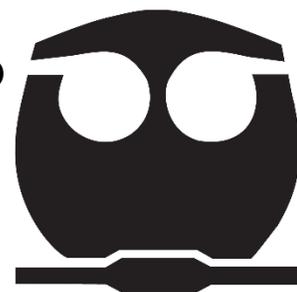




**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**  
**FACULTAD DE QUÍMICA**



**ESTUDIO DEL POTENCIAL ANÁLOGO EN PROCESOS DE  
FOSFOGÉNESIS DE MICROBIALITAS MEXICANAS EN MAARES  
DE PUEBLA, MEX.: ALCHICHICA, LA PRECIOSA Y QUECHULAC;  
CON ESTROMATOLITOS FÓSILES DE DEATH VALLEY,  
DESIERTO DE MOJAVE, EE. UU.**

**TESINA**

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE QUÍMICO**

**PRESENTA**

**EDGAR IVÁN VELASCO AGUIÑAGA**

**CDMX, 2022**



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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: Méndez Stivalet José Manuel

VOCAL: Luna Pabello Víctor Manuel

SECRETARIO: De la Rosa Canales José Guadalupe

1º SUPLENTE: Carreto Cortés José Martín Enrique

2º SUPLENTE: Zamora Martínez Olivia

SITIO DONDE SE DESARROLLÓ EL TEMA: Laboratorio de Química de Plasmas y Estudios Planetarios, Instituto de Ciencias Nucleares, UNAM.

ASESOR DEL TEMA: M en C. De la Rosa Canales José Guadalupe

SUSTENTANTE: Velasco Aguiñaga Edgar Iván

## **Agradecimientos Institucionales**

Este 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 y el M. en C. José Guadalupe De la Rosa Canales, con el apoyo de los proyectos DGAPA PAPIIT IN111619, DGAPA PAPIME PE102319, CONACYT 220626 y de la beca de Ayudante de Investigador otorgada por CONACYT con número de expediente de investigador 8753 y de ayudante 948815.

A la M. en C. Paola Molina Sevilla por su gran apoyo y útiles consejos para la generación de un trabajo más extenso y valioso, así como por la dedicación y tiempo que le dedicó a este escrito.

Al Dr. José Alfredo Rojas Vivas por sus grandes enseñanzas y consejos durante mi estancia en el laboratorio y la creación de este trabajo.

A mis sinodales M. en C. José Manuel Mendez Stivalet y Dr. Víctor Manuel Luna Pabello, por su aportaciones y sugerencias que me ayudaron a mejorar esta investigación.

# ÍNDICE

RESUMEN .....	5
1 INTRODUCCIÓN .....	6
1.1 JUSTIFICACIÓN .....	8
1.2 HIPÓTESIS .....	8
1.3 OBJETIVOS .....	9
2 ANTECEDENTES .....	10
2.1 FÓSFORO .....	10
2.1.1 <i>Importancia biológica del fósforo para la vida en la Tierra</i> .....	11
2.1.2 <i>Ciclo del fósforo</i> .....	13
2.1.3 <i>Fósforo en Marte</i> .....	16
2.2 MICROBIALITAS .....	19
2.2.1 <i>Microbialitas fósiles en Death Valley, Desierto de Mojave, EUA</i> .....	22
2.2.2 <i>Microbialitas mexicanas de la zona centro</i> .....	35
2.2.3 <i>Búsqueda de microbialitas en Marte</i> .....	52
2.3 FÓSFORO Y MICROBIALITAS.....	71
2.3.1 <i>Reciclaje de Fósforo</i> .....	71
2.3.2 <i>Fosfogénesis en microbialitas modernas</i> .....	73
2.3.3 <i>Fosfogénesis en microbialitas fósiles</i> .....	76
3 ANÁLISIS DE LAS CARACTERÍSTICAS DE LAS MICROBIALITAS TERRESTRES Y SU POTENCIAL PARA LA BÚSQUEDA DE VIDA EN MARTE	79
3.1 SIMILITUDES ENTRE MICROBIALITAS TERRESTRES FÓSILES Y MODERNAS .....	79
3.2 MICROBIALITAS TERRESTRES COMO ANÁLOGOS A POSIBLES ESTRUCTURAS ORGANOSEDIMENTARIAS EN MARTE .....	88
4 CONCLUSIONES .....	91
5 PERSPECTIVAS.....	94
6 REFERENCIAS.....	95

## Resumen

Las microbialitas fósiles son las primeras evidencias de vida en la Tierra y han evolucionado a lo largo del tiempo, preservando sus características fundamentales. Entre ellas, las microbialitas de Death Valley dan cuenta de una diversidad de ambientes de formación: Crystal Spring fue una formación cíclica que evolucionó en aguas de poca energía, con períodos de formación/decaimiento por cambios ambientales; Beck Spring, tiene una amplia variedad de morfologías asociadas a diferentes ambientes y comunidades microbianas similares; las fases carbonosas de Kingstone Peak indica su formación en épocas preglaciares, lo que indica que la formación de microbialitas aún se puede llevar a cabo si los nutrientes y las condiciones acuáticas son adecuadas; finalmente, la formación Noonday se caracteriza por una morfología fuertemente influida por el escape de gases de posible actividad microbiana.

Basados en el modelo de Halevy & Bachan (2017) para la evolución del pH oceánico terrestre, se propuesto que los maares mexicanos presentan características limnológicas similares a las del océano primitivo en que fueron formadas algunas microbialitas fósiles como las de Death Valley. Toda vez que, las estructuras organosedimentarias en La Preciosa y Quechulac presentan fases de aragonita, lo cual es muy similar a las formaciones de Beck Spring. Mientras que, en las microbialitas de Alchichica, el alto contenido de magnesio genera fases de hidromagnesita, que puede utilizarse como un análogo para la formación de dolomitas en el periodo precámbrico.

Con lo anterior, también se establece que existe similitud entre algunos paleoambientes marcianos con los lagos mexicanos. Por ende, estos lagos pueden ser usados como análogos respecto a algunas estructuras geológicas en Marte, como es el caso de Gillespie Lake Member, donde existiría la posibilidad de encontrar estructuras hidromagnesíticas, debido a la alta interacción del agua con las rocas ígneas de alto contenido magnésico. Mientras que Alchichica sería el mejor análogo respecto a las posibles tasas Mg/Ca en el Marte primitivo. En el caso de que estas tasas fuesen más bajas y las condiciones ambientales fueran diferentes, aun así, La Preciosa y Quechulac podrían servir como análogos.

# 1 Introducción

El fósforo, junto con los elementos carbón, hidrógeno, oxígeno, nitrógeno y azufre (CHONSP), es uno de los elementos más importantes para la vida y, aunque se han estudiado muy poco los procesos biogeoquímicos involucrados en su ciclo en la Tierra, aún hay interrogantes sin resolver sobre su reciclaje en sistemas acuáticos con bajas concentraciones (DeBruyn *et al.*, 2004), y sobre el origen de la mineralización de fosfatos por actividad microbiana durante el origen y evolución de la vida en la Tierra (Hiatt *et al.*, 2015). Lo cual se debe a que los minerales del fósforo no son químicamente reactivos en las condiciones ambientales que, probablemente, se presentaban en la Tierra primitiva, así como en las condiciones actuales de nuestro planeta, por ello, la acumulación de este elemento se asocia principalmente a la actividad biológica (Pasek *et al.*, 2015; Eckert & Nishri, 2014).

Aunado a esto, la búsqueda de vida fuera de la Tierra es un tópico que ha ido creciendo con el paso del tiempo. De hecho, uno de los principales objetivos de estudio ha sido el planeta Marte que, por razones históricas y evidencias derivadas de exploraciones espaciales, ha sido reconocido con el potencial de haber albergado vida en el pasado. McKay (1997) realizó un compendio de las distintas teorías del origen de la vida en la Tierra, concluyendo que el requisito universal para el surgimiento de la vida es la presencia de agua líquida, y que, para los primeros tiempos geológicos de Marte, hay evidencia consistente de su presencia. Además, este autor considera que los estromatolitos más antiguos podrían ser considerados como fósiles de la vida antigua en la Tierra.

Sin embargo, hasta la fecha, en Marte no se han detectado grandes depósitos de carbonatos que pudieran dar cuenta de este tipo de estructuras, y los percloratos en los suelos marcianos (Hecht *et al.*, 2009) no permiten estudiar el origen de las moléculas orgánicas presentes en este sustrato, por lo que se deben proponer otras estrategias para la búsqueda de vida en Marte. Ante esto, Weckwerth & Schidlowski (1995) y Mojzsis & Arrhenius (1998) han propuesto que los fosfatos son compuestos que pueden funcionar como indicadores de vida antigua, además de servir como minerales de fosilización en condiciones marcianas.

Por otro lado, Kaźmierczak *et al.* (2011) han propuesto que las formaciones de microbialitas del lago Alchichica pueden usarse no solo como análogos a los fósiles terrestres, sino también como análogos marcianos bajo las condiciones primitivas de Marte, así como las posibles microbialitas antiguas que podrían ser encontradas.

Por lo tanto, este trabajo busca relacionar la formación de microbialitas, así como su influencia en la acumulación de fósforo, con algunas características químicas y morfológicas terrestres, para determinar si es posible la existencia de estromatolitos en Marte, y qué estudios sobre estas formaciones pueden servir para determinar la biogenicidad de estructuras similares en el planeta rojo.

## 1.1 Justificación

Actualmente, los exploradores *Curiosity* y *Perseverance* de la Administración Nacional de Aeronáutica y el Espacio (NASA, por sus siglas en inglés), realizan estudios sobre la superficie de Marte. El primero tiene como objetivo determinar el pasado químico y geológico del cráter Gale y el potencial de Marte para albergar vida (Leshin *et al.*, 2013; Eigenbrode, 2018); y el segundo explorar posibles bioseñales físicas, químicas y geológicas presentes en el cráter Jezero, siendo la búsqueda de estromatolitos una posibilidad previamente planteada (Farley *et al.*, 2020; Murphy *et al.*, 2020). Por lo que estudiar las similitudes entre los procesos de formación de las microbialitas actuales de Puebla y las formaciones en Death Valley será un primer paso crucial para la analogía con ambientes marcianos antiguos, lo cual nos permitiría relacionar la vida en la Tierra con la posible vida en el pasado de Marte.

## 1.2 Hipótesis

A pesar de los cambios que los organismos vivos han tenido desde el surgimiento de la vida en la Tierra, las microbialitas han mantenido características esenciales en su formación. Por ende, existen similitudes entre las microbialitas terrestres actuales y las fósiles.

Bajo esta misma premisa, si las condiciones en Marte permitieron el desarrollo de vida en forma de estromatolitos y fueron similares a las terrestres, es posible que las microbialitas actuales y fósiles sirvan como análogos a posibles estromatolitos presentes en Marte.

## 1.3 Objetivos

### **Objetivo general**

Proponer a las microbialitas modernas de los lagos Alchichica, La Preciosa y Quechulac, así como a los estromatolitos fósiles de Death Valley como análogos a posibles estructuras organosedimentarias del planeta Marte.

### **Objetivos particulares**

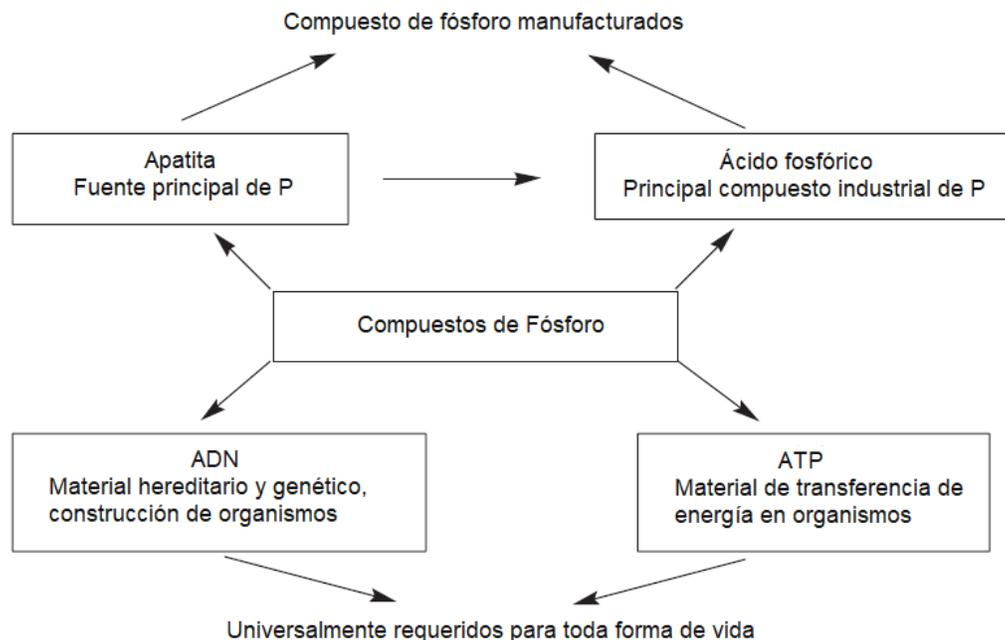
- Determinar similitudes entre las características físicas, químicas y geológicas de los lagos Alchichica, La Preciosa y Quechulac, Puebla, México, y de las microbialitas fósiles más destacadas de la sucesión de Death Valley, EE.UU., mediante una investigación documental, para conocer propiedades generales para el crecimiento de estructuras organosedimentarias.
- De la información más relevante y actual sobre los procesos fosfogénicos en las microbialitas actuales y fósiles, correlacionar procesos y características para definir su potencial como posibles análogos marcianos.
- Relacionar la existencia del ciclo del fósforo en la formación de microbialitas terrestres a lo largo del tiempo, con el propósito de establecer la existencia de depósitos de fosforitas como posible evidencia de vida en Marte.
- Mostrar las similitudes entre las microbialitas terrestres y distintas estructuras encontradas por algunas misiones espaciales en Marte, para indicar la probable presencia de estructuras organosedimentarias en el Planeta Rojo.

