706.
- Ewing, S. A., et al. (2006). Threshold in soil formation by Earth's arid-hyperarid transition. *Geochemical et Cosmochimica Acta*, 70(21), pp.5293–5322.
- Farouk, E. (1985). Desert and arid lands. USA, Martinus Nijhoff Publisher. 2ª Edición, pp. 221.
- Fernandez-Remolar, D.C. et al. (2005). The Rio Tinto Basin, Spain: mineralogy, sedimentary geobiology, and implications for interpretation of outcrop rocks at Meridiani Planum, Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 240(1), pp. 149-167.
- Forray, F.L., Navrotsky, A. y Drouet, C. (2004). Jarosite stability on Mars. *Second Conference on Early Mars: Geologic, Hydrologic, and Climatic Evolution and the Implications for Life*, pp.8009.
- Gaviría J.P., Quattrini D., Fouga G., Bohé A., Pasquevich D. (2003). *Estudio cinético de la descomposición del carbonato de calcio por cromatografía gaseosa*. Centro Atómico Bariloche, Argentina. Jornadas SAM/CONAMET.

-
- Godínez, S.K. (2008). *Implementación de una técnica analítica para la determinación de material orgánico en suelos hiperáridos análogos a Marte*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Química. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Goldspiel, J. M. y Squyres, S.W. (1991). Ancient aqueous sedimentation on Mars. *Icarus*, 89, pp. 392-410.
- González-Toril, E. et al. (2003). Geomicrobiology of the Tinto River, a model of interest for biohydrometallurgy. *Hydrometallurgy*, 71, pp. 301-30.
- Hassler, D.M. (2014). Mars' Surface Radiation Environment Measured with the Mars Science Laboratory's Curiosity Rover. *Science*, 343, pp. 1244-1247.
- Hecht, M.H. et al. (2009). Detection of perchlorate and soluble chemistry of Martian soil at the Phoenix Lander Site. *Science*, 325(5936), pp. 64-67.
- Holmes-Siedle A. G. and Adams L. (2002). *Handbook of Radiation Effects*. Oxford University Press, England, ISBN 0-19-850733-X, 2ª Editions.
- Horowitz, N. H., Hubbard, J.S. y Hobby, G.L. (1972). The carbon-assimilation experiment: the Viking Mars lander. *Icarus*, 16(1), pp. 147-152.
- Horowitz, N. H., Hobby, G.L. y Hubbard, J.S. (1977). Viking on Mars-The carbon assimilation experiments. *Journal of Geophysical Research*, 82, pp. 4659-4662.
- Hunt, C.B. and Mabey, D.R. (1996). General geology of Death Valley, California www.nature.nps.gov/geology/usgsnps/deva/devasalt.html.
- Hunten, D.M. (1979). Possible Oxidant sources in the atmosphere and surface of Mars. *Journal of Molecular Evolution*, 14 (1), pp. 71-78.
- Iñiguez, J. E. (2010). *Detección y caracterización de materia orgánica en ambientes análogos a Marte*. Tesis de Doctorado, Posgrado en Ciencias Químicas, Universidad Nacional Autónoma de México. México D.F.
- Jarosky, B. 1998. The search for life on the others Planets. *Cambridge University Press*, pp. 321.
- Johnson, A., et al. (2005). *IEEE International Conference on Robotics and Automation*. pp. 463-469.
- Kanavarioti, A. y Mancinelli, R.L. (1990). Could organic matter have been preserved on Mars for 3.5 billion years? *Icarus*, 84, pp. 196-202.
- Kate, I.L., et al. (2006). The effects of Martian near surface conditions on the photochemistry of aminoacids. *Planetary and Space Science*. 54, pp. 296-302.
- Kerr, R.A. (2004). Planetary science: Rainbow of Martian minerals paints picture of degradation. *Science*. 305(5685), pp. 770-771.

-
- Kieffer, H.H., Jakosky, B.M. y Snyder, C.W. (1992). The planet Mars-From antiquity to the present. *Mars*, 16(6126), pp. 1-33.
- Klein, H.P., Lederberg, J. y Rich, A. (1972). Biological experiments: the Viking Mars lander. *Icarus*, 16(1), pp. 139-146.
- Klein, H.P. (1977). The Viking biological investigation- General aspects. *Journal of Geophysical Research*, 82, pp. 4677-4680.
- Kminek, G. y Bada, J.L. (2006). The effect of ionizing radiation on the preservation of aminoacids on Mars. *Earth and Planetary Science Letter*. 245, pp. 1-5.
- Kounaves, S.P., et al. (2010). Soluble sulfate in the Martian soil at the Phoenix landing site. *Geophysical Research Letters*, 37, L09201.
- Levin, G.A. y Straat, P.A. (1977). Recent results from the Viking labeled release experiment on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 82, pp. 4663-4667.
- Lewis, S.R. (2003). Modelling the Martian atmosphere. *Astronomy & Geophysics*, 44, 4.6-4.14.
- Madden, M.E.E., et al., (2004). Jarosite as an indicator of water-limited chemical weathering on Mars. *Nature*, 431, pp. 821-823.
- Marlow, J.J., Martins, Z. y Sephton, M.A. (2008). Mars on Earth: solid analogues for future Mars missions. *Astronomy and Geophysics*. 49(2), pp. 20-23.
- Mattingly, et al. (2004). Continuing evolution of the Mars sample return. *IEEE Aerospace Conference*. IEEE Xplore® Digital Library.
- Mckay, C.P. y Sotker, C.R. (1989). The early environment and its evolution on Mars: implication for life. *Reviews of Geophysics*, 27(2), pp. 189-214.
- Mckay, C.P. (1996). The search for life on Mars: Possible relic biogenic activity in Martian meteorite. *Science*, 273, pp. 924-930.
- Mckay, C.P. (1997). The search for life on Mars. *Origins of Life and Evolution of the Biosphere*, 27, pp. 263-289.
- Molina, P. (2005). *Caracterización de suelos desérticos como posibles análogos de suelos marcianos*. Tesis de Licenciatura, Facultad de Química, Universidad Nacional Autónoma de México, México D.F.
- Morse, J. W., Arvidson, R. S. and Lüttge, A. (2007). Calcium carbonate formation and dissolution. *Chemical Reviews*, 107, pp. 342-381.
- Morthekai, P., et al. (2007). Modelling of the dose-rate variations with depth in the Martian regolith using Geant4. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research A*, 580, pp. 667-670.

-
- Mukhin, L.M., et al. (1996). Experimental simulations of the photodecomposition of carbonates and sulphate on Mars. *Nature*, 379, pp. 141-143.
- Murray, S. (2004). *Mars*. Eyewitness Books, United States of America, *DK Publishing, Inc.* First edition.
- Navarro-González, R., et al. (2003). Mars-like soils in the Atacama Desert, Chile, and the dry limit of microbial life. *Science*, 302(5647), pp. 1018-1021.
- Navarro-González, R., et al. (2006). The limitations on organic detection in Mars-like soils by thermal volatilization-gas Chromatography-MS and their implications for the Viking results. *Proceedings of the National Academy of Sciences, USA*, 103(44), pp. 16089-16094.
- Navarro-González, R., et al. (2009). Characterization of Organics, Microorganisms, Desert Soils, and Mars-like Solids by Thermal Volatilization Coupled to Mass Spectrometry and Their Implications for the Search for Organics on Mars by Phoenix and Future Space Missions. *Astrobiology*, 9(8), pp. 703-715.
- Navarro-González, R. et al. (2010). Reanalysis of the Viking results suggests perchlorate and organics at mid-latitudes on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 115(E12010), 11.
- O'Brien, K. (1975). The cosmic ray field at ground level. *The Natural Radiation Environment II*. Report CONF-720805-P1, pp. 15-54.
- Orofino, V., et al. (2000). Carbonates and coated particles on Mars. *Planetary and Space Science*, 48, pp. 1341-1347.
- Oyama, V.I., et al. (1976). The search for life on Mars: Viking 1976 gas changes as indicators of biological activity. *Origins of Life and Evolution of Biospheres*, 7 (3), pp. 313-333.
- Oyama, V.I. and Berdahl, B.J. (1977). The Viking Gas Exchange Experiment results from Chryse and Utopia surface samples. *Journal of Geophysical Research*, 82, pp. 148-227
- Paulov, A.K., Blinov, A.V., Konstantinov, A.N. (2002). Sterilization of Martian surface by cosmic radiation. *Planetary and Space Science*, 50, pp. 669-673.
- Pollack, J. B., et al. (1987). The case for wet, warm climate on early Mars. *Icarus*, 71, pp. 203-224.
- Romney, E.M., et al. (1973). Some characteristics of soil and perennial vegetation in nother Mojave Desert areas of the Nevada Test Site. *UCLA*, 12, Los Ángeles, CA, 916.
- Rojas, J.A., (2013). *Efecto de la radiación ionizante en la descomposición de carbonatos y materia orgánica en suelos análogos a Marte* Tesis de Licenciatura. Facultad de Química. Universidad Nacional Autónoma de México. México D.F.
- Sarrazin, P., et al. (2007). *38th LPSC Abstracts* pp. 2147.

Schlzen-Makuch, D., et al. (2008). Testing the H₂O₂-H₂O hypothesis for life on Mars with the TEGA instrument on the Phoenix Lander. *Astrobiology*, 8, 2, pp. 205-214.

Schroder, C. (2005). "European Geosciences Union, General Assembly". *Geophysical Research*, 7, 10254.

Smith, P.H. et al. (2008). Introduction to special section on the Phoenix Mission: Landing Site Characterization Experiments, Mission Overviews, and Expected Science. *Journal of Geophysics Research-Planets*, 113, E00A13.

Soffen, G.A. y Young, T. (1972). The Viking missions to Mars. *Icarus*, 16(1), 1-16.

Soffen, G.A. (1977). The Viking Project. *Journal of Geophysical Research*, 82(28), pp. 3959-3970.

Sagan, C y Pollack, J. B. (1974). Differential transmission of sunlight on Mars biological implications. *Icarus*, 21, pp. 490-495.

Squyres, S.W. y Knorr, A.H. (2005). Sedimentary rocks at Meridiani Planum: Origin, diagenesis, and implications for life on Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 16(1), pp. 1-16.

[Stalport, F., et al. (2005). Search for life on Mars. Physical and Chemical characterization of minerals of biotic and abiotic origin: part 1-calcite. *Geophysical Exploration*, 32.

Schuerger, A.C. y Clark, B. C. (2008). Viking Biology Experiments: Lessons Learned and the Role of Ecology in Future Mars Life-Detection Experiments. *Space Science Reviews*, 135, pp. 233-243.

Thompson, L. M. y Troeh, F. R. (1978). Soils and soil fertility. *McGraw-Hill publications in the agricultural sciences*, Ed. 4^a, 516.

Titus, J.H., Nowak, R.S. y Smith, S.D. (2002). Soil resource heterogeneity in the Mojave Desert. *Journal of Arid Environmental*, 52, pp. 269-292.

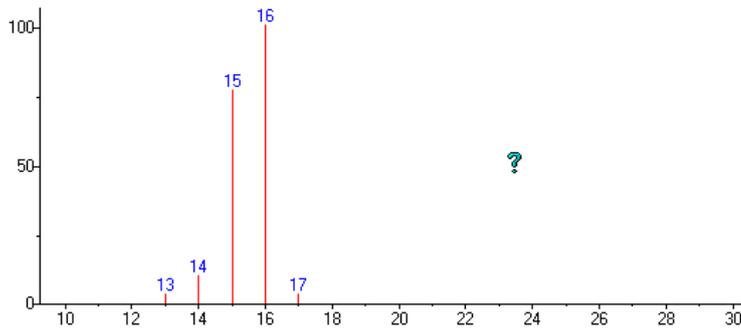
Uydess, I.L y Vishniac, W.V. (1976). Extreme environments: Mechanisms of Microbian adaptation. *Academic Press*, New York, p. 205.

Wentworth, S.J., Gibson, EK., Velbel, M.A. y Mckay, D.S. (2005). Antarctic Dry Valleys and indigenous weathering in Mars meteorites: implications for water and life on Mars. *Icarus*. 174(2), pp. 383-395.

Zent, A.P. y Mckay, C.P. (1994). The chemical reactivity of the Martian soil and implications for future missions. *Icarus*, 108(1), pp. 146-157.

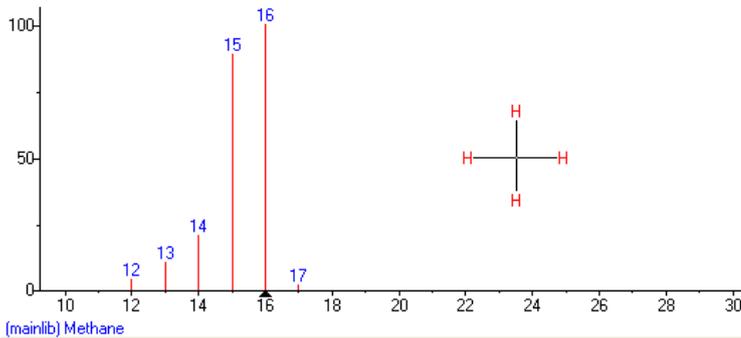
ANEXO I

Metano



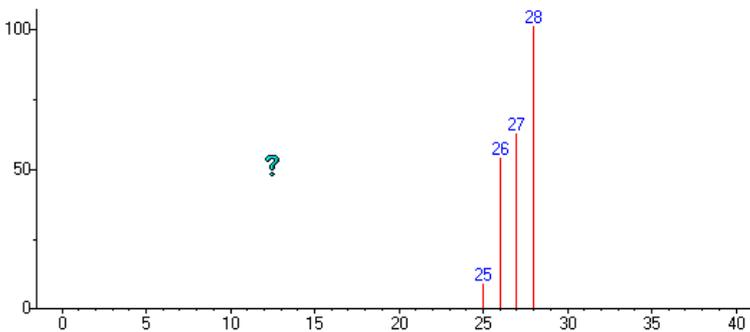
Mw: N/A ID#: 1721 DB: Text File
 5 largest peaks:
 16 999 | 15 765 | 14 98 | 13 31 | 17 31 |
 Synonyms:
 no synonyms.

R.Match	Prob. (%)	Name
898	97.5	Methane



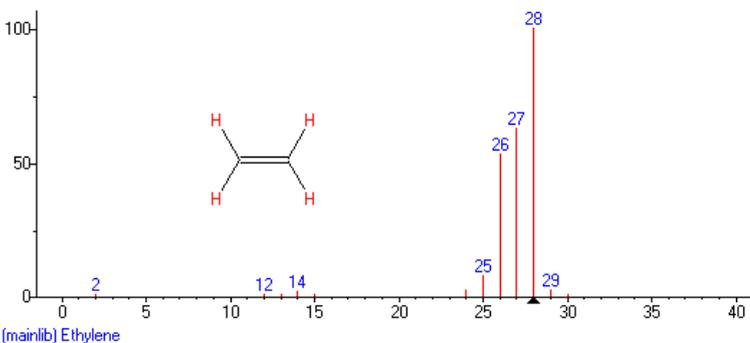
Name: Methane
 Formula: CH₄
 Mw: 16 CAS#: 74-82-8 NIST#: 61313 ID#: 30 DB: mainlib
 Other DBs: Fine, TSCA, RTECS, HODOC, EINECS, IRDB
 Contributor: D.HENNEBERG, MAX-PLANCK INSTITUTE, M
 6 largest peaks:
 16 999 | 15 887 | 14 204 | 13 106 | 12 38 |
 17 16 |
 Synonyms:
 1.Marsh gas
 2.Methyl hydride
 3.CH₄
 4.Fire damp
 5.UN 1971
 6.UN 1972
 7.R 50
 8.Bioogas

Eteno



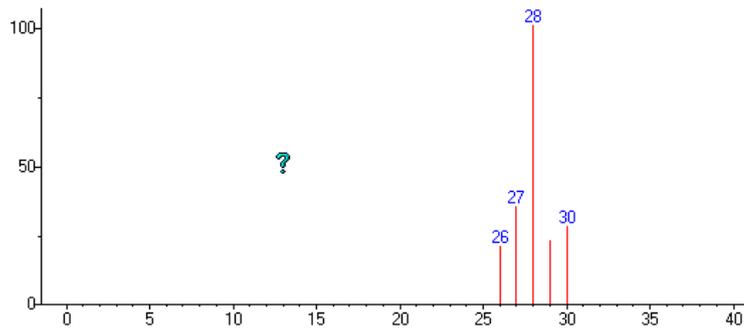
Mw: N/A ID#: 1722 DB: Text File
 4 largest peaks:
 28 999 | 27 616 | 26 531 | 25 85 |
 Synonyms:
 no synonyms.

Prob. (%)	Name
89.5	Ethylene



Name: Ethylene
 Formula: C₂H₄
 Mw: 28 CAS#: 74-85-1 NIST#: 18814 ID#: 118 DB: mainlib
 Other DBs: Fine, TSCA, RTECS, EPA, HODOC, EINECS
 10 largest peaks:
 28 999 | 27 623 | 26 529 | 25 78 | 24 23 |
 29 23 | 14 21 | 13 9 | 12 5 | 15 3 |
 Synonyms:
 1.Ethene
 2.Acetene
 3.Bicarburretted hydrogen
 4.Elayl
 5.Olefiant gas
 6.C₂H₄
 7.Athylen
 8.Liquid ethylene
 9.UN 1038

Etano



Mw: N/A ID#: 1723 DB: Text File

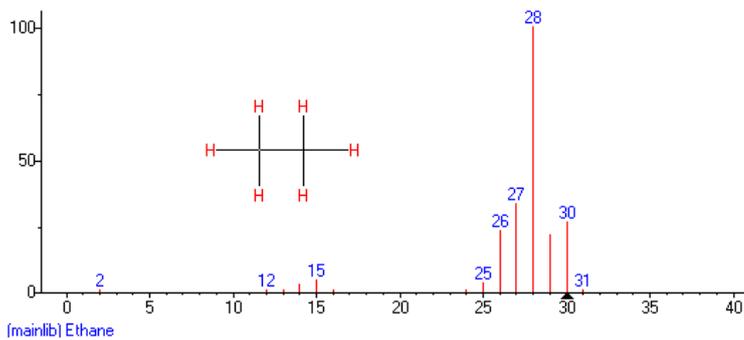
5 largest peaks:

28 999 | 27 346 | 30 275 | 29 224 | 26 204 |

Synonyms:

no synonyms.