## 2 Antecedentes

### 2.1 Fósforo

El fósforo (P) es un elemento no metálico que pertenece al grupo 15 de la tabla periódica, cuyo número atómico es el 15 y tiene un peso atómico de 30.974 u.m.a. Es el 11° elemento más abundante en la corteza terrestre (Rudnick & Gao, 2013) y compite con el carbón (12° elemento más abundante en la corteza) para ser el bioelemento más importante debido a sus múltiples funciones biológicas (Corbridge, 2013).

Los depósitos fosfóricos son explotados principalmente para producir ácido fosfórico, que se usa para generar compuestos como fertilizantes (85-90% del uso total de P), síntesis de detergentes y productos alimenticios (Corbridge, 2013). La Figura 1 muestra un esquema de los usos más comunes (biológicos e industriales) y las relaciones entre estos.



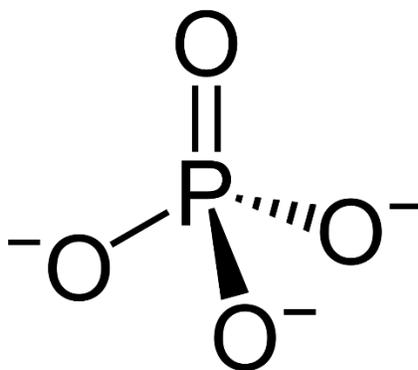
**Figura 1.** Relaciones entre los compuestos de fósforo y su importancia para la vida. Modificado de Corbridge (2013).

### 2.1.1 Importancia biológica del fósforo para la vida en la Tierra

El fósforo y el nitrógeno (N) son los elementos pnictogénicos (todos aquellos del grupo 15) más importantes. A pesar de que ambos son elementos esenciales para la vida, la química del fósforo es más parecida a la del Arsénico, también pnictogénico, debido a que posee una hibridación  $sp^3d$  formada por la promoción de un electrón del estado electrónico fundamental  $3s^3d$  al nivel  $3d$ . Por consiguiente, el fósforo es el único elemento biogénico que tiene propiedades influidas por orbitales 'd', que lo hace tener una química más rica (Maciá, 2005). De este modo, a pesar de ser dos elementos parecidos, el N y P tienen funciones muy distintas en los seres vivos.

El fósforo, a diferencia de los otros elementos biogénicos (C, H, O, N, S), que tienen por lo menos una especie volátil en condiciones terrestres, carece de este rasgo. Además, es el único bioelemento que se encuentra, principalmente, en un solo estado de oxidación ( $P^{+5}$ ) en la biosfera. Por lo tanto, la geoquímica del fósforo es distinta a la de los demás elementos y está dominada por interacciones roca-agua y química ácido-base (Falkowski *et al.*, 2008; Pasek *et al.*, 2017).

Debido a las condiciones de la atmósfera, los compuestos de fósforo predominantes en la corteza terrestre son los oxifosforos (compuestos con enlace P-O). A su vez, las sales inorgánicas más comunes son los fosfatos que contienen aniones  $PO_4^{3-}$  tetraédricos (Figura 2) (Corbridge, 2013), que también es la principal forma en la que se encuentran en los organismos vivos.



**Figura 2.** Estructura del fosfato. Imagen extraída de Leyo (2019).

A pesar de existir más de 300 minerales de fósforo diferentes, el grupo de la apatita  $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{F}, \text{OH}, \text{Cl})_2$  es el de mayor ocurrencia, siendo la fluorapatita  $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{F}_2$  el más común en depósitos sedimentarios. Asimismo, es común encontrar algunas variedades que han sido dopadas por carbonatos, hasta por encima del 25%,  $\text{Ca}_{10-x}(\text{PO}_4)_{6-x}(\text{CO}_3)_x(\text{F}, \text{OH})_2$ , donde  $x \approx 1$ , como la francolita, cuyo componente mayoritario es F, o dhallita, cuyo componente mayoritario es OH; además de especies donde hay remplazo de Ca por Mg de hasta 10%. Por otra parte, las impurezas más frecuentes en estos minerales son Fe, Al, cuarzos ( $\text{SiO}_2$ ), montmorillonita ( $(\text{Na}, \text{Ca})_{0.3}(\text{Al}, \text{Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) y materia orgánica (Corbridge, 2013).

A su vez, el P tienen una extensa y diversa gama de funciones biológicas, por ejemplo, proporciona la ligadura estable necesaria para la formación del RNA y DNA; contribuye a la estructura celular mediante los fosfolípidos; se utiliza como moneda de intercambio de energía bioquímica (ATP, fosfenol piruvato, creatina fosfato, etc.), y está presente en una gran variedad de metabolitos y modificaciones postestructurales de proteínas (Da Silva & Williams, 2001). Por todo lo anterior, es importante conocer los procesos físicos, químicos, geológicos y biológicos en los que se ve involucrado este elemento para poder establecer cuáles son las relaciones que existen a su alrededor y conocer el pasado, el presente y el futuro de la vida en la Tierra.

Cabe resaltar que la cantidad bruta de fósforo en la corteza terrestre es de apenas entre 0.10% y 0.12% (m/m), mientras que en agua dulce hay una concentración promedio de 0.02 mg/kg, y de 0.09 mg/L en el agua marina (Lutz & Newman, 2009). Esto contrasta enormemente con los organismos vivos, ya que, aproximadamente, el 1% de su peso total es fósforo (Corbridge, 2013; Pasek *et al.*, 2017). Lo cual indica que el fósforo es de vital importancia para la existencia, el desarrollo y el mantenimiento de la vida en la Tierra, por lo que debe haber mecanismos biológicos que concentran y reciclan el elemento en la biosfera.

### 2.1.2 Ciclo del fósforo

El fósforo es un nutriente esencial en la biosfera que, a diferencia de los demás bioelementos ampliamente distribuidos en la atmósfera, hidrosfera y litosfera, se encuentra disponible casi exclusivamente en la litosfera. Razón por la cual se vuelve fundamental en las interacciones inorgánicas y orgánicas de la biósfera como fuerza motriz y reguladora detrás de la productividad biológica. Al mismo tiempo, el ciclo del P está indirectamente relacionado con la velocidad de conversión de CO<sub>2</sub> en materia orgánica que se almacena en los suelos, por lo tanto, está vinculado con el ciclo del carbono (Föllmi, 1996). El ciclo del fósforo tiene cuatro componentes mayoritarios: 1) elevación y exposición de minerales fosfatados a causa de la tectónica de placas; 2) erosión física e intemperismo químico que proveen de fosfatos particulados y solvatados a ríos; 3) transporte a océanos y lagos mediante ríos; y 4) sedimentación de fósforo asociada a materia orgánica, minerales y otros sedimentos enterrados (Ruttenberg, 2003).

El ciclo global del fósforo comienza en los suelos, donde el intemperismo libera de los minerales por diferentes procesos. Primero, la respiración bioquímica libera CO<sub>2</sub>, que incrementa la acidez del suelo alrededor de la materia orgánica y las raíces de plantas, lo cual provoca la solvatación de minerales fosfatados pobremente cristalinos. Después, los ácidos orgánicos provenientes de las raíces solvatan la apatita para incorporarla y convertirla en su forma orgánica. Finalmente, cuando las raíces mueren, se incorpora al suelo liberando el fósforo por degradación mediada por bacterias y hongos (Filippelli, 2008).

Posteriormente, los fosfatos de los suelos erosionados son transportados por los ríos hacia los océanos y lagos en dos estados: particulado y disuelto. El fósforo particulado está confinado en los minerales y no participa en el ciclo biogénico, por lo que mucho del fósforo erosionado y llevado a los océanos termina depositado en los sedimentos y el fondo marino, esperando la subducción o acreción para tener otra oportunidad de involucrarse en el ciclo biogénico (Filippelli, 2008).

Por otro lado, el fósforo disuelto en los océanos es un nutriente limitante para la producción primaria, ya que disponibilidad es cercana a 0 en la superficie después de que el fitoplacton lo toma para la fotosíntesis, mientras que en aguas profundas

su concentración aumenta respecto a la edad de las aguas, por ejemplo, en aguas Atlánticas la concentración es 40% menor que en el océano Pacífico. Una vez incorporado, sigue una ruta biogeoquímica similar a la materia orgánica, pasando por un reciclaje en la columna de agua y una interfase sedimento-agua (Filippelli, 2008).

Finalmente, la transformación más importante del fósforo en el fondo marino es en la materia orgánica. El fósforo orgánico se libera durante la oxidación en la columna de agua, así como en la interfase sedimento-agua y durante el entierro. Cuando este fósforo reactivo se libera en la columna de agua o cerca del sedimento marino, puede regresar a la piscina oceánica, pero, si se libera debajo de la interfase sedimento-agua, puede llegar a concentraciones suficientes para precipitar fluorapatita carbonosa que permanece almacenada en los sedimentos marinos y resiste la liberación hasta que los sedimentos son subducidos a la superficie terrestre en forma de material ígneo o elevado por procesos tectónicos (Filippelli, 2008).

En la Figura 3 se presenta un esquema general de los procesos que se llevan a cabo durante el ciclo del fósforo a escala geológica y, a continuación, se describen brevemente.

- La actividad hidrotermal y el intemperismo de basaltos submarinos son las principales fuentes de fósforo, pues las condiciones fisicoquímicas del océano antiguo promovieron la solvatación y la posterior precipitación de fosfocompuestos en los sedimentos marinos. Mientras que la actividad volcánica continental y la formación de apatita ligada a carbonatitas son los aportes más importantes de manera regional (Notholt *et al.*, 1989).
- Posteriormente, los fosfatos pueden ser transportado por aire, tierra o agua hasta océanos y lagos, siendo estos últimos los depósitos continentales más importantes, por ello son almacenes temporales de corta vida que son propensos a reciclarse después de llenarse y cerrarse (Föllmi, 1996).
- Finalmente, las interacciones fisicoquímicas de los fosfatos conducen a la precipitación en sedimentos que vuelven a concentrarse y silificarse hasta que sean nuevamente expuestas en forma de rocas fosfóricas que comiencen el ciclo nuevamente.

Cabe mencionar que, en los ecosistemas actuales, el fósforo limita el crecimiento de fitoplancton y cianobacterias en microbialitas que se encuentran en sistemas acuáticos (Whitton & Potts, 2002) y representa el 0.6 % en masa seca de las células de cianobacterias, principalmente como polifosfato (Ladakis *et al.*, 2006). Además, las cianobacterias toman ortofosfato para su uso y posterior reciclado (Whitton y Potts, 2002).