Prob. (%)	Name
98.0	Ethane



Name: Ethane

Formula: C₂H₆

Mw: 30 CAS#: 74-84-0 NIST#: 23 ID#: 123 DB: mainlib

Other DBs: Fine, TSCA, RTECS, HODOC, EINECS, IRDB

10 largest peaks:

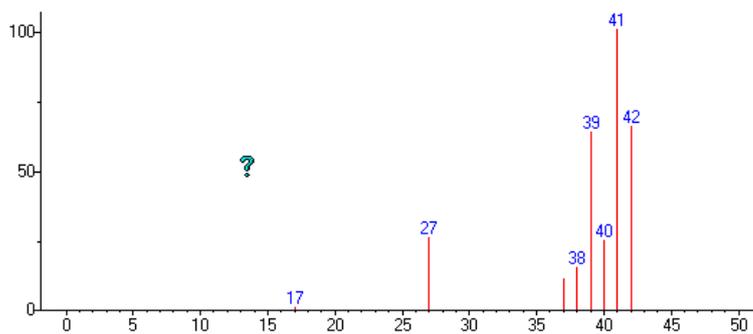
28 999 | 27 332 | 30 262 | 26 232 | 29 215 |

15 44 | 25 35 | 14 30 | 13 10 | 24 5 |

Synonyms:

1. Bimethyl
2. Dimethyl
3. Ethyl hydride
4. Methylmethane
5. C₂H₆
6. UN 1035
7. UN 1961

1-Propeno



Mw: N/A ID#: 1795 DB: Text File

8 largest peaks:

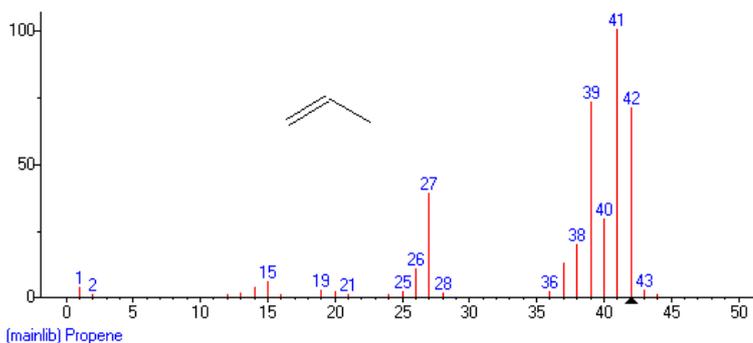
41 999 | 42 651 | 39 630 | 27 256 | 40 247 |

38 148 | 37 110 | 17 3 |

Synonyms:

no synonyms.

Prob. (%)	Name
79.3	Propene



Name: Propene

Formula: C₃H₆

Mw: 42 CAS#: 115-07-1 NIST#: 50 ID#: 1934 DB: mainlib

Other DBs: Fine, TSCA, RTECS, EPA, HODOC, EINECS, IR

10 largest peaks:

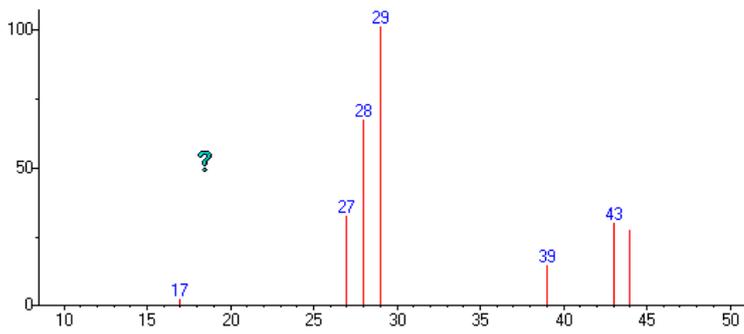
41 999 | 39 725 | 42 703 | 27 387 | 40 291 |

38 194 | 37 127 | 26 105 | 15 55 | 14 34 |

Synonyms:

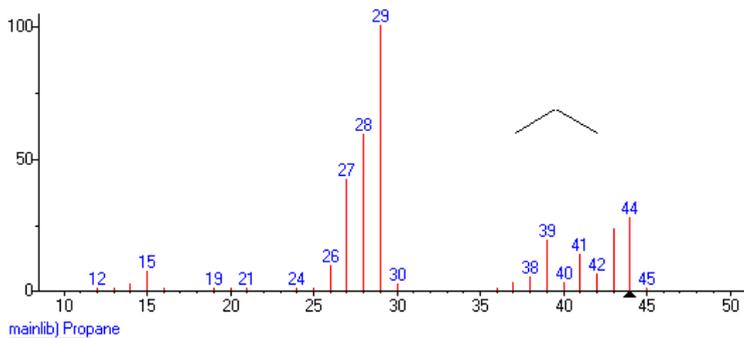
1. Propylene
2. 1-Propene
3. Methyleneethylene
4. 1-Propylene
5. CH₃CH=CH₂
6. Methyleneethene
7. NCI-C50077
8. UN 1075
9. UN 1077

Propano



MW: N/A ID#: 1727 DB: Text File
 7 largest peaks:
 29 999 | 28 663 | 27 316 | 43 290 | 44 266 |
 39 141 | 17 19 |
 Synonyms:
 no synonyms.

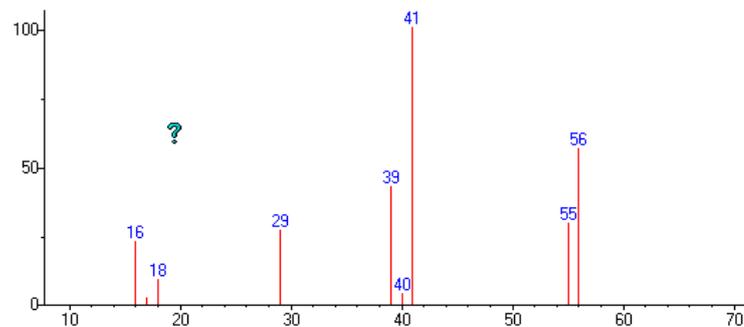
Prob. (%)	Name
95.8	Propane



Name: Propane
 Formula: C₃H₈
 MW: 44 CAS#: 74-98-6 NIST#: 18863 ID#: 399 DB: mainlib
 Other DBs: Fine, TSCA, RTECS, USP, HODOC, EINECS, IR
 10 largest peaks:
 29 999 | 28 587 | 27 419 | 44 274 | 43 231 |
 39 189 | 41 134 | 26 91 | 15 72 | 42 60 |
 Synonyms:
 1. n-Propane
 2. Dimethylmethane
 3. Freon 290
 4. Liquefied petroleum gas
 5. Lpg
 6. Propyl hydride
 7. R 290
 8. C3H8
 9. UN 1075

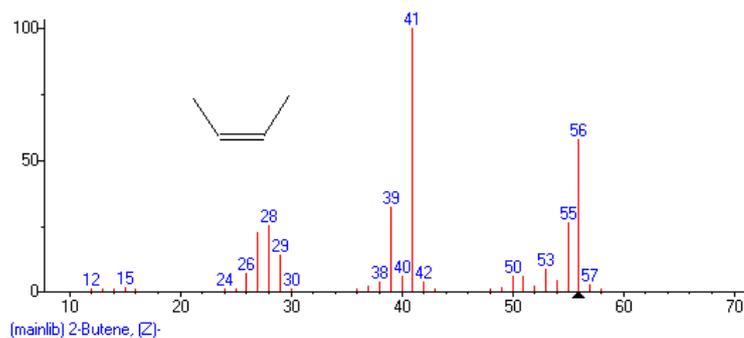
mainlib) Propane

2-Buteno



MW: N/A ID#: 1781 DB: Text File
 9 largest peaks:
 41 999 | 56 561 | 39 424 | 55 290 | 29 265 |
 16 225 | 18 87 | 40 38 | 17 25 |
 Synonyms:
 no synonyms.

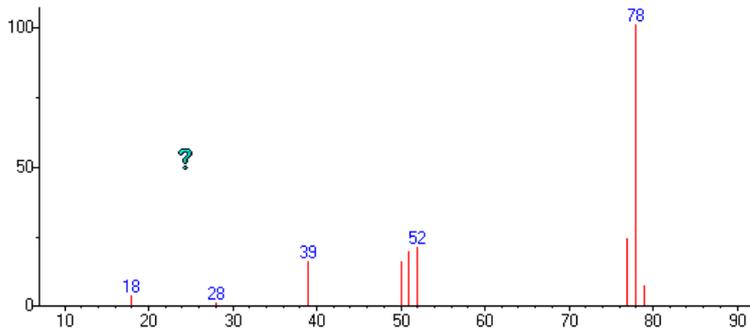
Prob. (%)	Name
30.8	2-Butene, (Z)-



Name: 2-Butene, (Z)-
 Formula: C₄H₈
 MW: 56 CAS#: 590-18-1 NIST#: 18914 ID#: 2737 DB: main
 Other DBs: TSCA, HODOC, EINECS
 10 largest peaks:
 41 999 | 56 571 | 39 314 | 55 259 | 28 247 |
 27 219 | 29 136 | 53 83 | 26 67 | 40 58 |
 Synonyms:
 1. (Z)-2-Butene
 2. cis-Butene
 3. cis-Butylene
 4. cis-1,2-Dimethylethylene
 5. cis-2-Butene
 6. (Z)-2-C4H8
 7. Dimethylethylene
 8. [(Z)-2-Butene #

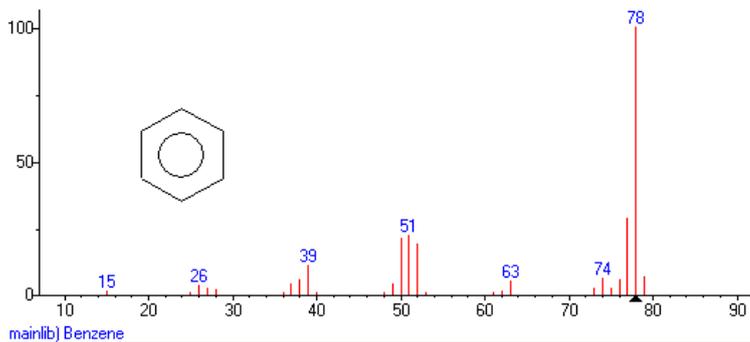
mainlib) 2-Butene, (Z)-

Benceno



Mw: N/A ID#: 1752 DB: Text File
 9 largest peaks:
 78 939 | 77 234 | 52 208 | 51 190 | 39 155 |
 50 154 | 79 67 | 18 32 | 28 11
 Synonyms:
 no synonyms.

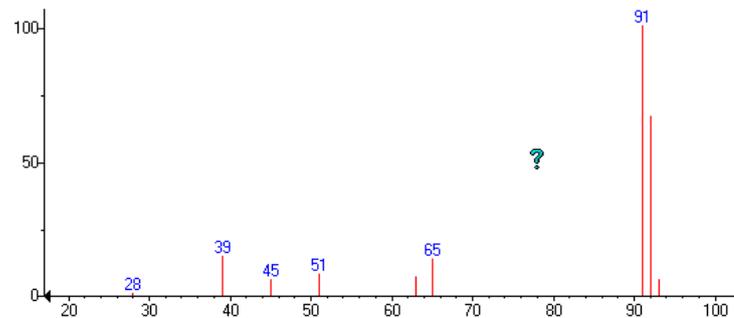
Prob. (%)	Name
62.8	Benzene



Name: Benzene
 Formula: C₆H₆
 Mw: 78 CAS#: 71-43-2 NIST#: 114388 ID#: 41198 DB: ma
 Other DBs: Fine, TSCA, RTECS, EPA, HODOC, NIH, EINEC
 Contributor: NIST Mass Spectrometry Data Center, 1990.
 10 largest peaks:
 78 999 | 77 283 | 51 221 | 50 208 | 52 188 |
 39 111 | 79 65 | 74 62 | 76 58 | 38 56 |
 Synonyms:
 1.[6]Annulene
 2.Benzol
 3.Benzole
 4.Coal naphtha
 5.Cyclohexatriene
 6.Phenyl hydride
 7.Pyrobenzol
 8.Pyrobenzole

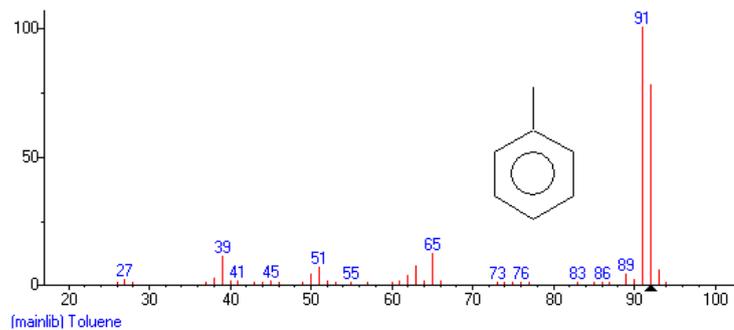
(mainlib) Benzene

Tolueno



Mw: N/A ID#: 1789 DB: Text File
 10 largest peaks:
 91 999 | 92 663 | 39 147 | 65 137 | 51 77 |
 63 68 | 45 59 | 93 58 | 18 10 | 28 51
 Synonyms:
 no synonyms.

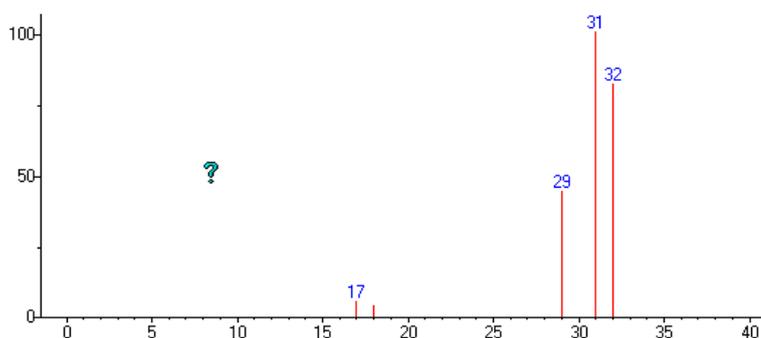
Prob. (%)	Name
52.2	Toluene



Name: Toluene
 Formula: C₇H₈
 Mw: 92 CAS#: 108-88-3 NIST#: 227551 ID#: 51664 DB: mc
 Other DBs: Fine, TSCA, RTECS, EPA, HODOC, NIH, EINEC
 Contributor: Japan AIST/NIMC Database- Spectrum MS-NW
 10 largest peaks:
 91 999 | 92 776 | 65 121 | 39 107 | 63 74 |
 51 64 | 93 54 | 50 41 | 89 39 | 62 32 |
 Synonyms:
 1.Benzene, methyl
 2.Methacide
 3.Methylbenzene
 4.Methylbenzol
 5.Phenylmethane
 6.Antisal 1a
 7.Toluol
 8.Methane, phenyl-

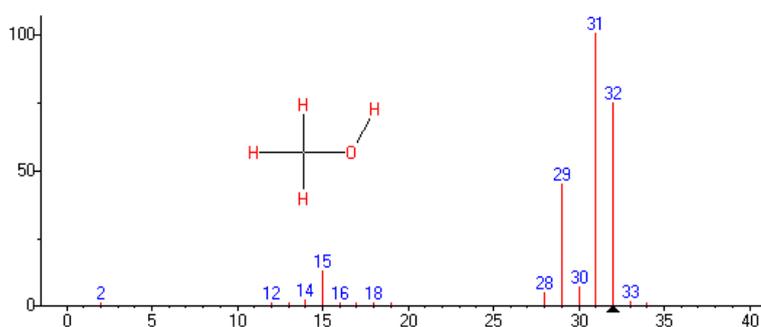
(mainlib) Toluene

Metanol



Mw: N/A ID#: 1756 DB: Text File
 5 largest peaks:
 31 999 | 32 817 | 29 441 | 17 55 | 18 39 |
 Synonyms:
 no synonyms.

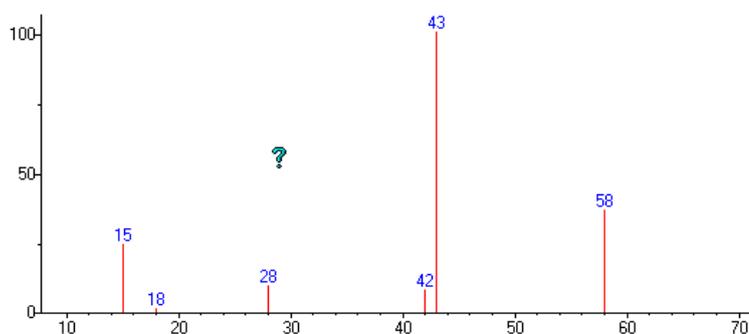
Prob. (%)	Name
95.7	Methyl Alcohol



Name: Methyl Alcohol
 Formula: CH₄O
 Mw: 32 CAS#: 67-56-1 NIST#: 229809 ID#: 1342 DB: mair
 Other DBs: Fine, TSCA, RTECS, EPA, USP, HODOC, NIH,
 Contributor: Japan AIST/NIMC Database- Spectrum MS-NW
 10 largest peaks:
 31 999 | 32 743 | 29 445 | 15 123 | 30 64 |
 28 45 | 14 16 | 33 11 | 18 7 | 13 6 |
 Synonyms:
 1. Methanol
 2. Carbinol
 3. Methyl hydroxide
 4. Methylol
 5. Monohydroxymethane
 6. Wood alcohol
 7. CH₃OH
 8. Colonial spirit

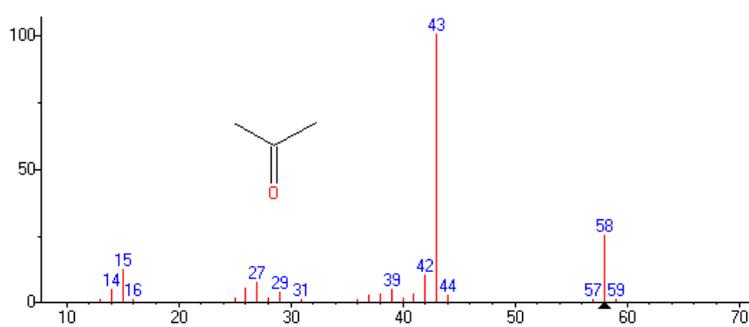
(mainlib) Methanol

Acetona



Mw: N/A ID#: 1736 DB: Text File
 6 largest peaks:
 43 999 | 58 361 | 15 239 | 28 93 | 42 80 |
 18 14 |
 Synonyms:
 no synonyms.

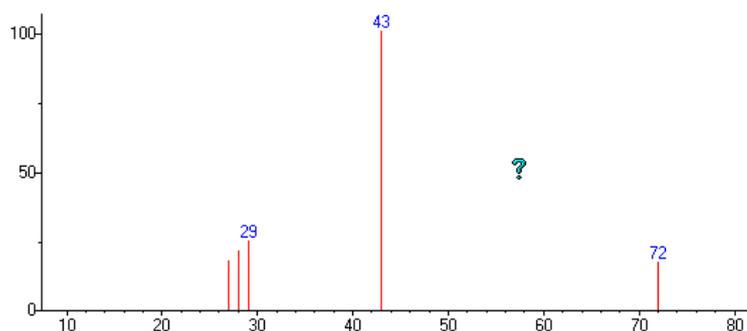
Prob. (%)	Name
76.2	Acetone



Name: Acetone
 Formula: C₃H₆O
 Mw: 58 CAS#: 67-64-1 NIST#: 114413 ID#: 7469 DB: mair
 Other DBs: Fine, TSCA, RTECS, EPA, USP, HODOC, NIH, I
 Contributor: NIST Mass Spectrometry Data Center, 1990.
 10 largest peaks:
 43 999 | 58 248 | 15 120 | 42 96 | 27 70 |
 26 49 | 39 46 | 14 45 | 29 36 | 38 28 |
 Synonyms:
 1. 2-Propanone
 2. β-Ketopropane
 3. Dimethyl ketone
 4. Dimethylformaldehyde
 5. Methyl ketone
 6. Propanone
 7. Pyroacetic ether
 8. (CH₃)₂CO

(mainlib) Acetone

2-Butanona



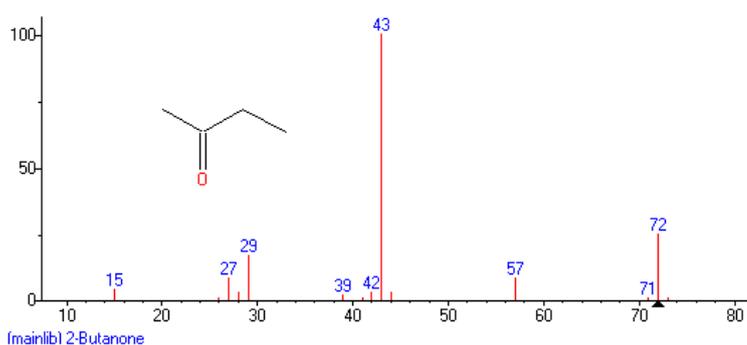
Mw: N/A ID#: 1758 DB: Text File

5 largest peaks:

43 999 | 29 246 | 28 212 | 27 174 | 72 169 |

Synonyms:

no synonyms.