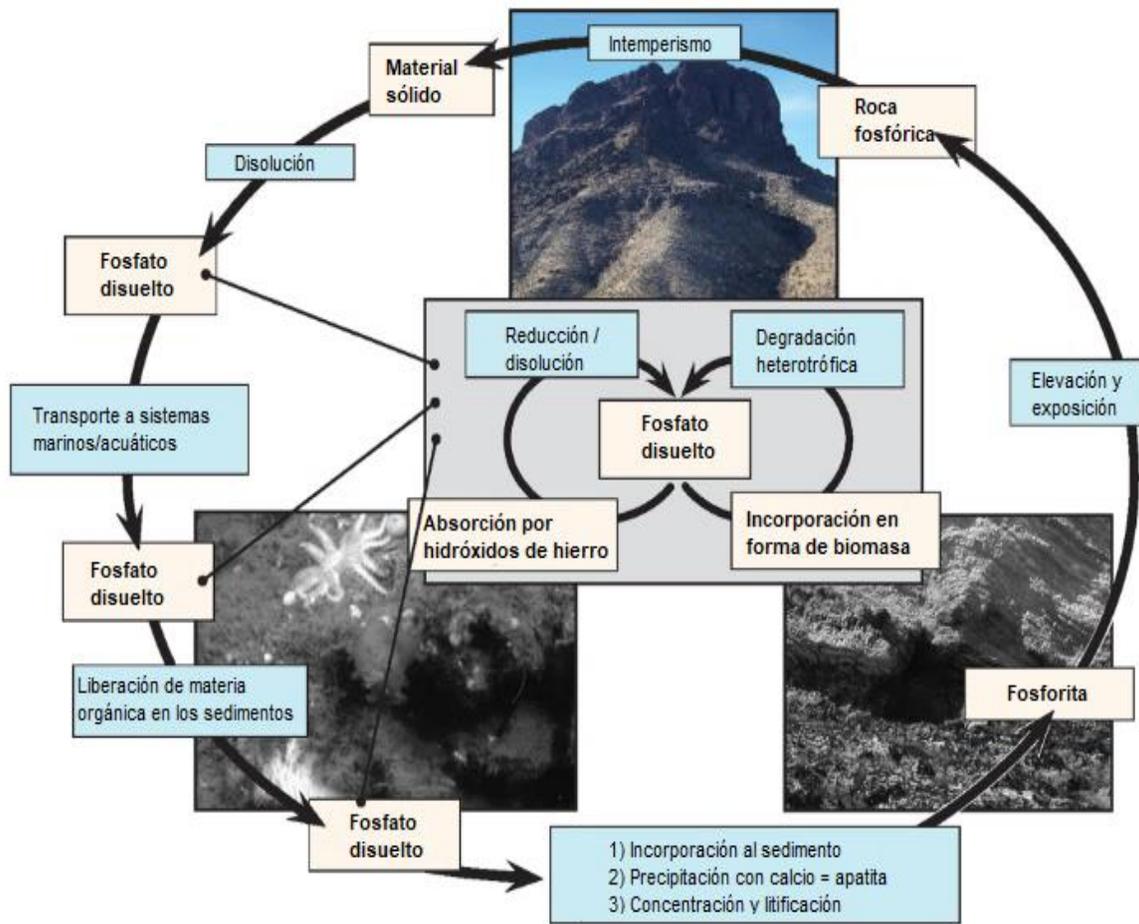


Figura 3. Esquema general sobre el ciclo del fósforo a escala geológica. Modificado de Crosby y Bailey (2012).

### 2.1.3 Fósforo en Marte

La búsqueda remanente de vida en Marte no debería guiarse exclusivamente por la presencia de agua, carbonatos o compuestos orgánicos en su superficie, porque también puede hacerse mediante el fósforo, ya que Marte es rico en fosfatos (de 5 a 10 veces más que la Tierra), y, al igual que en la Tierra, no presenta fases volátiles (Adcock *et al.*, 2013), por lo que su ciclo debería ser muy similar al terrestre.

En las últimas décadas, han sido detectados fosfatos de calcio (en forma de apatita y whitlockita) dentro meteoritas SNC y en la superficie marciana con cantidades de entre 1 y 2%. Por lo que la búsqueda de fosfato en Marte se debe priorizar con el objetivo de encontrar grandes depósitos de minerales fosfatados, principalmente fosforitas, ya que en la Tierra son una gran evidencia, a lo largo de muchas épocas y ambientes, de actividad microbiológica, además de que, al igual que los carbonatos, pueden resistir las condiciones ambientales extremas y cambiantes del planeta rojo (Weckwerth & Schidlowski, 1995).

La ventaja y peculiaridad en el uso de fosfatos como bioseñal, radica en que los fosfatos de calcio de origen biogénico pueden distinguirse de las variantes inorgánicas, algunas de estas diferencias son expuestas en la Tabla 1. La distinción más importante es que, mientras los fosfatos inorgánicos forman asociaciones con rocas magmática y se enriquecen de elementos incompatibles, como elementos de tierras raras (REE, por sus silgas en inglés), Th (Torio) o U (Uranio) debido a las altas temperaturas de formación (Weckwerth & Schidlowski, 1995), los fosfatos orgánicos carecen totalmente de dicho enriquecimiento.

Bajo esta premisa, y ante la existencia de depósitos de fósforo en Marte, la abundancia de los REE en los depósitos de fosfato debería ser distinta a cualquier fosfato de calcio formado inorgánicamente en la superficie marciana (Weckwerth & Schidlowski, 1995), por lo que daría un primer indicio de que se formaron por presencia de vida.

**Tabla 1.** Distinción entre fosforitas orgánicas e inorgánicas (Weckwerth & Schidlowski, 1995).

<b>Fuente</b>	<b>Rocas magmáticas (apatita)</b>	<b>Sedimentos (fosforitas)</b>
<b>Forma cristalina</b>	Silicatos líquidos residuales	Agua capilar saturada de $PO_4^{3-}$
<b>Causa de enriquecimiento de P</b>	Incompatibilidad con los principales minerales formadores de rocas	Mediación biológica
<b>Contenido de REE, U y Th</b>	Correlacionado con P y otras incompatibles	Marcadamente mermado debido a las distintas solubilidades en agua
<b>Tasa de abundancia terrestre P/Th</b>	~100 - 1000	>50 000
<b>Tasa marciana de P/Th estimado</b>	~10 000	>10 <sup>6</sup>

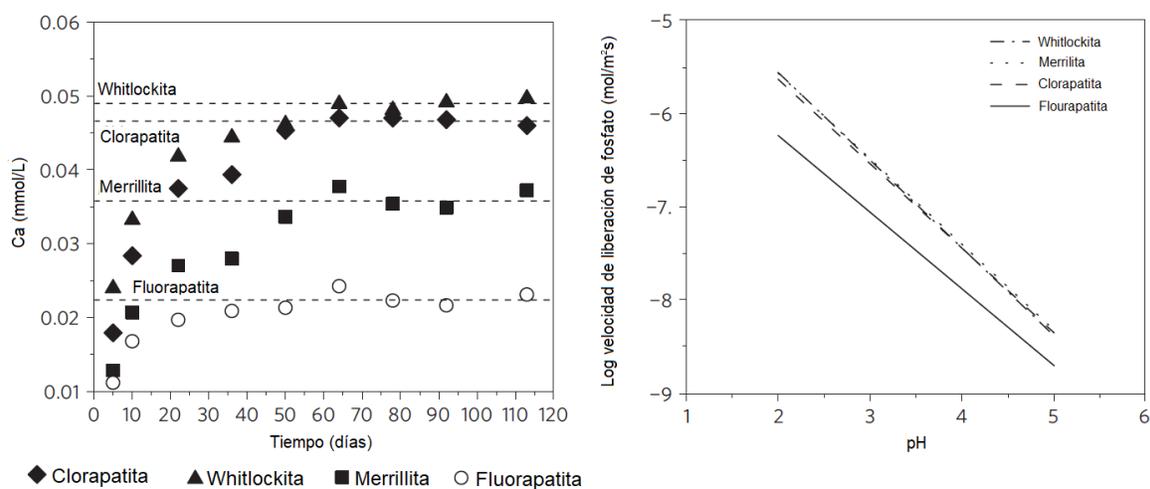
Por otro lado, una de las dificultades que presentan los fosfatos en la Tierra es su biodisponibilidad, que puede complicar no solo la formación prebiótica de vida, sino también su proliferación y mantenimiento. Aunque Marte presenta una mayor cantidad de fosfato que la Tierra, no significa que esté más disponible para su uso biológico, como proponen Adcock *et al.* (2013), quienes realizaron análisis experimentales para determinar las tasas de disolución de distintos fosfatos en condiciones marcianas. Los resultados obtenidos se comparan con datos para las condiciones terrestres en la Tabla 2.

**Tabla 2.** Experimento de solubilidad de fosfatos de calcio en condiciones marcianas contra condiciones terrestres (Adcock *et al.*, 2013).

<b>Mineral de fósforo</b>	<b>Log Kps Marte<sup>1</sup></b>	<b>Log Kps Terrestre</b>
<b>Merrillita</b>	-39	N/A
<b>Whitlockita</b>	-39	-113.7 <sup>4</sup>
<b>Clorapatita</b>	-22	-46.9 <sup>2</sup>
<b>Fluorapatita</b>	-27	-55.9 <sup>3</sup>
<b>Apatita carbonosa</b>	N/A	-108.3 <sup>3</sup>
<b>Hidroxiapatita</b>	N/A	-110.2 <sup>3</sup>

Datos extraídos de: <sup>1</sup>Adcock *et al.* (2013); <sup>2</sup>Eighmy & Eusden (2004); <sup>3</sup>Miretzky & Cirelli (2009); <sup>4</sup>Magalhaes & Costa (2018)

Adcock *et al.* (2013) concluyeron que, en condiciones marcianas, la clorapatita se disuelve más rápidamente que la fluorapatita en el rango entero de pH (ver la Figura 4), mientras que la merrillita y la whitlockita presentan una disolución más alta que la fluorapatita en rangos de pH de 2 a ~4.5, debido a que la estequiometría mineral de los primeros dos minerales es mayor, como se muestra en la Tabla 3. Además, los resultados sugieren que el fósforo estuvo más disponible para su uso biológico en Marte, y que el problema del fósforo pudo haber sido menos significativo en dicho planeta (Adcock *et al.*, 2013), por lo que, posiblemente, la vida tuvo la oportunidad de proliferar gracias a una mayor disponibilidad de fósforo.



**Figura 4.** Solvatación de minerales de fosfato en condiciones marcianas. a) Solvatación a lo largo del tiempo; b) Solvatación en distintos rangos de pH. Modificada de Adcock *et al.* (2013)

**Tabla 3.** Estequiometría de disolución de los minerales estudiados por Adcock *et al.* (2013).

Mineral	Equilibrio de disolución
Merrillita	$\text{Ca}_{9.5}\text{Mg}(\text{PO}_4)_7 + 7\text{H}^+ = 9.5\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + 7\text{HPO}_4^{2-}$
Whitlockita	$\text{Ca}_9\text{Mg}(\text{PO}_3\text{OH})(\text{PO}_4)_6 + 6\text{H}^+ = 9\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + 7\text{HPO}_4^{2-}$
Clorapatita	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl} + 3\text{H}^+ = 5\text{Ca}^{2+} + 3\text{HPO}_4^{2-} + \text{Cl}^-$
Fluorapatita	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F} + 3\text{H}^+ = 5\text{Ca}^{2+} + 3\text{HPO}_4^{2-} + \text{F}^-$

## 2.2 Microbialitas

Las microbialitas son estructuras organosedimentarias estratificadas que se producen por la captura, unión y precipitación de sedimentos, como resultado de crecimiento, movimiento o metabolismo microbiano (Riding, 2011). Las cuales se extienden en un amplio rango de ambientes acuáticos, como mares superficiales, lagos, arroyos y fuentes (Awramik & Grey, 2005)

Al ser estructuras generadas por actividad microbiana, tienen una amplia variedad de formas, siendo las más comunes aquellas que presentan características de láminas onduladas, columnas, domos, columnas ramificadas y conos con tamaños que varían desde los milímetros hasta los decímetros (Awramik & Grey, 2005). Debido a esto, han sido adoptados términos adicionales para describir otras morfologías u orígenes.

A los depósitos microbianos con estratificaciones claramente definidas se les conoce como estromatolitos; mientras que aquellos que no se encuentran claramente estratificados reciben nombres respecto a la morfología: trombolitos para las macrofábricas de textura grumosa; dendrolitos a macrofábricas con ramificaciones; y leiolitas para macrofábricas afaníticas. La Figura 5 muestra un resumen visual y descriptivo de los distintos tipos de microbialitas y sus características morfológicas.

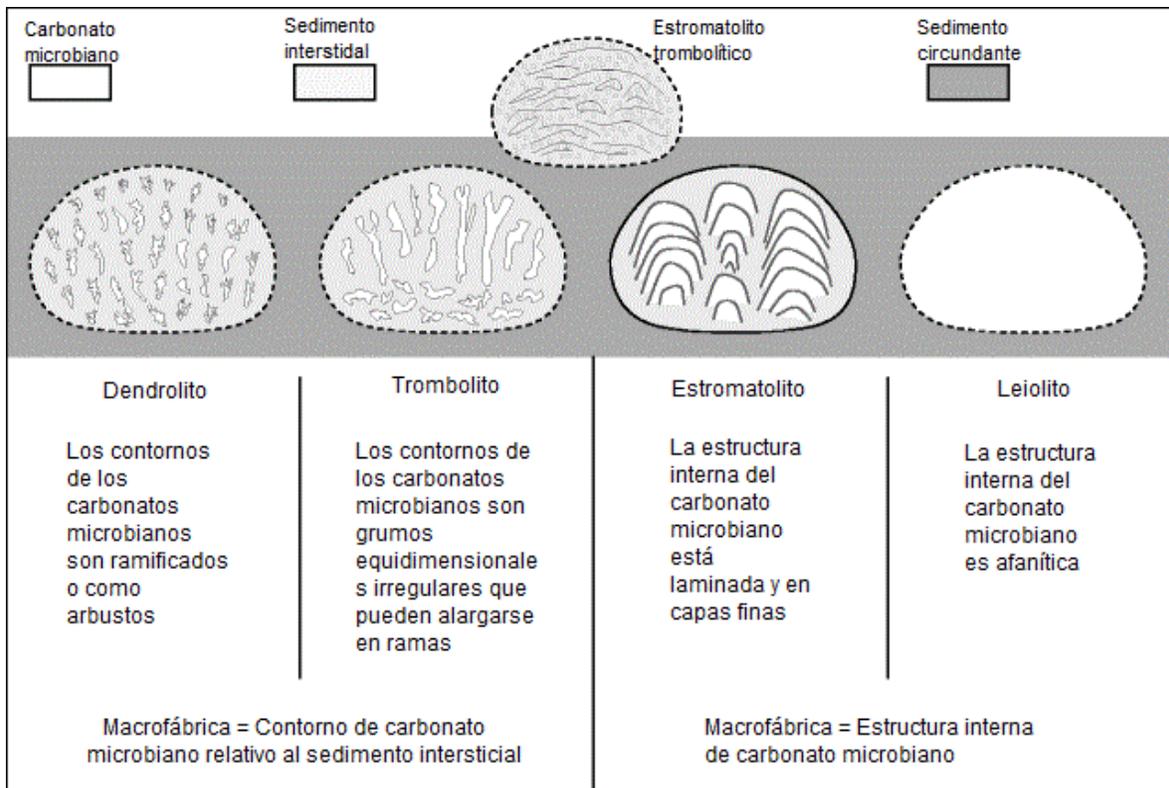


Figura 5. Tipos de microbialitas respecto a su morfología. Modificada de Riding (2011).

A su vez, las microbialitas fósiles se consideran trazas de actividad microbiana y una evidencia sobre el origen de la vida, aunque son menos directas que los microfósiles, pues aún se duda que su origen sea orgánico. Algunos ejemplares llegan a datar edades de hasta los 3.7 a 3.4 Ga y representan la evidencia más antigua de vida que se ha registrado hasta ahora (Alleon & Summons, 2019).

También se ha relacionado el rol fundamental de las cianobacterias en la precipitación de carbonato para algunas microbialitas y estromatolitos fósiles (Riding, 2011). Como consecuencia de la evolución de la vida en la Tierra, durante el Proterozoico (2.5-0.54 Ga), organismos eucariontes, como algas y hongos, se agregaron a estas comunidades formadoras de microbialitas, mientras que, durante el Paleozoico medio (0.47-0.45 Ga), lo hicieron algunas plantas no vasculares (Lenton & Daines, 2017). Lo cual amplió la variedad de microorganismos responsables de la formación de microbialitas y aumentó su complejidad.

Por otro lado, los estromatolitos tuvieron un declive de abundancia en un plazo largo que comenzó en el Paleoproterozoico y continuó durante el Fanerozoico. Se ha sugerido que las causas principales fueron la reducción en la saturación de CO<sub>2</sub> en el ambiente (oxidación de la atmósfera), y la competencia entre los organismos procariontes y eucariontes para el uso de nutrientes primarios (Riding, 2011).

Actualmente, se considera que existen análogos a las microbialitas fósiles, compuestos por comunidades microbianas, principalmente de bacterias fotótrofas o quimiolitótrofas, que se construyen mediante estratificaciones con grosores de entre milímetros a centímetros. Las capas contienen especies de distintos gremios microbianos, cuya actividad depende de la disponibilidad de luz y nutrientes como nitrógeno y fósforo. Las cianobacterias filamentosas son los constructores de tapetes fotótrofos más abundantes y versátiles, algunos de los cuales pueden existir en condiciones extremas con alcances de entre los 0 °C hasta 73 °C, así como salinidades de hasta el 12% y pH de hasta 10. Los tapetes generados por cianobacterias contienen gran cantidad de productores primarios que utilizan energía lumínica para sintetizar materia orgánica a partir de CO<sub>2</sub>. De este modo, junto con los consumidores de tapetes, median el reciclaje de nutrientes (Madigan, 2015)

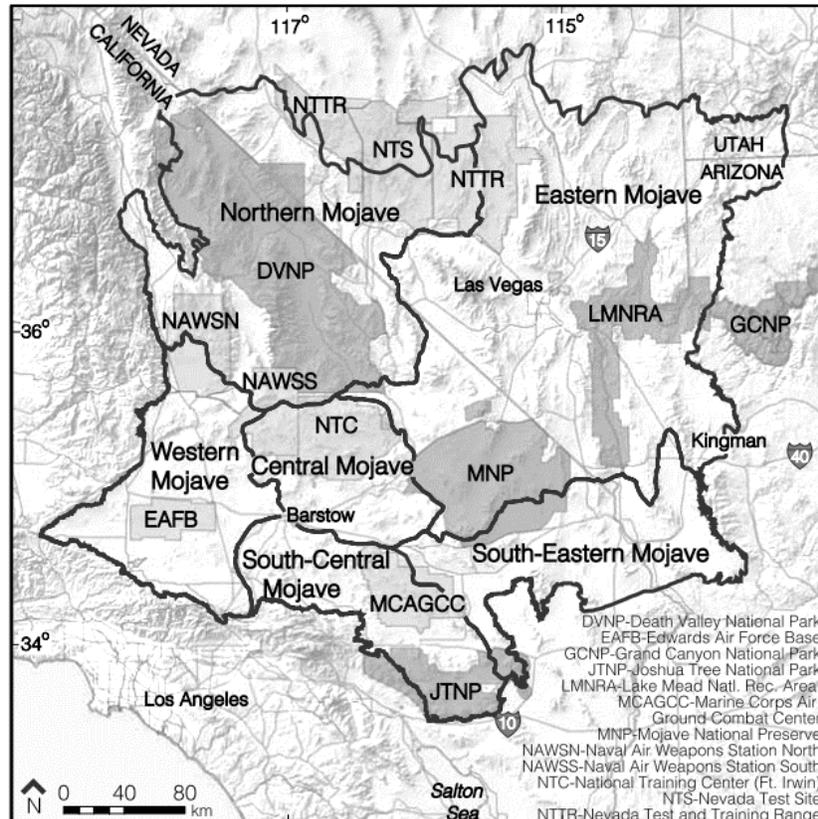
Las microbialitas más estudiadas en la actualidad se forman en regiones submareales muy poco profundas. Shark Bay, Australia, es uno de los mejores análogos modernos en términos de tamaño, ya que sus columnas oscilan entre los centímetros y los decímetros, y se caracterizan por ser similares a las microbialitas proterozoicas. Otro caso relevante se ubica en la Isla Lee Stocking, Bahamas, donde crecen microbialitas de distintos tamaños en profundidades de entre uno y diez metros (Awramik & Grey, 2005).

Las tobas trombolíticas y estromatolíticas presentes en lagos y arroyos calcificantes alrededor del mundo, también son resultado de calcificación mediada por cianobacterias. Además, se ha observado que «estructuras microbianas pobremente laminadas y parcialmente grumosas» existen en algunas costas marinas hipersalinas, así como en algunos lagos de salinidades variadas (Riding,

2011), lo que da un registro del amplio rango de ambientes acuáticos donde estas estructuras pueden formarse.

## 2.2.1 Microbialitas fósiles en Death Valley, Desierto de Mojave, EUA

### Desierto de Mojave, EUA.



**Figura 6.** Regiones en el desierto de Mojave (Webb et al., 2009). (Northern Mojave = Mojave norte; Eastern Mojave = Mojave este; Western Mojave = Mojave oeste; Central Mojave = Mojave central; South-Eastern Mojave = Mojave Sureste; South-Central Mojave = Mojave Central Sur) (DVNP = Parque Nacional 'Death Valley'; EAFB = Base Edwards de la Fuerza Aerea; GCNP = Parque Nacional 'Gran Cañón'; JTNP = Parque Nacional 'Joshua Tree'; LMNRA = Área Recreacional Nacional Lago Mead; MCAGCC = Centro de Combates Aereo y Terrestre del Cuerpo de Marines; MNP = Reserva Nacional de Mojave; NAWSN = Estación de Armas de la Aviación Naval Norte; NAWSS = Estación de Armas de la Aviación Naval Sur; NTC = Centro Campo de Entrenamiento y Pruebas de Nevada).

El desierto de Mojave tiene una extensión aproximada de 152,000 km<sup>2</sup>. Debido a su amplia extensión, los niveles de precipitación anual oscilan desde los 50 mm a los 130 mm en valles; y de 250 mm a 750 mm en sitios específicos montañosos. Además, es considerado un desierto frío, ya que la precipitación promedio decrece entre 50% y 70% durante el invierno (Redmond, 2009).

Webb *et al.* (2009) proponen divisiones del desierto de Mojave, basadas en distribuciones realizadas previamente, según la topografía y la precipitación por temporada, como se muestra en la Figura 6.

## Death Valley



*Figura 7. Parque Nacional Death Valley. Imagen de Brocken Inaglory (2007).*

Como se observa en la Figura 6, el Parque Nacional Death Valley (DVNP) se extiende de noroeste a sureste por toda la parte central de la región norte del desierto. Su superficie es de aproximadamente 7800 km<sup>2</sup> y cuenta con una elevación por debajo del nivel del mar (-82 msnm). Es conocido como uno de los puntos más calientes y secos de la tierra, con récord de temperatura de 57 °C, aunque por las noches puede llegar a temperaturas por debajo de los 0 °C (National Park Service, 2020).

Death Valley (Figura 7) comenzó su historia hace 1.8 Ga, con una gran variedad de fenómenos en los que sus rocas fueron plegadas, recristalizadas, inundadas por lava volcánica y ceniza, erosionadas, cubiertas por océanos,

sedimentadas, cementadas y sepultadas (Bryan & Tucker-Bryan, 2009). Gracias a ese sinfín de procesos geológicos, la vida proliferó en este territorio y se formaron los registros que conocemos y estudiamos actualmente.

### **Sucesión de Death Valley**

La sucesión de Death Valley se encuentra en la región central del parque, al sur de Great Basin, y tiene un grosor de casi 4000 m en las regiones más occidentales. Está compuesta principalmente por cuarcita, conglomerado limolita y carbonatos (Stewart J.H., 1970).

Los geólogos han dividido y nombrado diferentes estratos debido a las variaciones de composición que ha sufrido a través del tiempo (Figura 8). Sobre la base se distingue el Grupo Pahrump, compuesto por tres formaciones, la primera es conocida como Crystal Spring; seguida de la dolomita Beck Spring; y la última nombrada como formación Kingston Peak. Por encima del grupo se distingue la dolomita Noonday y seis formaciones más: Johnnie, Stirling, Wood Canyon, Carara, Bonanza King y Nopah, las últimas tres pertenecen al periodo de la explosión cámbrica. En la misma imagen, se puede distinguir que la formación de microbialitas ha sido recurrente durante todas las épocas (Corsetti & Kaufman, 2003; Mahon *et al.*, 2014).

### **Grupo Pahrump**

Es una región expuesta de entre 2100 y 2500 m de grosor, que está compuesta principalmente por arenisca, conglomerado, cuarcita, esquisto y dolomita altamente conservada y de fácil acceso para su estudio. Fue nombrado por Hewett, D.F. en 1940 y está dividido en tres secciones: Crystal Spring en la parte inferior, Beck Spring en la central y Kingston Peak en la superior. Contiene la historia más antigua de la sucesión y comprende los eventos tectónicos, climáticos y biológicos desde el Mesoproterozoico al Neoproterozoico. Dentro de sus fósiles contiene información de suma importancia sobre la ventana evolutiva entre organismos eucariontes y procariontes, justo antes de la explosión cámbrica (Stewart J.H., 1970; Wright *et al.*, 1976; Mahon *et al.*, 2014).