Name: 2-Butanone

Formula: C₄H₈O

Mw: 72 CAS#: 78-93-3 NIST#: 50206 ID#: 8393 DB: mainlib

Other DBs: Fine, TSCA, RTECS, EPA, HODOC, EINECS, IR

Contributor: CARL DJERASSI DEPT OF CHEM STANFORD

10 largest peaks:

43 999 | 72 250 | 29 170 | 27 80 | 57 80 |

15 40 | 28 30 | 42 30 | 44 30 | 39 20 |

Synonyms:

1. Butan-2-one

2. Butanone

3. Ethyl methyl ketone

4. Ketone, methyl ethyl

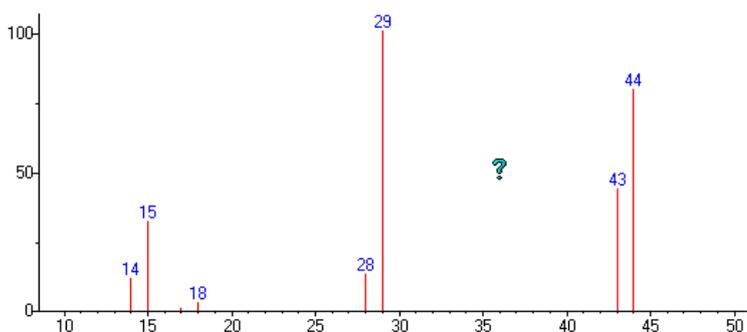
5. Methyl ethyl ketone

6. MEK

7. C₂H₅COCH₃

8. Acetone, methyl-

Acetaldehido



Mw: N/A ID#: 1729 DB: Text File

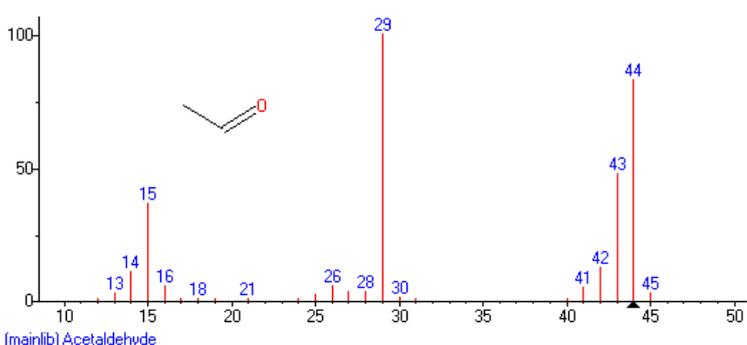
8 largest peaks:

29 999 | 44 790 | 43 434 | 15 315 | 28 129 |

14 115 | 18 30 | 17 5 |

Synonyms:

no synonyms.



Name: Acetaldehyde

Formula: C₂H₄O

Mw: 44 CAS#: 75-07-0 NIST#: 227634 ID#: 485 DB: mainlib

Other DBs: Fine, TSCA, RTECS, EPA, HODOC, NIH, EINEC

Contributor: Japan AIST/NIMC Database- Spectrum MS-NW

10 largest peaks:

29 999 | 44 825 | 43 474 | 15 364 | 42 127 |

14 108 | 16 56 | 26 54 | 41 50 | 27 35 |

Synonyms:

1. Acetic aldehyde

2. Ethanal

3. Ethyl aldehyde

4. CH₃CHO

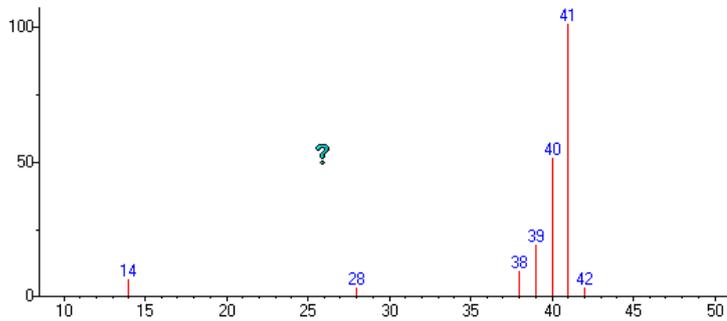
5. Acetaldehyd

6. Aldehyde acetique

7. Aldeide acetica

8. NCI-C56326

Acetonitrilo



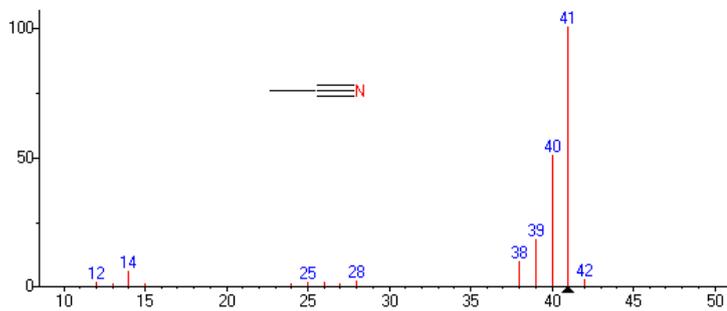
Mw: N/A ID#: 1732 DB: Text File

7 largest peaks:

41 999 | 40 506 | 39 186 | 38 91 | 14 58 |
42 28 | 28 27 |

Synonyms:

no synonyms.



Name: Acetonitrile

Formula: C₂H₃N

Mw: 41 CAS#: 75-05-8 NIST#: 228221 ID#: 2077 DB: mair

Other DBs: Fine, TSCA, RTECS, EPA, HODOC, NIH, EINEC

Contributor: Japan AIST/NIMC Database- Spectrum MS-NW

10 largest peaks:

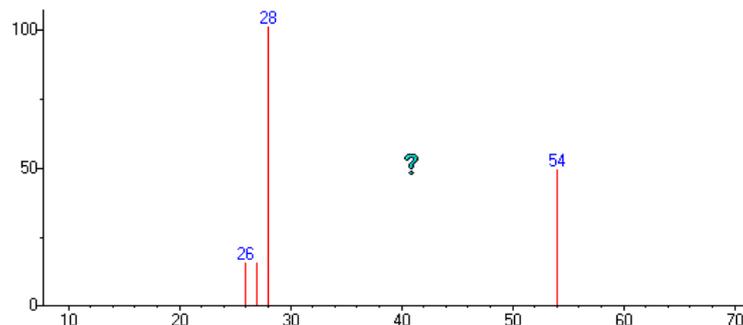
41 999 | 40 503 | 39 176 | 38 92 | 14 54 |
42 26 | 28 21 | 26 15 | 12 14 | 25 12 |

Synonyms:

1. Cyanomethane
2. Ethanenitrile
3. Ethyl nitrile
4. Methane, cyano-
5. Methanecarbonitrile
6. Methyl cyanide
7. CH₃CN
8. Acetonitril

(mainlib) Acetonitrile

Propanonitrilo



Mw: N/A ID#: 1738 DB: Text File

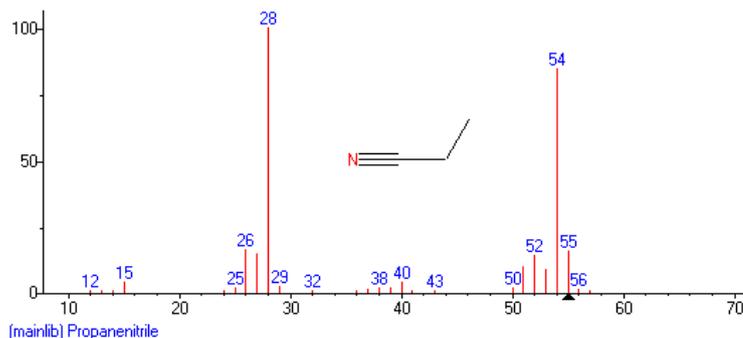
4 largest peaks:

28 999 | 54 486 | 26 150 | 27 150 |

Synonyms:

no synonyms.