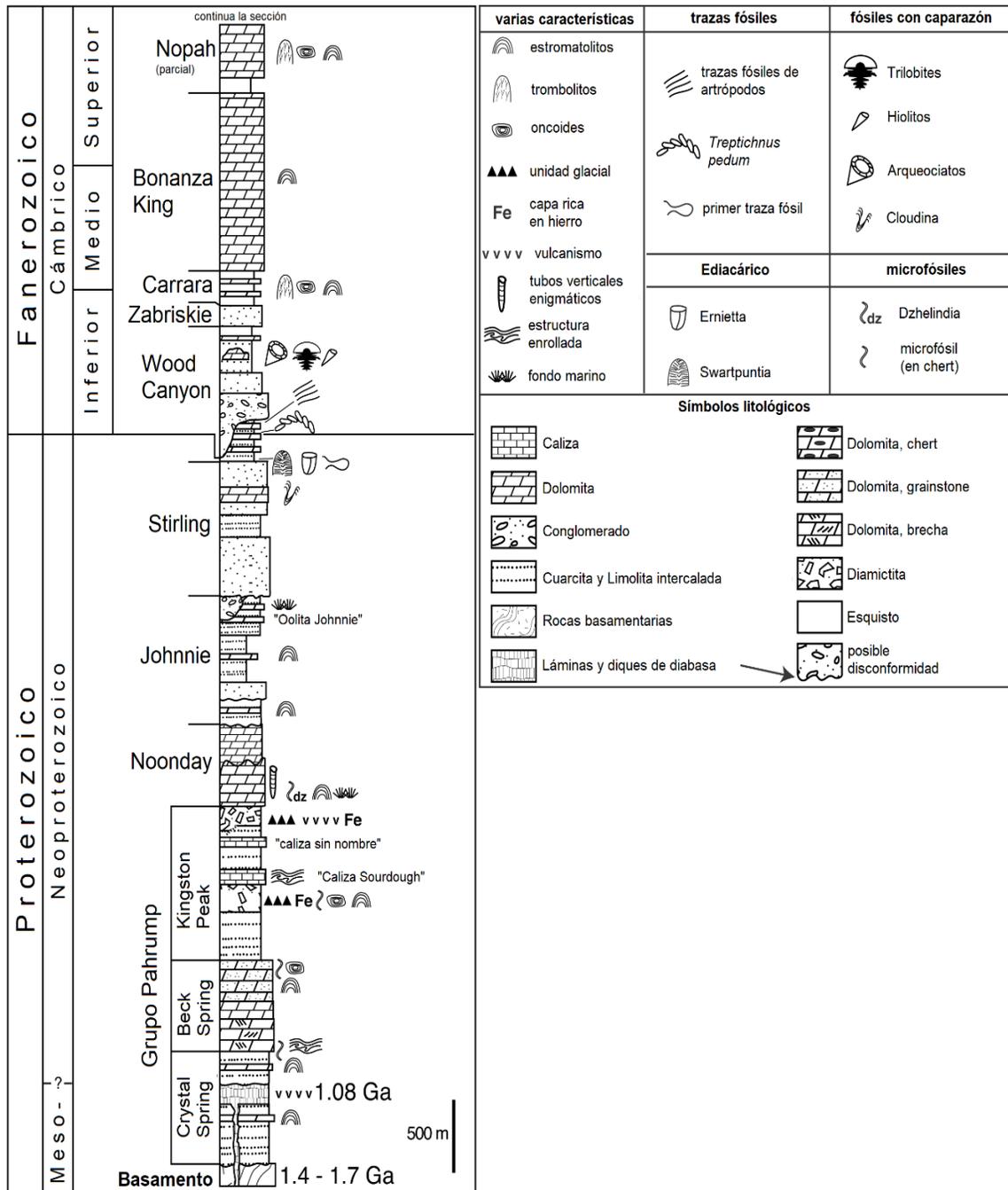
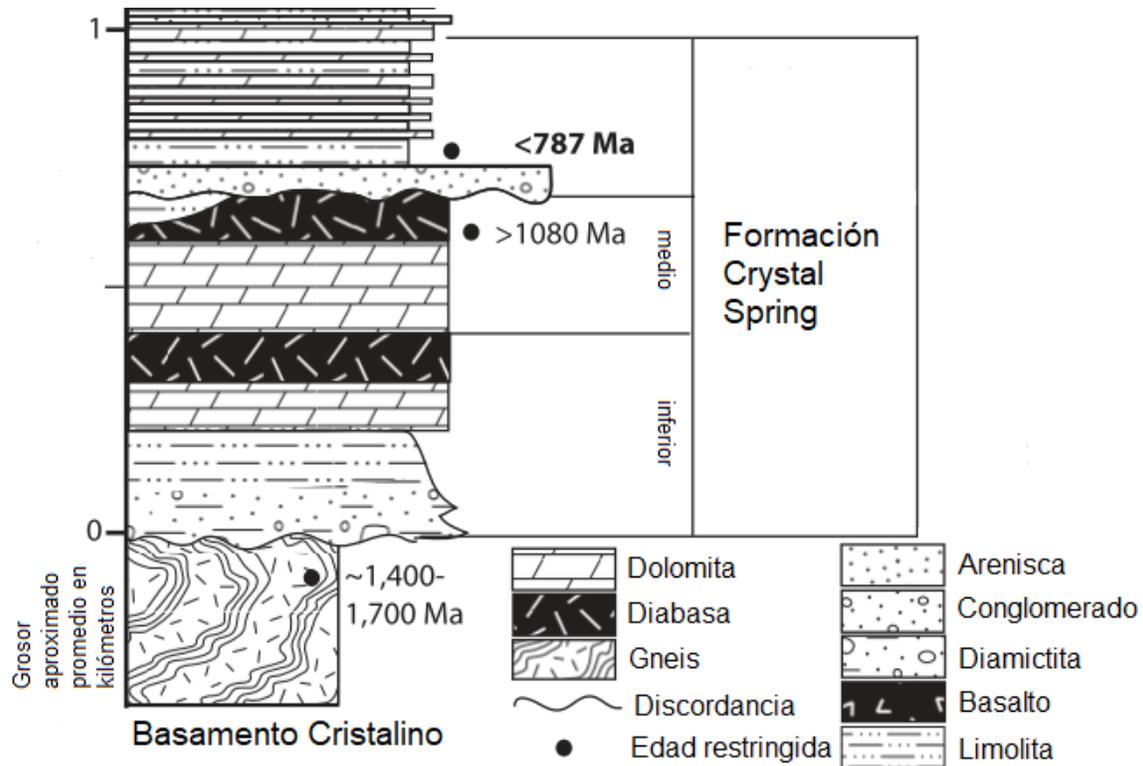


Figura 8. Descripción estratigráfica de la sucesión de Death Valley. Modificado de Corsetti & Kaufman (2003).

### 2.2.1.1 Formación Crystal Spring

La formación se caracteriza por su composición de esquisto, limolita, rocas carbónicas algáicas y capas de diabasas (dolerita), además, tiene un grosor aproximado de 1340 m (Stewart, 1970; Licari, 1978). Informalmente, se ha dividido

en tres miembros: el miembro inferior, el medio y el superior (**Figura 9**). Subdivisiones de la formación Crystal Spring. Modificado de Mahon et al. (2014). **Figura 9**).



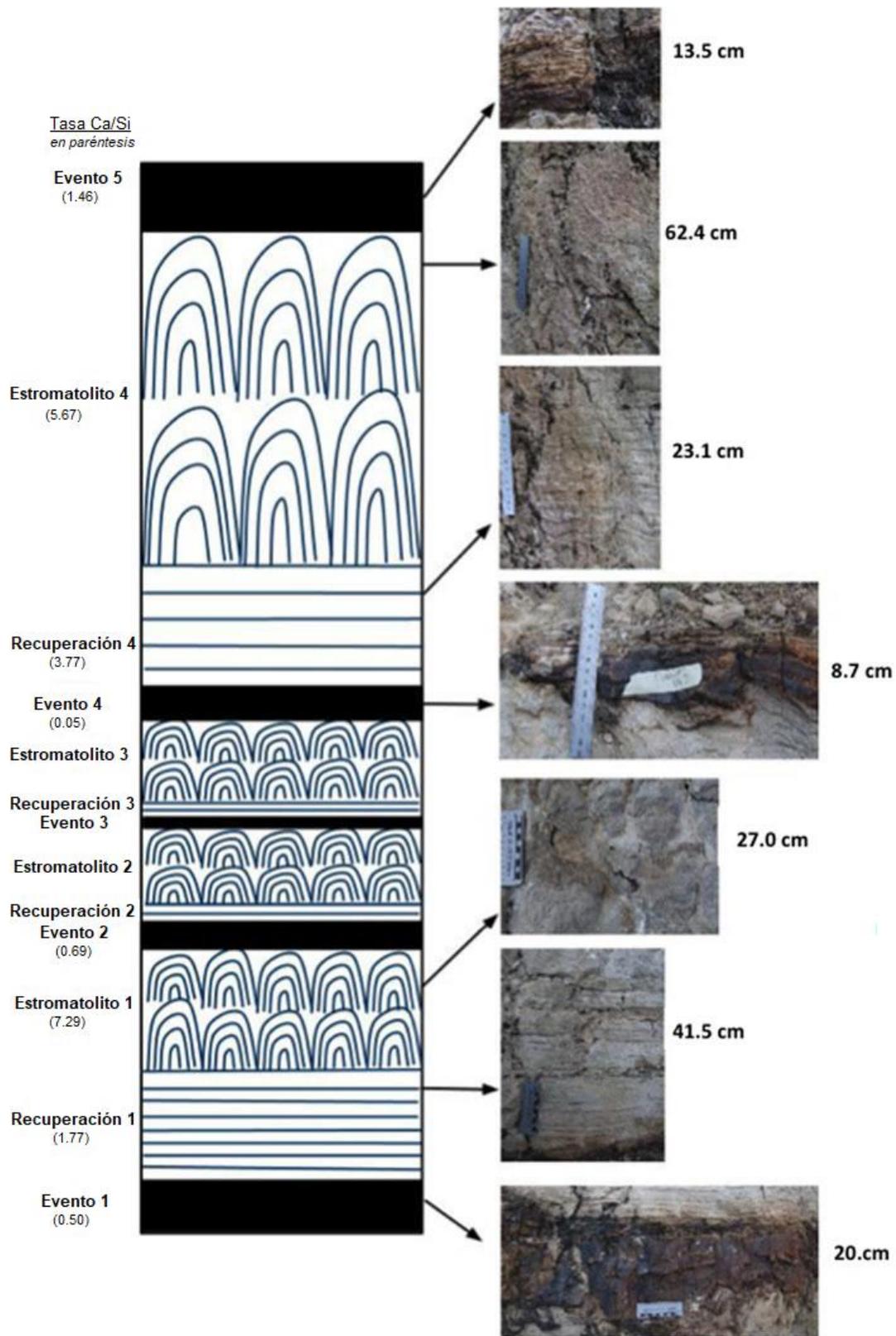
**Figura 9.** Subdivisiones de la formación Crystal Spring. Modificado de Mahon et al. (2014).

El miembro inferior se encuentra sobre el basamento cristalino y está formado por un conglomerado de cuarcita/granito que sucede a capas de arenisca y lutita, las cuales han sido interpretadas como un sistema fluvial que, con el paso del tiempo, se transformó en un sistema intermareal deltaico. El miembro medio contiene capas calizas laminadas de origen microbiano y calizas dolomíticas cubiertas por estratos clásticos, provocados por sedimentación de carbonatos en aguas poco profundas. El miembro superior se puede dividir en seis regiones cíclicas carbonato-siliclásticas, cuyas regiones carbónicas (de entre 0.1 a 2 m de grosor) se distinguen cada una por tener características propias. Los sedimentos consisten en laminaciones con criptoalgas, piedras granulares aloquímicas, oolitas, oncolitas, capas de esquistos y, principalmente, estromatolitos.

El modelo más aceptado para la formación de estas regiones es el modelo de “línea de costa clástica abierta”, debido a que las regiones siliclásticas han sido interpretadas como arenas de playa. Mientras que los carbonatos se creen de origen submareal por la falta de evidencia de exposición aérea, así como de continuidad lateral (Mahon *et al.*, 2014).

Los estromatolitos encontrados en las formaciones carbónicas de Crystal Spring han sido datadas en  $1.5 \pm 0.5$  Ga. Se consideran inusuales debido a que su matriz, a diferencia de otras formaciones de la sucesión, está formada por calcita y no por dolomita o esquisto. Además, representa un sistema cíclico de formación estromatolítica que sugiere que la proliferación de microbialitas se veía mermada por cambios ambientales o biológicos, que generaban periodos infértiles y de recuperación, como se muestra en la Figura 10 (Douglas *et al.*, 2015).

Douglas *et al.* (2015) mencionaron que los estromatolitos pudieron haberse formado en un entorno marino poco profundo e influido por corriente. También concluyeron que los periodos de crecimiento están relacionados con un alto nivel de Ca y bajo de Si, donde microorganismos como algas y cianobacterias eran abundantes, las cuales concentraban el Si mientras usaban continuamente el Ca. En cambio, en los periodos de recuperación los niveles Ca/Si se invertían, debido a la alta precipitación de Ca durante la fase de crecimiento y la liberación de Si por la muerte de los microorganismos. Asimismo, señalan que la ausencia de dolomitización mantuvo casi intacta la química de estas formaciones, por lo que es posible visualizar su química nativa.



**Figura 10.** Capas estromatolíticas seguidas de etapas de recuperación en la formación Crystal Spring. Modificada de Douglas et al. (2015).

### 2.2.1.2 Dolomita Beck Spring

Consiste casi completamente de una cama gruesa gris de dolomita con un grosor de aproximadamente 300 m (Stewart, 1970; Licari, 1978). que comprende entre los 1.08 y 0.75 Ga. Está dominada por facies de carbonatos y es reconocida por su dolomita mimética, que preserva características petrográficas a microescala de abundantes microbialitas bien conservadas y microfósiles eucarióticos, así como de nanofósiles cianofíticos y algunos clorófitos y crisófitos, que demuestran la importancia de organismos fotosintéticos para la formación de estas estructuras (Licari, 1978; Harwood & Sumner, 2011)

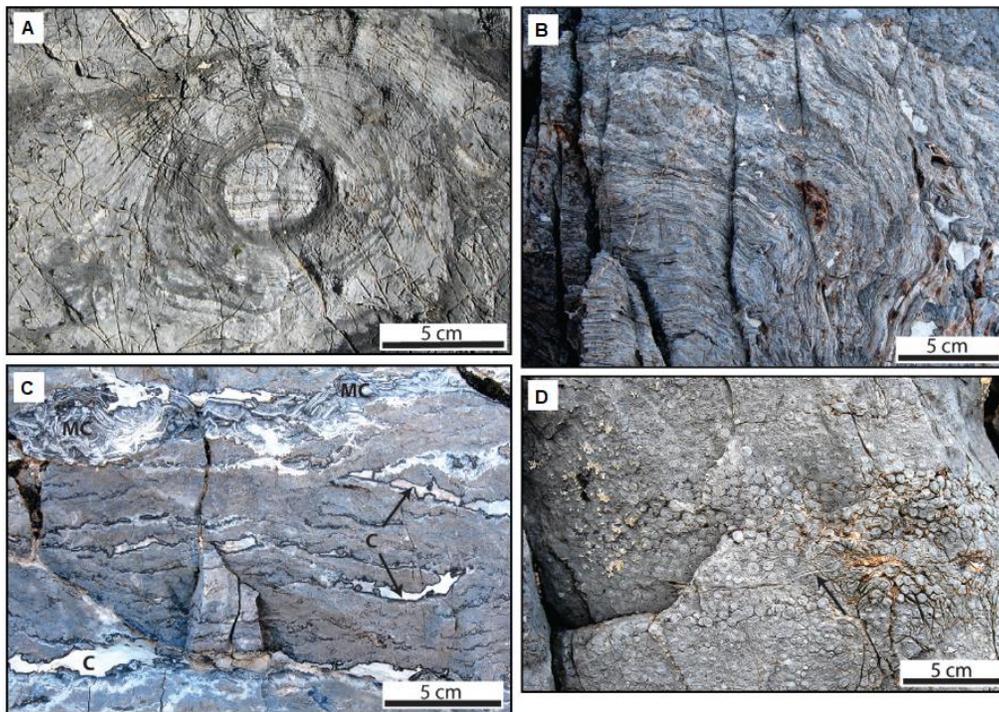
Los modos de preservación de dichos fósiles se deben principalmente a querógeno presente en ciertas secciones de la dolomita, por lo que se propuso que, durante este periodo, existió un océano epicontinental o golfo que lo proveyó de los altos volúmenes de carbonatos precipitados (Licari, 1978).

Licari (1978) propuso que la formación de la dolomita comenzó por la precipitación de carbonatos debida a la remoción de CO<sub>2</sub> atmosférico, mediante microbiota fotosintética en el ambiente subtidal, lo que produjo diversos tipos de microbialitas. Posteriormente, como consecuencia de la disminución del nivel del mar se produjo separación de mareas y pérdida de gases, lo cual provocó que se formaran estructuras tipo ojo de ave. Finalmente, las capas de algas expuestas se volvieron sitios de deposición de dolomita y silicatos de aguas hipersalinas, donde los carbonatos dejados por las algas se silificaron y fueron rellenados mediante deposición.

Corsetti *et al.* (2006) y Shuster *et al.* (2018) han sugerido que, debido a las características de caliza que señalan un precursor aragonítico y de calcita rica en magnesio, al estado de conservación de la dolomita y a las limitaciones sedimentológicas, hubo una etapa de dolomitización durante sus primeras etapas de formación, pasando de una composición aragonítica a una dolomítica. Dichos autores también proponen que se puede deber a que durante el paleozoico temprano la tasa Mg/Ca era menor, lo que provocó la presencia de mares calcíticos. Por el contrario, durante el paleozoico tardío y el cenozoico temprano la tasa Mg/Ca aumentó, lo que se tradujo en mares aragoníticos ricos en Mg que dolomitizaron los

sedimentos.

Cabe mencionar que, la variación entre las tasas Mg/Ca durante el tiempo se deben a un conjunto de cambios en las condiciones durante el neoproterozóico, las más destacadas fueron las bajas concentraciones de sulfato (que inhibe la formación de dolomita), así como cambios químicos que condujeron a la liberación de Mg, la anoxia oceánica que, aunado al aumento de actividad microbiana, fomentaron los altos volúmenes de dolomitización mimética precámbrica (Corsetti *et al.*, 2006; Shuster *et al.*, 2018)

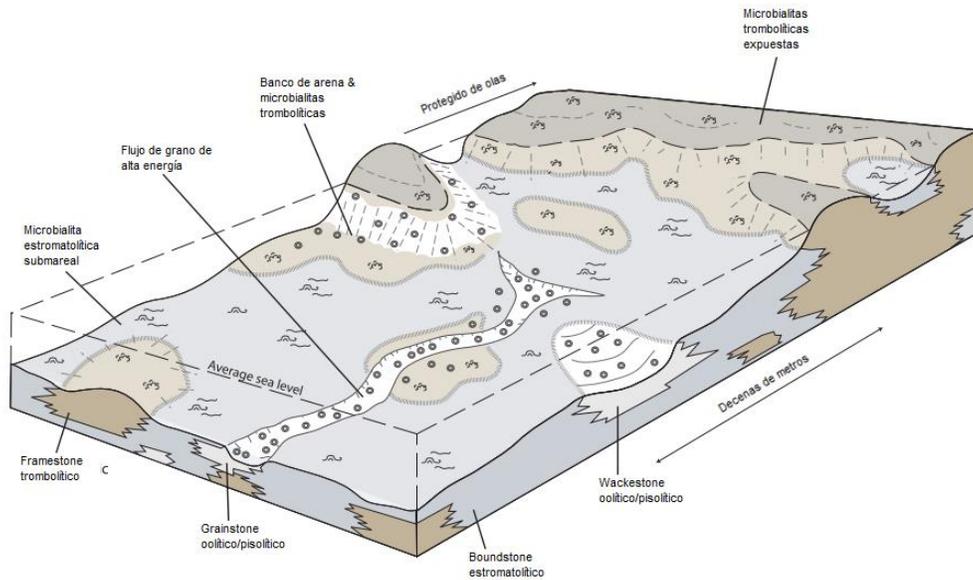


**Figura 11.** Formaciones encontradas a lo largo de la dolomita Beck Spring. A) Núcleo de un estromatolito, B) Facie de Boundstone del miembro trombolítico con estromatolito irregular truncado, C) Trombolito de laminado grueso (MC = “Mudstone chips”, astillas de lutita; C = Cavidades alargadas horizontales), D) Oolitas/facies de granos pisolíticos del miembro medio trombolítico de Beck Spring. Modificado de Harwood & Sumner (2011).

Por su parte, Harwood & Sumner (2011) realizaron una división de la dolomita donde describen que el miembro medio contiene secciones de estromatolitos, trombolitos, microbialitas compuestas y oolitas (Figura 11. Formaciones encontradas a lo largo de la dolomita Beck Spring. A) Núcleo de un estromatolito, B) Facie de Boundstone del miembro trombolítico con estromatolito irregular truncado, C) Trombolito de laminado grueso (MC = “Mudstone chips”, astillas de lutita; C =

Cavidades alargadas horizontales), D) Oolitas/facies de granos pisolíticos del miembro medio trombolítico de Beck Spring. Modificado de Harwood & Sumner (2011).). Su trabajo concluyó que los trombolitos se vieron sometidos a múltiples ciclos de solvatación y cementación, así como múltiples eventos de desecación y resurgimiento. Por otro lado, las relaciones sedimentarias indicaron que los trombolitos crecieron y litificaron en ambientes peritidales y subtidales con condiciones energéticas diferentes. Además, debido a la ausencia de evidencia a la exposición subaérea, se propone que los estromatolitos crecieron en ambientes submareales poco profundos muy cercanos a los trombolitos, mientras que las microbialitas compuestas indican signos de intercrecimiento sincrónico de trombolitos y estromatolitos en ambientes subtidales e intertidales poco profundos, y oolitas en zonas de alta energía. El modelo propuesto se expone en la Figura 12.

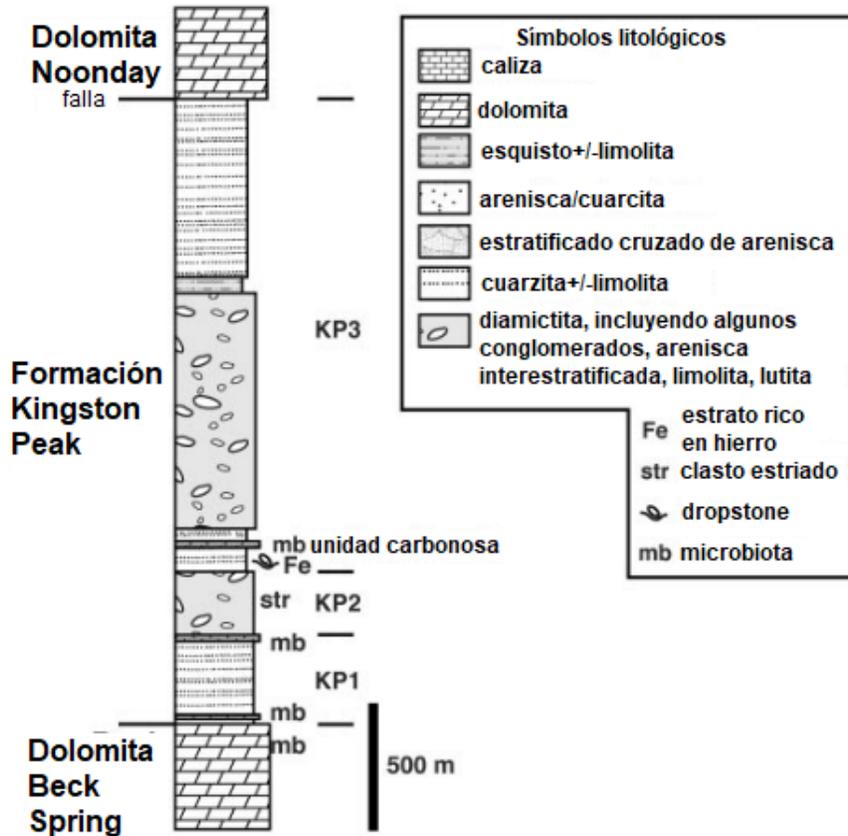
Horwood & Sumner (2012) sugirieron, también, que la formación de las microbialitas se debe a procesos microbiológicos que generaron acumulación y degradación de biomasa en forma de carbonatos precipitados. Aunado a ello, si la litificación de estos se llevaba a cabo de manera simultánea con el crecimiento, la morfología podía dar una perspectiva de la ecología microbiana antigua al generar fósiles altamente fieles y conservados. A su vez, Shuster *et al.* (2018) señalaron que las microbialitas y ooides precipitaron originalmente como aragonita, mientras que los cementos marinos precipitaron como calcita de alto contenido magnésico. Además, sugirieron que la dolomitización marina se llevó a cabo mediante un proceso sin-sedimentario diagénico que involucró remplazo sin-axial y mimético, que favoreció la alta conservación de las estructuras.



**Figura 12.** Modelo de formación de microbialitas en Beck Spring. Modificado de Harwood & Sumner (2011).

### 2.2.1.3 Formación Kingston Peak

Se compone por secuencias gruesas de conglomerados de lutolita, cuarcita, arenisca, limolita y esquistos. El tipo litológico característico de los conglomerados contiene grandes cantidades de dolomita, cuarcita, roca granítica y gneis. La formación tiene un grosor de 700-900 m con edades de entre ~720 a ~635 Ma. Cabe resaltar que algunos de los clastos de dolomitas tienen litologías idénticas a las de Beck Spring y otras a Crystal Spring (Stewart, 1970; Licari, 1978, Corsetti *et al.*, 2003).



**Figura 13.** Estratigrafía de la formación Kingston Peak. Divisiones informales KP1 = Principalmente siliclastos de grano fino preglaciales; KP2 = Principalmente diamictita; KP3 = Estratos ricos en hierro, diamictita de soporte olistolítico, conglomerado, arenisca, limolita y breca. Modificado de Corsetti, Awramik & Pierce (2003).

Al igual que los estratos anteriores, Kingston Peak posee un variado catálogo de estromatolitos y ooncoides, estos últimos con microfósiles altamente conservados. Al menos 12 tipos de microfósiles han sido reconocidos en las últimas capas de transición de Beck Spring hasta las intermedias de Kingston Peak, de las cuales 11 se encuentran en la unidad carbonosa de Kingston Peak (Figura 13).

Es importante indicar que, además, esta unidad carbonosa cuenta con una compleja variedad de microfósiles de algunos productores primarios procariontes y eucariontes, así como heterótrofos eucariontes. Algunos de estos organismos guardan una relación taxonómica con microbiotas preglaciares de las últimas capas de Beck Spring, mientras otras son similares a microbiotas de las capas inferiores de Beck Spring y superiores de Crystal Spring, lo que sugiere que coexistieron durante los eventos glaciales en los que fueron depositadas. También se ha

observado que cuentan con algunas formas filamentosas y cocoidales interpretadas como cianobacterias putativas, así como microfósiles no cianobacterianos y posibles eucariontes, según sus características complejas y largos tamaños, lo que le da una diversidad microbiana alta e interesante de estudiar (Corsetti *et al.*, 2003).

#### 2.2.1.4 Dolomita Noonday

Noonday es una dolomita gruesa masiva de color claro y es la capa más distintiva de la formación, con un grosor de 450 m. En las regiones sur de Range Nopah existen dos divisiones de este estrato, la parte más baja, caracterizada por dolomita algal que contiene estructuras tubulares verticales con dolomita masiva clara, y la parte superior, hecha de dolomita clástica (Stewart, 1970; Licari, 1978).