Prob. (%)	Name
92.2	Propanenitrile



Name: Propanenitrile

Formula: C₃H₅N

Mw: 55 CAS#: 107-12-0 NIST#: 227644 ID#: 185 DB: main

Other DBs: Fine, TSCA, RTECS, EPA, HODOC, NIH, EINEC

Contributor: Japan AIST/NIMC Database- Spectrum MS-NW

10 largest peaks:

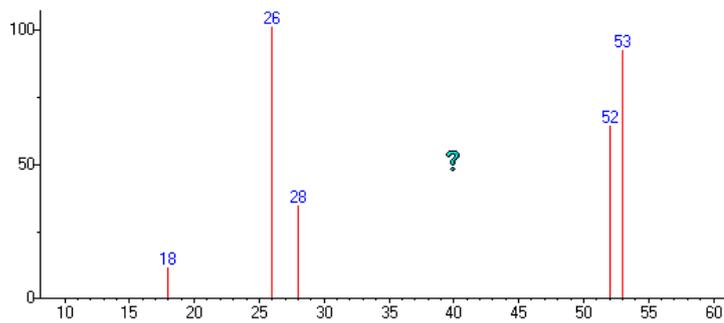
28 999 | 54 845 | 26 162 | 55 155 | 27 146 |
52 140 | 51 101 | 53 87 | 15 41 | 40 41 |

Synonyms:

1. Propionitrile
2. Cyanoethane
3. Ether cyanatus
4. Ethyl cyanide
5. Hydrocyanic ether
6. Propionic nitrile
7. Propionitrile
8. Propylnitrile

(mainlib) Propanenitrile

2-Propenenitrilo



Mw: N/A ID#: 1737 DB: Text File

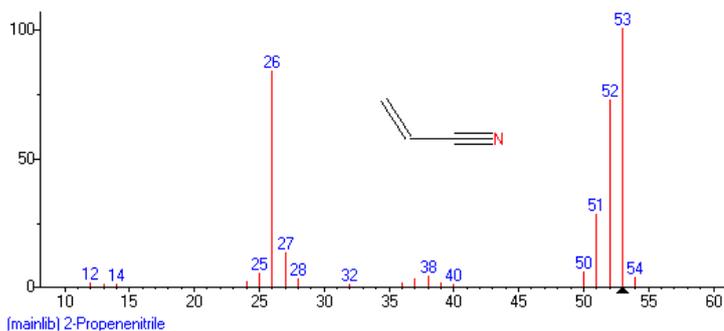
5 largest peaks:

26 999 | 53 911 | 52 632 | 28 338 | 18 109 |

Synonyms:

no synonyms.

Prob. ...	Name
98.2	2-Propenenitrile



Name: 2-Propenenitrile

Formula: C₃H₃N

Mw: 53 CAS#: 107-13-1 NIST#: 228280 ID#: 16675 DB: m:

Other DBs: Fine, TSCA, RTECS, EPA, HODOC, NIH, EINEC

Contributor: Japan AIST/NIMC Database- Spectrum MS-NW

10 largest peaks:

53 999 | 26 835 | 52 720 | 51 281 | 27 131 |

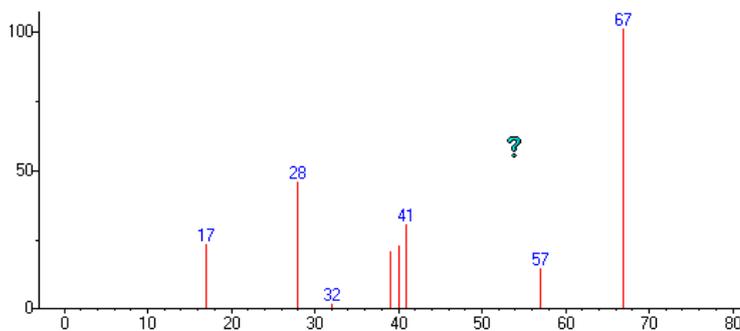
50 57 | 25 53 | 38 41 | 54 35 | 37 29 |

Synonyms:

1. Acrylonitrile
2. Acrylon
3. Carbacryl
4. Cyanoethylene
5. Fumigrain
6. Propenenitrile
7. Ventox
8. Vinyl cyanide

(mainlib) 2-Propenenitrile

Pirrol



Mw: N/A ID#: 1767 DB: Text File

8 largest peaks:

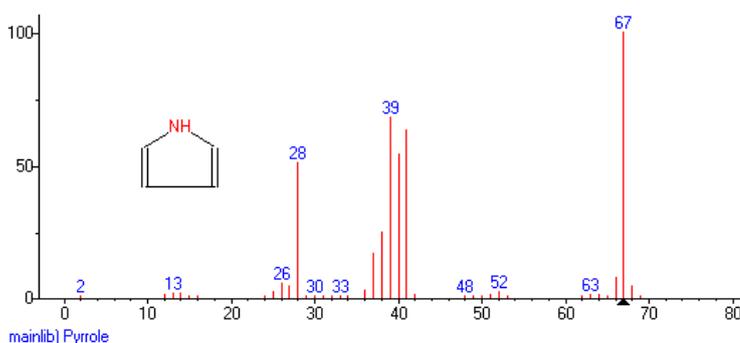
67 999 | 28 451 | 41 298 | 17 226 | 40 221 |

39 199 | 57 141 | 32 14 |

Synonyms:

no synonyms.

Prob. (%)	Name
86.2	Pyrrrole



Name: Pyrrole

Formula: C₄H₅N

Mw: 67 CAS#: 109-97-7 NIST#: 34529 ID#: 28364 DB: mai

Other DBs: Fine, TSCA, RTECS, HODOC, NIH, EINECS, IRI

Contributor: U.S. BUREAU OF MINES, LARAMIE, WY0, US

10 largest peaks:

67 999 | 39 678 | 41 630 | 40 538 | 28 509 |

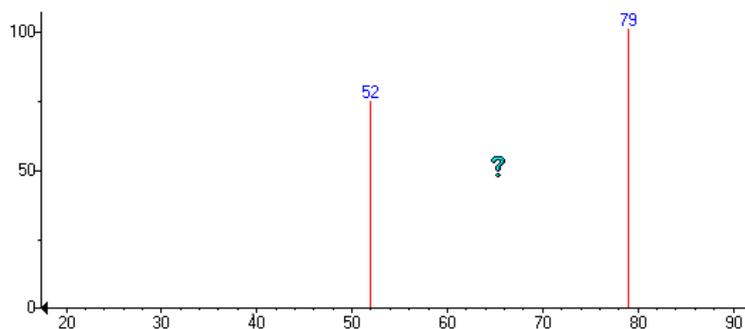
38 250 | 37 170 | 66 78 | 26 56 | 68 47 |

Synonyms:

1. 1H-Pyrrole
2. Azole
3. Divinyliminine
4. Imidole
5. Monopyrrole
6. Pyrrol
7. 1-Aza-2,4-cyclopentadiene
8. Divinyleneimine

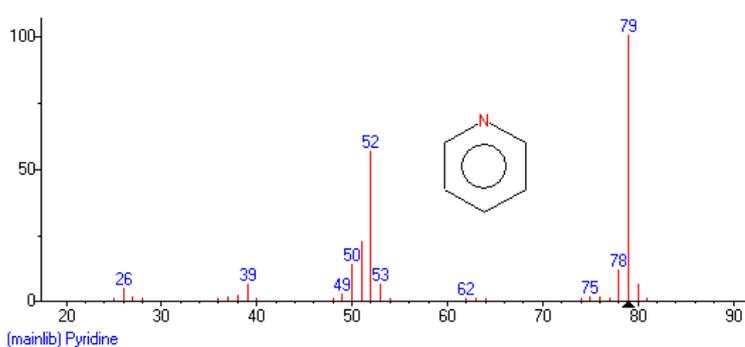
(mainlib) Pyrrole

Piridina



Mw: N/A ID#: 1768 DB: Text File
 3 largest peaks:
 79 999 | 52 738 | 18 83 |
 Synonyms:
 no synonyms.

Prob. (%)	Name
93.7	Pyridine



Name: Pyridine
 Formula: C₅H₅N
 Mw: 79 CAS#: 110-86-1 NIST#: 227742 ID#: 41591 DB: m
 Other DBs: Fine, TSCA, RTECS, EPA, HODOC, NIH, EINEC
 Contributor: Japan AIST/NIMC Database- Spectrum MS-NW
 10 largest peaks:
 79 999 | 52 559 | 51 222 | 50 135 | 78 112 |
 80 62 | 53 60 | 39 59 | 26 46 | 49 25 |
 Synonyms:
 1. Azabenzene
 2. Azine
 3. NCI-C55301
 4. Piridina
 5. Piydyna
 6. Pyridin
 7. Rora waste number U196
 8. UN 1282

(mainlib) Pyridine

ANEXO II

En las siguientes tablas se muestran los datos necesarios para construir la curva de calibración que ayudo a la cuantificación de carbonatos y materia orgánica.

Datos de Blancos

Blanco	Ion 44 (CO ₂)
1	5.38E+04
2	5.40E+04
3	5.72E+04
4	3.41E+04
5	6.87E+04
6	8.48E+04
Promedio	5.88E+04
Desv. Est.	1.69E+04

Datos de curva de calibración

1	Replica	Peso (g)	g de Carbono	µg de Carbono	Área	Área-Blanco
	a	0.00003	2.97E-06	2.97	106064	106064
	b	0.00003	2.97E-06	2.97	71655	71655
	c	0.00003	2.97E-06	2.97	72405	72405
	Promedio			2.97		83375
	Desv. Est.					19653

2	Replica	Peso (g)	g de Carbono	µg de Carbono	Área	Área-Blanco
	a	0.00007	6.92E-06	6.92	503923	445145
	b	0.00007	6.92E-06	6.92	468314	409536
	c	0.00007	6.92E-06	6.92	324789	266011
	Promedio			6.92		373564
	Desv. Est.					94830

3	Replica	Peso (g)	g de Carbono	µg de Carbono	Área	Área-Blanco
	a	0.00016	1.58E-05	15.81	706108	647330
	b	0.00016	1.58E-05	15.81	650948	592170
	c	0.00016	1.58E-05	15.81	650948	592170
	Promedio			15.81		610556
	Desv. Est.					31847

4	Replica	Peso (g)	g de Carbono	µg de Carbono	Área	Área-Blanco
	a	0.00022	2.17E-05	21.74	919438	860660
	b	0.00026	2.57E-05	25.70	935032	876254
	c	0.00029	2.87E-05	28.66	975438	916660
	Promedio			25.37		884524
	Desv. Est.					28902