La dolomita se encuentra sobre las diamictitas glaciales de Kingston Peak, por lo que se considera de origen postglacial, pero de edades aún inciertas (Corsetti y Grotzinger, 2005). Está, informalmente, dividida en el miembro algal inferior y el miembro arenoso dolomítico. La parte inferior se caracteriza por la presencia de tubos asociados a construcciones de estromatolitos (Figura 14).

Por su parte, Corsetti & Grotzinger (2005) han concluido que estas formaciones son consecuencia de ambientes sobresaturados de carbonato de calcio, cuyos análogos modernos son encontrados en lagos alcalinos donde la precipitación de carbono se da por la mezcla de agua alcalina y agua del subsuelo rica en calcio. Los mismos autores proponen como análogos actuales las formaciones en lago Turkana Basin, Kenia, y lago Pavilion, Canadá, debido a que las características fisicoquímicas de los lagos y de los estromatolitos presentes son muy parecidas.



**Figura 14.** Estructura estromatolítica de la Dolomita Noonday. (A) Tubería caliza mal conservada donde se observan orificios isoorientados. (B) Tubería caliza bien conservada de la parte inferior de la dolomita con tubos llenos de micrita y microespa oscura, se observa que la roca madre de color más claro forma puentes a través del relleno del tubo (flechas blancas). (C) Sección transversal horizontal. Modificada de (Corsetti & Grotzinger, 2005).

### 2.2.2 Microbialitas mexicanas de la zona centro

A lo largo de todo el territorio mexicano, hay una amplia variedad de configuraciones ambientales como lagos, estanques, lagunas y cuencas, donde se pueden encontrar diferentes tipos de microbialitas. Lamentablemente, tomando en cuenta otro tipo de ambientes (ventilas hidrotermales, cuevas, volcanes, cenotes, entre otros), menos de un tercio han tenido una caracterización microbiana completa (de la Cruz *et al.*, 2020), lo cual dificulta aún más el estudio de las relaciones entre las comunidades microbianas de cada lugar con las características físicas, químicas, geológicas y ambientales para la formación de estas estructuras carbonosas.

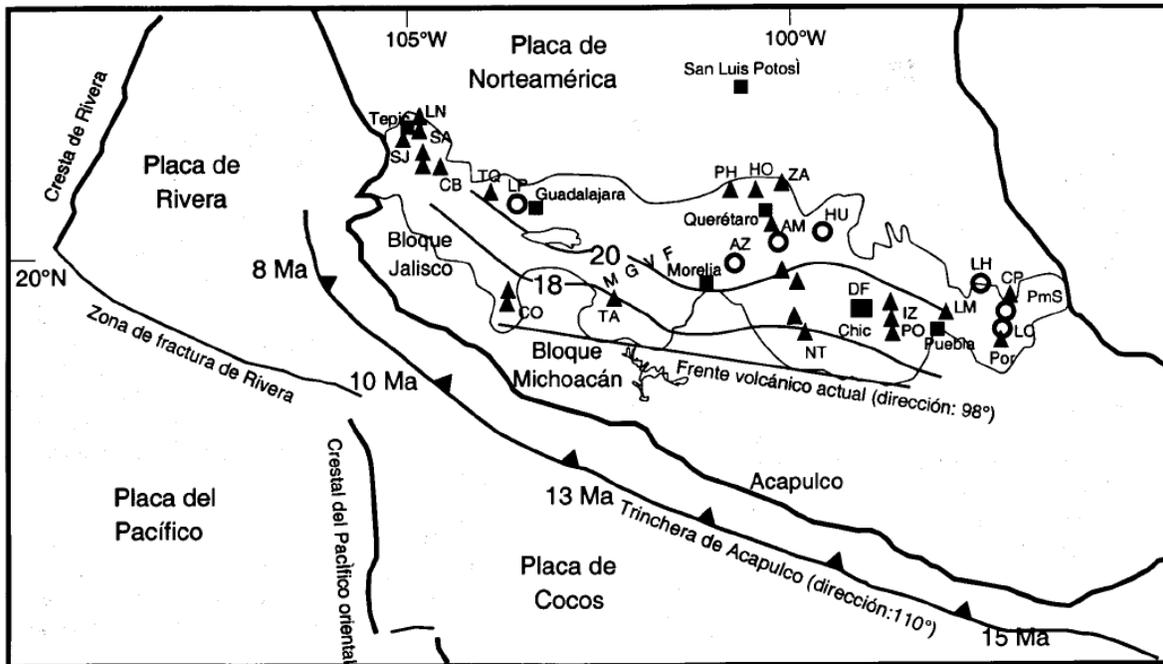
Entre los ambientes acuáticos estudiados donde se han identificado microbialitas de distintos tipos destacan: 1) Laguna Figueroa en Ensenada, B.C.,

que contiene biopelículas gruesas, laminadas, endolíticas e hipersalina, que han sido estudiadas como modelo de las relaciones biogénicas de metano; 2) Cuenca Cuatro Ciénegas en Coahuila, que contiene la mayor diversidad de bacterias, arqueas y de virus del planeta, incluyendo especies antiguas y endémicas, además de que es sugerida como un análogo al precámbrico tardío durante la explosión de organismos eucariontes, y como un análogo al cráter Gale, en Marte; 3) Maar Rincón de Parangueo en Guanajuato, que contiene cianobacterias higroscópicas en trombolitos no litificados, microbialitas y tapetes microbianos en estanques hipersalinos que pueden servir como análogos a ecosistemas de antiguos y exoplanetarios; 4) Lago Alchichica (expuesto en los siguientes capítulos) en Puebla, que tiene microbialitas columnares y es propuesto como un análogo a ecosistemas antiguos y extintos en Marte, para la identificación y caracterización de biofirmas en carbonatos marcianos; 5) Laguna de Bacalar en Quintana Roo, que contiene microbialitas de distintas formas con altas concentraciones de C y de tasas C:N, C:P y N:P y que, al igual que los anteriores, es usado como análogo a ecosistemas antiguos y extintos para otros mundos (de la Cruz *et al.*, 2020).

Debido a la amplia gama de lugares en México para realizar estudios de análogos de microbialitas, es necesario restringir los estudios a una zona concreta, cuyas características sean similares y tenga abundancia de microbialitas. Por ende, la zona centro de México, donde existe una gran variedad de lagos similares a Alchichica, se ha escogido para llevar a cabo éste estudio.

### **Eje Transversal Volcánico Mexicano**

La Faja Transversal Volcánica Mexicana (FTVM), Sistema Tarasco-Nohoa, también conocido como Cordillera Neovolcánica, es un sistema volcánico que recorre de este a oeste entre las latitudes 18° a 22° N, con una longitud de 1000 km y un área de 160,000 km<sup>2</sup>. Además, se propone que su formación es de hace 15 Ma (Carrasco-Nuñez, G., 2019; Sigala *et al.*, 2017; Yarla de De la Torre, 2003) y es resultado de la subducción de las placas Rivera y Cocos en la zona sudoccidental de la placa de Norteamérica, a lo largo de la trinchera de acapulco (Ferrari, 2000), como lo muestra la Figura 15.



**Figura 15.** Mapa de las placas tectónicas que interactúan y forman la FTVM. A la izquierda la placa del Pacífico que choca con la placa de Rivera en la zona central y con la placa de Cocos al sur. Estas últimas dos colindan con la placa Norteamericana en la zona centro-este del país (Ferrari, 2000).

La extensión de este eje comienza desde el volcán de Colima al oeste, y termina en Cofre de Perote y Pico de Orizaba al este, atravesando los estados de Veracruz, Puebla, Tlaxcala, Hidalgo, México, Ciudad de México, Morelos, Querétaro, Guanajuato, Michoacán, Guerrero, Jalisco, Colima y Nayarit.

El eje se divide en tres sectores: Occidental, Central y Oriental (Figura 16). El sector Occidental, limitado por el océano Pacífico y el *rift* de Colima, se caracteriza por un volcanismo bimodal, con estratovolcanes y complejos de domos dacitoriolíticos; y por centros monogenéticos basálticos o de composición basáltico-andesítica. El sector central, ubicado entre el *rift* de Colima y el sistema de fallas Taxco-Guerrero, se compone por centros monogenéticos y pequeños volcanes-escudo de composición basáltica y basáltico-andesítica. El sector Oriental se ubica al este del sistema Taxco-Guerrero, el volcanismo está emplazado por grandes estratovolcanes, calderas y complejos de domos de composición de andesítica a riolítica, se presume que este sector se encuentra sobre una corteza de edad precámbrica de posible tipo cratónico (Ferrari, 2000).

Debido a estas características, el sector Oriental contiene un gran número de lagos-cráter (*maares*) concentrados en la Cuenca Oriental (Sigala *et al.*, 2017), pero las condiciones fisicoquímicas de cada lago en esta región varían considerablemente, a pesar de la proximidad que hay entre los *maares*, por lo que se considera un sitio de estudio importante para acotar variables climáticas y geológicas para este proyecto.

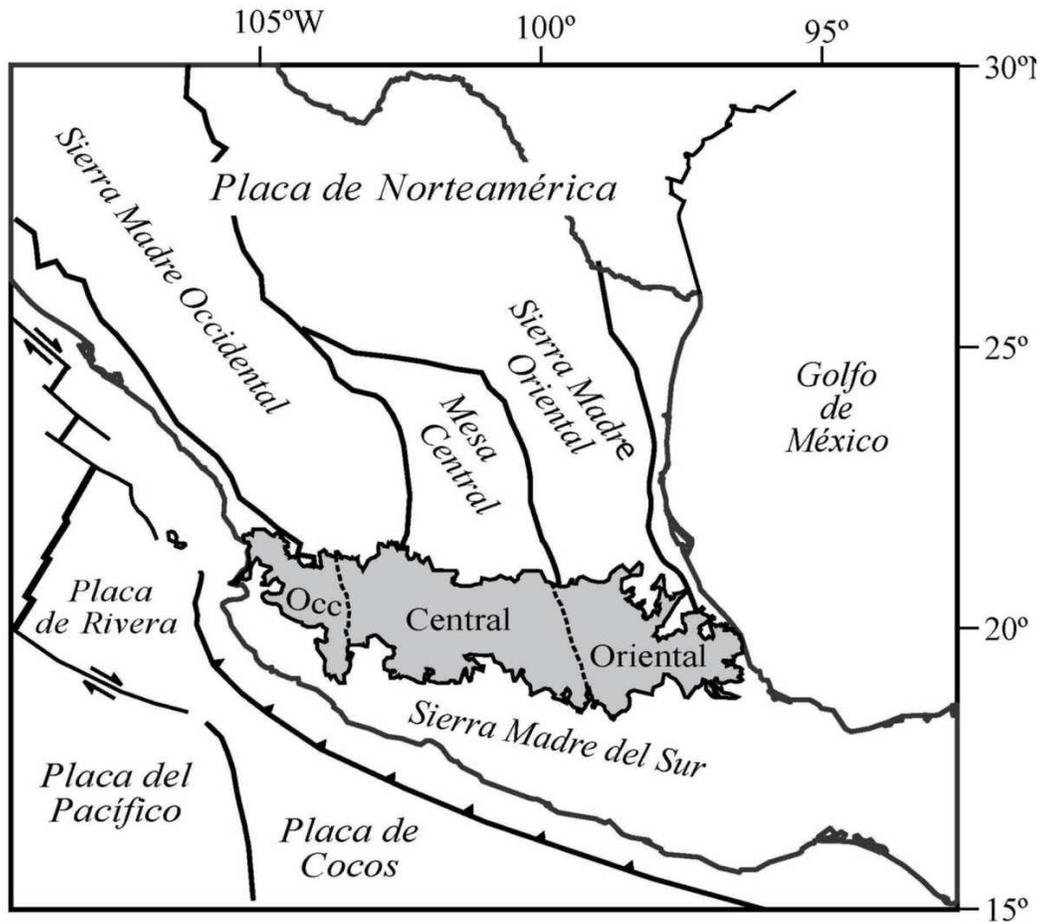
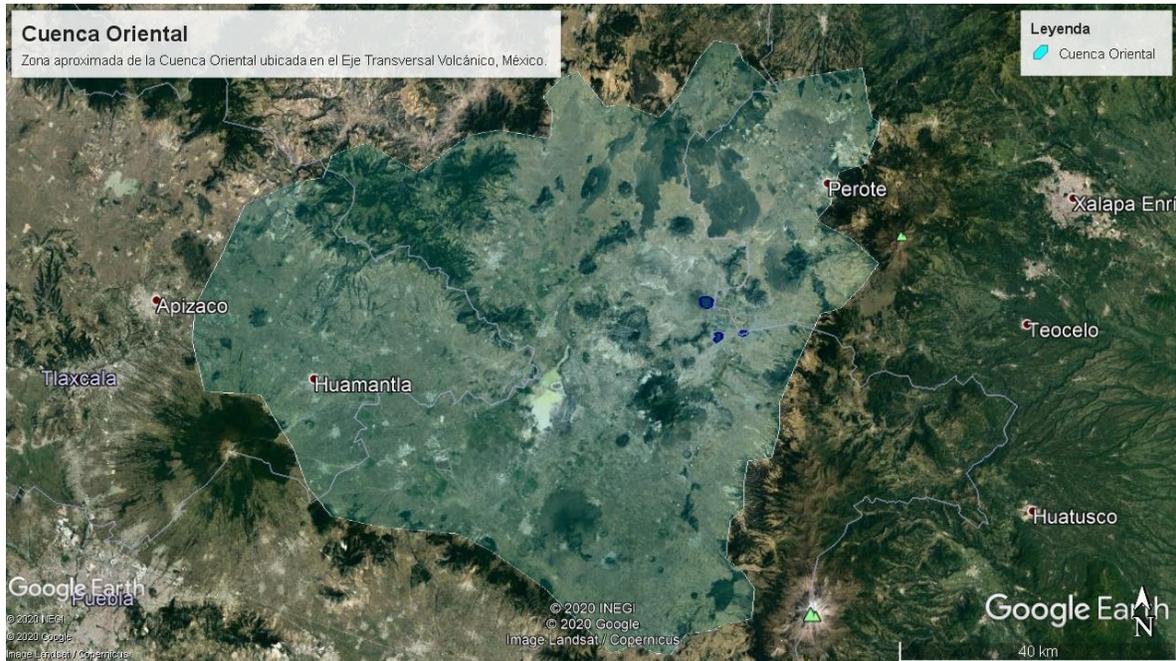


Figura 16. Mapa de las tres partes del Eje Transversal Volcánico Mexicano (Gomez-Tuena, *et al.*, 2005).