5	Replica	Peso (g)	g de Carbono	µg de Carbono	Área	Área-Blanco
	a	0.00033	3.26E-05	32.62	1231779	1173001
	b	0.00034	3.36E-05	33.60	1204772	1145994
	c	0.00034	3.36E-05	33.60	1246132	1187354
	Promedio			33.27		1168783
	Desv. Est.					21000

6	Replica	Peso (g)	g de Carbono	µg de Carbono	Área	Área-Blanco
	a	0.0004	3.95E-05	39.53	1476334	1417556
	b	0.0004	3.95E-05	39.53	1476334	1417556
	c	0.00041	4.05E-05	40.52	1607195	1548417
	Promedio			39.86		1461176
	Desv. Est.					75553

7	Replica	Peso (g)	g de Carbono	µg de Carbono	Área	Área-Blanco
	a	0.00047	4.65E-05	46.45	1778982	1720204
	b	0.0005	4.94E-05	49.42	1726830	1668052
	c	0.0005	4.94E-05	49.42	1847722	1788944
	Promedio			48.43		1725733
	Desv. Est.					60635

8	Replica	Peso (g)	g de Carbono	µg de Carbono	Área	Área-Blanco
	a	0.0006	5.93E-05	59.30	2169210	2110432
	b	0.00062	6.13E-05	61.28	2373484	2314706
	c	0.00063	6.23E-05	62.27	2151302	2092524
	Promedio			60.95		2172554
	Desv. Est.					123432

En la primera columna se encuentra el número del punto que construye a la curva, en la segunda columna se encuentra el peso total del carbonato de magnesio en su forma básica y pentahidratada $[4(\text{MgCO}_3) \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}]$. La tercera columna corresponde a la cantidad de Carbono que tiene carbonato de magnesio en su forma básica. La última columna corresponde al área de dióxido de carbono que fue liberado del proceso de pirólisis menos el promedio del área del blanco.

ANEXO III

Los límites de detección y cuantificación fueron calculados mediante las siguientes ecuaciones:

$$LD = y_B + 3s_B$$

$$LQ = y_B + 10s_B$$

Como la curva de calibración fue realizada por estándar externo, el promedio y desviación estándar de los blancos se realizaron con la pirólisis del tubo de cuarzo vacío, puesto que nuestro estándar externo fue solamente el carbonato de magnesio en su forma básica. Por lo tanto los blancos son los siguientes 6 repeticiones.

Blanco	Ion 44 (CO ₂)
1	5.38E+04
2	5.40E+04
3	5.72E+04
4	3.41E+04
5	6.87E+04
6	8.48E+04
Promedio (y_B)	5.88E+04
Desv. Est. (s_B)	1.69E+04

ANEXO IV

En la siguiente tabla se encuentran los datos de área de los correspondientes blancos de suelo.

Replica	Peso (g)	Área
1	0.02475	36316
2	0.04164	33966
3	0.03974	29089
4	0.03947	32338
	Promedio	32927
	Desv. Est.	3035

Para calcular el recobro promedio se utilizó la siguiente tabla; donde se puede observar en la segunda columna la cantidad de carbonato de magnesio en su forma básica fue agrado al suelo lavado. En la tercera columna se calcula la cantidad de carbono que contenía ese carbonato de magnesio agregado. La quinta columna alberga el valor del área obtenida por la muestra, menos el promedio del blanco. Posteriormente en la sexta columna se observan la cantidad de carbono obtenido mediante la extrapolación de las áreas de la columna 5 en la ecuación de la curva de calibración. La columna final tiene el porcentaje de recobro del carbono agregado con respecto al carbono obtenido.

#	g de CaCO ₃	µg de C (agregados)	Área	Área-Blanco	µg de C (obtenidos)	% Recobro
1	0.00010	10.09	318451	285524	8.21	81.33
2	0.00010	10.17	344616	311689	8.96	88.06
3	0.00021	20.65	565842	532915	15.31	74.18
4	0.00021	20.64	626794	593867	17.07	82.70
5	0.00021	20.59	535209	502282	14.43	70.11
6	0.00021	20.53	685440	652513	18.75	91.35
					Promedio	81.29
					Desv. Est.	8.05
					%CV	9.91

ANEXO V

Dosis (MGy)	Replica	Peso (g)	CO2(44)	CO2(44)-Blanco	μ de C	μ de C/g [ppm de C]	Promedio	Desv. Est.
	0 MGy	a	0.0293	5626608	5520815	158.66		
	b	0.0324	6401606	6286398	180.66	5575.82		
	c	0.0623	8947204	8831996	253.81	4074.01		
4 MGy	Replica	Peso (g)	CO2(44)	CO2(44)-Blanco	μ de C	μ de C/g [ppm de C]	Promedio	Desv. Est.
	a	0.0426	5168304	5053096	145.21	3408.78		
	b	0.0406	4801667	4686459	134.68	3317.19		
	c	0.0428	5650667	5535459	159.08	3716.73		
7 MGy	Replica	Peso (g)	CO2(44)	CO2(44)-Blanco	μ de C	μ de C/g [ppm de C]	Promedio	Desv. Est.
	a	0.0538	2293983	2178775	62.61	1163.81		
	b	0.0412	2060222	1945014	55.90	1356.68		
	c	0.0538	2224138	2108930	60.61	1126.50		
10 MGy	Replica	Peso (g)	CO2(44)	CO2(44)-Blanco	μ de C	μ de C/g [ppm de C]	Promedio	Desv. Est.
	a	0.0492	952071	836863	24.05	488.81		
	b	0.0529	973879	858671	24.68	466.47		
	c	0.0512	954155	838947	24.11	470.89		
13 MGy	Replica	Peso (g)	CO2(44)	CO2(44)-Blanco	μ de C	μ de C/g [ppm de C]	Promedio	Desv. Est.
	a	0.0598	1593572	1478364	42.48	710.45		
	b	0.0626	1867016	1751808	50.34	804.20		
	c	0.0537	1717970	1602762	46.06	857.72		
16 MGy	Replica	Peso (g)	CO2(44)	CO2(44)-Blanco	μ de C	μ de C/g [ppm de C]	Promedio	Desv. Est.
	a	0.0630	2216375	2101167	60.38	958.45		
	b	0.0647	2082311	1967103	56.53	873.72		
	c	0.0542	1931908	1816700	52.21	963.24		

Promedio del blanco= 115208

ANEXO VI

0 MGy		Peso (g)	Metano	Eteno	Etano	1-Propeno	Propano	Acetaldehido	2-Buteno	Acetonitrilo	Acetona
	A	0.0293	360918	184938	29270	143340	45206	79209	79026	241126	92077
	B	0.0324	444892	242430	38331	160174	49889	100221	85795	300513	99033
	C	0.0623	500038	509207	47269	244170	68676	144326	133394	418935	148614

0 MGy	Benceno		Piridina	Tolueno	Σ	µg de C	µg de C/g	Promedio	Desv. Est.
	87094		42917	216564	1.60E+06	46.03	1570.95	1468.10	154.21
	56626		42132	119119	1.74E+06	49.98	1542.57		
	158752		81185	343728	2.80E+06	80.42	1290.79		

4 MGy		Peso (g)	Metano	Eteno	Etano	1-Propeno	Propano	Acetaldehido	Acetonitrilo	Acetona	2-Propenonitrilo
	A	0.0426	558596	313292	149791	151984	37546	48642	219120	60684	9496
	B	0.0406	518915	276809	145928	145638	35967	42525	334684	65402	10026
	C	0.0428	627470	298166	167747	167867	41247	46389	340065	65753	11798

4 MGy	Propanonitrilo	Benceno	Tolueno	2-Butanona	Butanonitrilo	Metanol	Σ	µg de C	µg de C/g	Promedio	Desv. Est.
	48354	87949	84350	21307	7019	20895	1.82E+06	52.27	1227.10	1309.24	82.38
	49360	91702	82706	23156	7706	18456	1.85E+06	53.14	1308.75		
	60033	107235	86535	24348	7671	20607	2.07E+06	59.57	1391.85		

7 MGy	Muestra	Peso (g)	Metano	Eteno	Etano	1-Propeno	Propano	Acetaldehido	Acetonitrilo	Acetona	Propanonitrilo
	A	0.0538	197202	89034	50269	64535	13096	16156	94951	27795	15123
	B	0.0412	169227	82966	42321	55982	9731	15653	83368	23645	13496
	C	0.0538	199459	85442	53302	63953	13686	16205	100790	26854	15958

7 MGy	Benceno	Tolueno	Σ	µg de C	µg de C/g	Promedio	Desv. Est.
	46983	72986	6.88E+05	19.78	367.57	385.00	28.70
	41818	61249	5.99E+05	17.23	418.13		
	44612	71110	6.91E+05	19.87	369.30		

10 MGy	Muestra	Peso (g)	Metano	Eteno	Etano	1-Propeno	Propano	Acetaldehido	Acetonitrilo	Acetona	2-Butanona
	A	0.0492	65001	46821	22328	26604	5986	9569	44919	14138	6238
	B	0.0529	77300	54421	25375	29085	7309	9332	43676	13555	6394
	C	0.0512	68509	54436	24424	30172	6833	10421	48340	13735	7424

10 MGy	Propanonitrilo	Benceno	Pirrol	Tolueno	Σ	µg de C	µg de C/g	Promedio	Desv. Est.
	9176	15592	4008	16454	2.87E+05	8.24	167.54	172.97	5.88
	8434	18271	5279	18454	3.17E+05	9.11	172.15		
	10673	18556	6535	19232	3.19E+05	9.18	179.21		

13 MGy	Muestra	Peso (g)	Metano	Eteno	Etano	1-Propeno	Propano	Acetaldehido	Acetonitrilo	Acetona	Propanonitrilo
	A	0.0598	121519	51674	31064	37488	19701	12019	72937	19574	20383
	B	0.0626	135422	58379	32725	41141	6541	12338	77183	20446	12921
	C	0.0537	150198	61540	37289	43894	7848	10197	76088	20334	11998

13 MGy	Benceno	Pirrol	Piridina	Tolueno	Σ	µg de C	µg de C/g	Promedio	Desv. Est.
	56179	8818	11884	84024	5.47E+05	15.73	262.99	253.97	26.58
	32135	5793	6066	46958	4.88E+05	14.03	224.05		
	5775	32922	7862	47656	5.14E+05	14.76	274.85		

16 MGy	Muestra	Peso (g)	Metano	Eteno	Etano	1-Propeno	Propano	Acetaldehido	Acetonitrilo	Acetona	Propanonitrilo
	A	0.063	153838	41786	36868	30965	8578	8578	97787	20767	14951
	B	0.0647	137012	39452	35961	29130	5879	8134	92821	21531	13650
	C	0.0542	134070	39101	32046	27371	5874	8132	94898	19670	12996

16 MGy	Benceno	Tolueno	Σ	$\mu\text{g de C}$	$\mu\text{g de C/g}$	Promedio	Desv. Est.
	35039	39154	4.88E+05	14.03	222.74	218.04	16.45
	29438	36713	4.50E+05	12.92	199.75		
	27095	35622	4.37E+05	12.55	231.64		

19 MGy	Muestra	Peso (g)	Metano	Eteno	Etano	1-Propeno	Propano	Acetaldehido
	A	0.0571	96050	24167	23539	19152	58822	12599
	B	0.0595	60645	17342	16058	10762	40095	8058
	C	0.0474	81941	20644	22142	14913	50214	9778

19 MGy	Propanonitrilo	Benceno	Tolueno	Σ	$\mu\text{g de C}$	$\mu\text{g de C/g}$	Promedio	Desv. Est.
	8890	20026	23047	2.86E+05	8.23	144.09	127.25	31.96
	6424	12900	14850	1.87E+05	5.38	90.38		
	7407	16054	19810	2.43E+05	6.98	147.27		

ANEXO VII

La grafica de descomposición de carbonatos presenta una curva exponencial que se comporta de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$y = [5142.90 \text{ ppm de C inorgánico}]e^{-0.1528MGy^{-1}(x)}$$

Donde despejaremos a la dosis (x) y obtenemos:

$$x = \frac{\ln \left[\frac{y}{5142.90 \text{ ppm de C inorgánico}} \right]}{-0.1528 \text{ MGy}^{-1}}$$

Y ahora sustituimos **y** por la cantidad de carbonatos que pudo haber detectado la misión vikingo en la superficie marciana (≈ 1 ppm)

$$x = \frac{\ln \left[\frac{1 \text{ ppm de C inorgánico}}{5142.90 \text{ ppm de C inorgánico}} \right]}{-0.1528 \text{ MGy}^{-1}}$$

$$x = 55.92 \text{ MGy}$$

Este valor es la dosis de radiación que se requiere para degradar hasta 1ppm el contenido de carbonatos en el Desierto de Mojave. Si consideramos que hace 3.5 mil millones de años Marte tuvo las mismas condiciones (concentraciones de carbonato) que el Desierto de Mojave, y que la dosis de radiación sobre la superficie marciana no ha variado (0.076 Gy/año), podemos obtener el tiempo en el cual los carbonatos fueron borrados de la superficie de Marte.

$$55.92 \text{ MGy} \left(\frac{10^6 \text{ Gy}}{1 \text{ MGy}} \right) \left(\frac{1 \text{ año}}{0.076 \text{ Gy}} \right) = 7.35 \times 10^8 \text{ años}$$

$$(3.5 \times 10^9 \text{ años} - 7.35 \times 10^8 \text{ años}) = 2.7641 \times 10^9 \text{ años} = 2.76 \text{ mil millones de años}$$

ANEXO VIII

La grafica de descomposición de la materia orgánica presenta una curva exponencial que se comporta de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$y = [1580.78 \text{ ppm de } C \text{ orgánico}]e^{-0.1411MGy^{-1}(x)}$$

Donde despejaremos a la dosis y obtenemos:

$$x = \frac{\ln \left[\frac{y}{1580.78 \text{ ppm de } C \text{ orgánico}} \right]}{-0.1411MGy^{-1}}$$

Y ahora sustituimos y por la cantidad de materia orgánica que tiene el desierto de Mojave.

$$x = \frac{\ln \left[\frac{1 \text{ ppm de } C \text{ orgánico}}{1580.78 \text{ ppm de } C \text{ orgánico}} \right]}{-0.1411 \text{ MGy}^{-1}}$$

$$x = 52.20 \text{ MGy}$$

Este valor es la dosis de radiación que se requiere para degradar hasta 1ppm el contenido de materia orgánica en el Desierto de Mojave. Si consideramos que hace 3.5 mil millones de años Marte tuvo las mismas condiciones (concentraciones de materia orgánica) que el Desierto de Mojave, y que la dosis de radiación sobre la superficie marciana no ha variado (0.076 Gy/año), podemos obtener el tiempo en el cual la materia orgánica fue borrada de la superficie de Marte.

$$52.20 \text{ MGy} \left(\frac{10^6 \text{ Gy}}{1 \text{ MGy}} \right) \left(\frac{1 \text{ año}}{0.076 \text{ Gy}} \right) = 6.86 \times 10^8 \text{ años}$$

$$(3.5 \times 10^9 \text{ años} - 6.86 \times 10^8 \text{ años}) = 2.8686 \times 10^9 \text{ años} = 2.81 \text{ mil millones de años}$$

ANEXO IX

Los datos de la siguiente tabla, registran las tasas de dosis de radiación absorbida a diferentes profundidades del suelo marciano.

Profundidad	Efectividad del blindaje del suelo (g/cm ²)	Tasas de dosis de Rayos C3smicos Gal3cticos (GCR) (mGy/año)
Superficie de Marte	0	76
-10 cm	28	96
-1m	280	36.4
-2m	560	8.7
-3m	840	1.8

Tomando en cuenta el contenido de carbonato y material org3nico que tiene el desierto de Mojave (an3logo marciano) y la tasa de degradaci3n que fue calculada en el Anexo VI y VII. Se calcula el tiempo en a3os que se requieren para degradar los rubros mencionados.

Ejemplos: Carbonatos

$$x = \frac{\ln \left[\frac{1 \text{ ppm de C inorg3nico}}{5142.90 \text{ ppm de C inorg3nico}} \right]}{-0.1528 \text{ MGy}^{-1}}$$

Dosis = 55.92 MGy

Para la profundidad de 10cm se tiene:

$$55.92 \text{ MGy} \left(\frac{10^6 \text{ Gy}}{1 \text{ MGy}} \right) \left(\frac{1 \text{ a3o}}{0.096 \text{ Gy}} \right) = 5.83 \times 10^8 \text{ a3os}$$

Material Org3nico

$$x = \frac{\ln \left[\frac{1 \text{ ppm de C org3nico}}{1580.78 \text{ ppm de C org3nico}} \right]}{-0.1411 \text{ MGy}^{-1}}$$

Dosis = 52.20 MGy

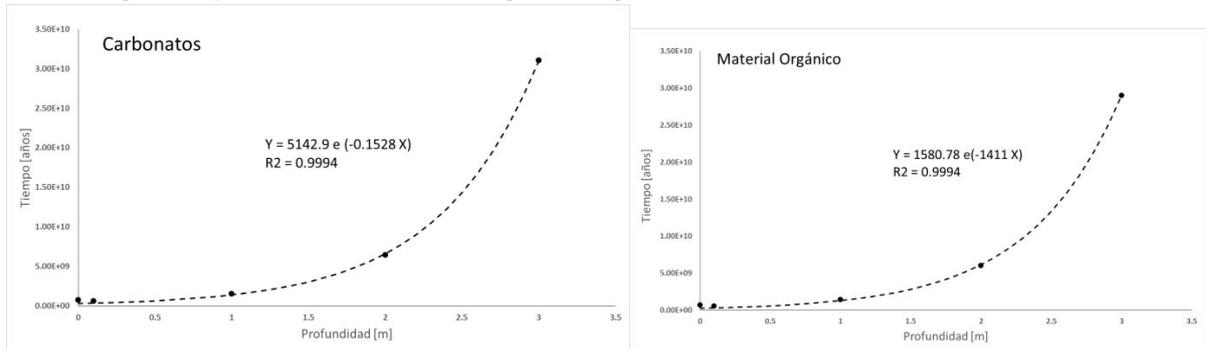
Para la profundidad de 10 cm se tiene:

$$52.20 \text{ MGy} \left(\frac{10^6 \text{ Gy}}{1 \text{ MGy}} \right) \left(\frac{1 \text{ a3o}}{0.096 \text{ Gy}} \right) = 5.44 \times 10^8 \text{ a3os}$$

Haciendo la misma operaci3n para las diferentes tasas de degradaci3n, se tiene lo siguiente:

Profundidad (m)	Tasa de dosis radiaci3n (Gy/a3o)	Tiempo (a3os)	
		Carbonatos	Material Org3nico
0	0.076	7.36E+08	6.87E+08
0.1	0.096	5.83E+08	5.44E+08
1	0.0364	1.54E+09	1.43E+09
2	0.0087	6.43E+09	6.00E+09
3	0.0018	3.11E+10	2.90E+10

Por consiguiente podemos construir los siguientes gráficos:



La ecuación obtenida de dicha curva fue útil para conocer a que profundidad deberíamos cavar para encontrar restos de material orgánico y carbonatos aun cuando han pasado 3.5 mil millones de años.

Resolviendo las ecuaciones se obtienen:

Carbonatos = 1.59 metros

Material Orgánico = 1.63 metros