### Cuenca Oriental

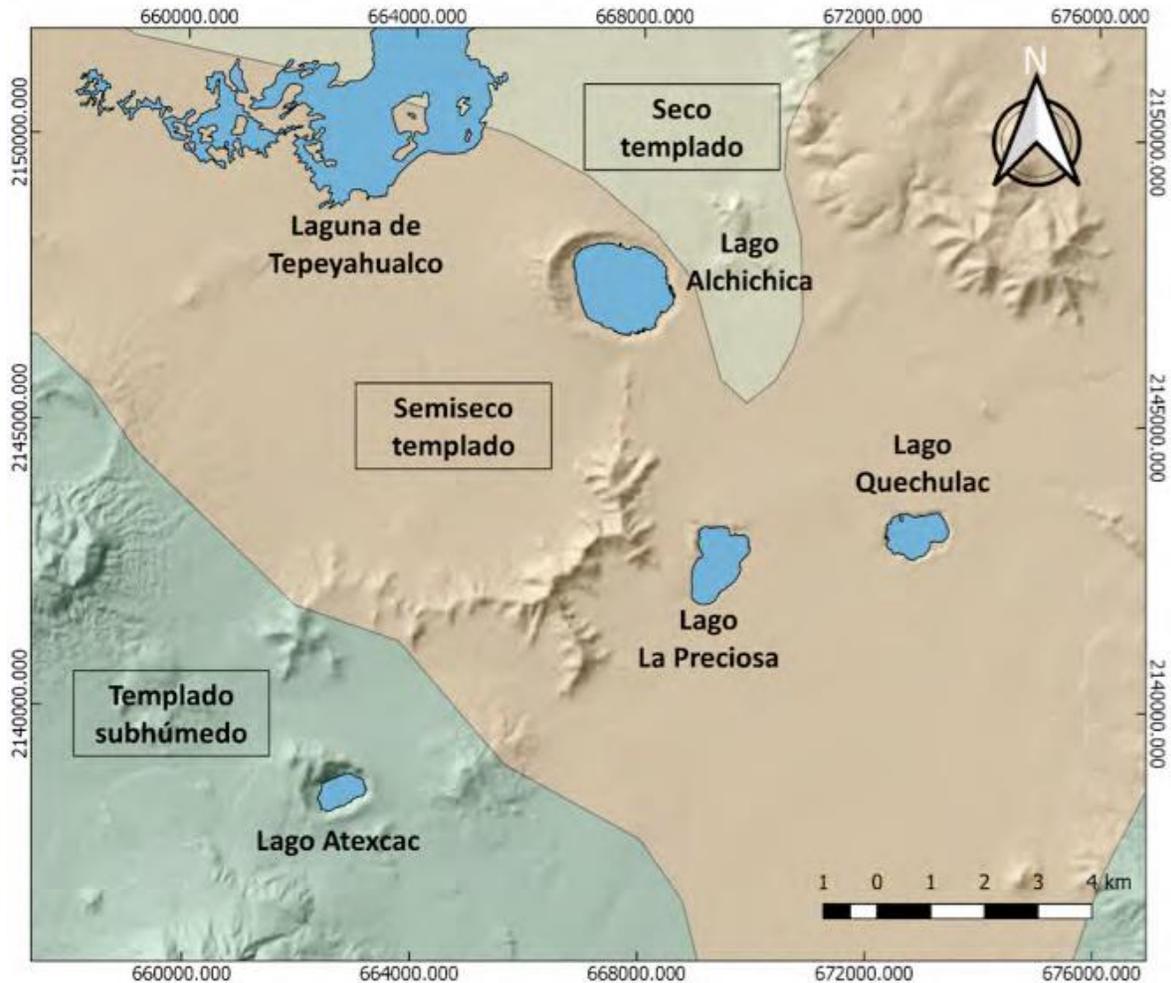
La Cuenca Oriental (18°57'-19°44' N, 97°10'-98°05' O) es una cuenca endorréica donde los escurrimientos de agua no fluyen al mar ni a otra cuenca, sino que se acumulan en el manto freático y se evaporan. Se extiende entre los estados de Tlaxcala, Puebla y Veracruz (Figura 17), en la provincia ecológica #57, denominada Lagos y Volcanes del Anáhuac. Tiene una superficie de 4 981 774 km<sup>2</sup>, de la cual el

80.1% se encuentra por debajo de los 2700 msnm, mientras que el 19.9% restante fluctúa entre los 2700 msnm y 5610 msnm, esta última altitud perteneciente al Pico de Orizaba, la mayor altura en todo México (Alcocer *et al.*, 2004).



**Figura 17.** Área aproximada de la Cuenca Oriental realizado con ayuda de mapas de Alcocer *et al.* (2004) y la herramienta Google Earth®.

Algo interesante a destacar es que los tipos climáticos dentro de la Cuenca Oriental varían a distancias muy cortas, pasando por climas templados secos a semisecos en su zona oriental, y climas templados subhúmedos en la zona más occidental (Figura 18). Una peculiaridad del clima respecto a su latitud (al sur del Trópico de Cáncer) es que debería tener las características climáticas de una zona tropical, pero se encuentra altamente influido por la orografía (volcanes La Malinche, el Cofre de Perote y Pico de Orizaba), su configuración y la posición perpendicular respecto al trayecto del flujo aéreo, que resultan en la existencia de cinco tipos de clima según la clasificación de Köppen modificado: (BS1) seco estepario semiárido, C(W1) templado subhúmedo con lluvias en verano, C(W2) templado subhúmedo con lugar, (ETH) frío y (EFH) muy frío (Alcocer *et al.*, 2004; Caballero *et al.*, 2019)



**Figura 18.** Regiones climáticas de la zona propuesta. Extraída de Caballero et al. (2019)

La cuenca, además de los peculiares estratovolcanes (Pico de Orizaba y La Malinche) y dos lagunas someras (Tepeyahualco y Totolcingo), también cuenta con seis conos de explosión freática o freatomagmática, cuyo fondo está ocupado por agua y reciben el nombre local de *axalapascos*, que proviene del homófono náhuatl y significa en ‘*el cuenco de arena con agua*’ (Montero-García y Junco-Sánchez, 2019), estos son los lagos-cráter Alchichica, Quechulac, Atexcac, La Preciosa (Las Minas), Aljojuca y Tecuitlapa. Todos los lagos de la zona son producto de afloramiento de aguas subterráneas y de precipitaciones pluviales. El agua de estos lagos presenta evidentes interrelaciones con las rocas y sedimentos subterráneos, pues presentan diversos grados de salinidad y composición química que varía de lago en lago (Alcocer et al., 2004).

## Zona de estudio propuesta

La zona conocida como los Llanos de San Juan (Figura 19), se ha escogido debido a la cercanía que hay entre los lagos Alchichica, Quechulac y La Preciosa, en un radio de menos de 5 km, como se mostró en la Figura 18, porque comparten las mismas características climáticas, lo cual se traduce en una variable menos que afecte la formación de las microbialitas. Esta área se encuentra entre las latitudes 19°26'-19°20' N y las longitudes 97°25'-97°20' O, según datos extraídos de Google Earth®.



**Figura 19.** Zona de estudio donde se encuentran los tres lagos. Imagen creada con Google Earth®

Los datos recopilados por Sigala *et al.* (2017) muestran que la zona se caracteriza por un clima tipo SB Kw (seco, templado con lluvias en verano). La temperatura de la zona oscila entre los 10.4 °C (enero) y 16.3 °C (mayo), con una temperatura media anual de 13.9 °C. Asimismo, la precipitación anual es apenas de

388 mm, que contrasta enormemente con la evaporación anual de 1741 mm, demostrando la tendencia semiárida de la zona.

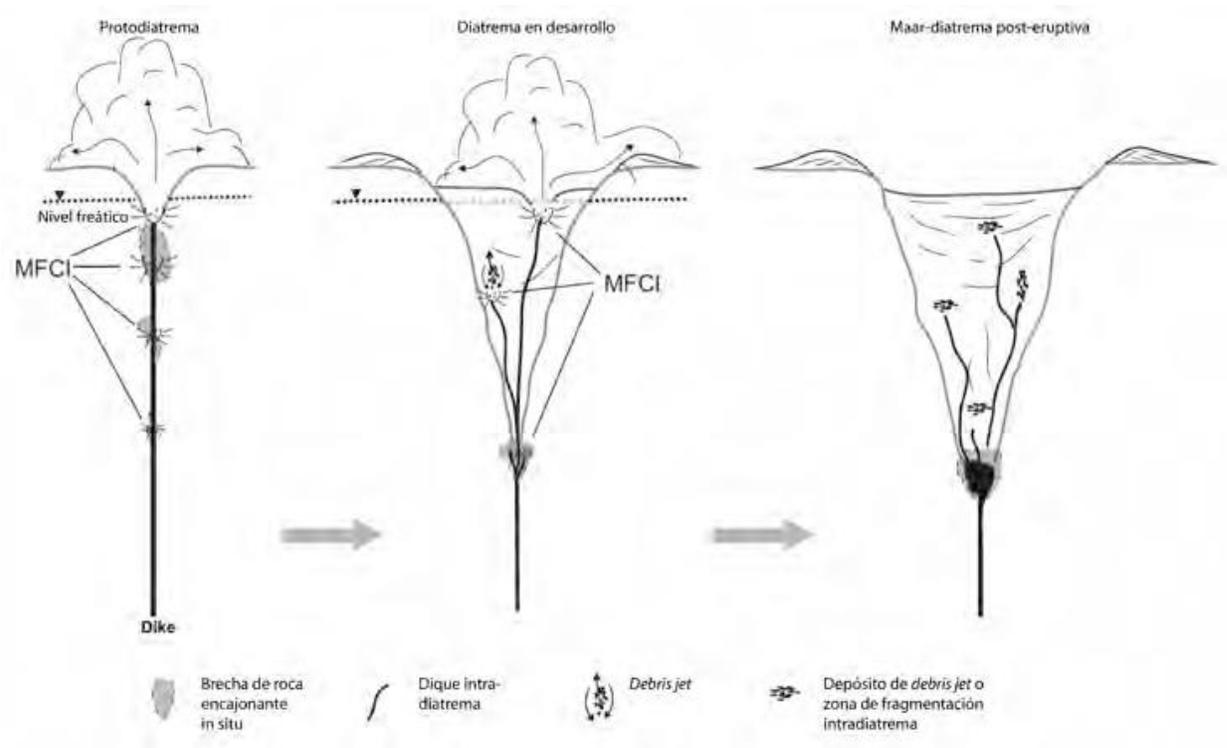
Los tres lagos presentan playas con pendientes muy pronunciadas y su forma es una cuenca cónica. Las paredes que rodean a los lagos están constituidas de tobas basálticas grises, aglomeraciones de lapilli, andesitas y porfiritas, que evidencian su origen volcánico (Ramírez-García & Novelo, 1984)

Durante la edad Miocénica (8.9 -11.0 Ma), el vulcanismo de la región se debía principalmente a la emisión de lavas asociado al complejo volcánico Cerro Grande. Mientras que, durante los 2.6 a 1.4 Ma, presentó vulcanismo andesítico que se identifica con los pozos geotérmicos del complejo los Humeros, lo cual se expone en ciertos lagos-cráter de la zona. El vulcanismo de esta área se caracteriza por ser monogénico, es decir, se produce comúnmente mediante un solo evento eruptivo de corta duración, ya sea desde meses hasta algunas decenas de años (Carrasco-Nuñez, 2019), lo que dio origen a estas formaciones tan peculiares.

### **Formación de los lagos-cráter de la zona**

Existen dos modelos que explican la formación de los *maares*. El modelo de Lorenz considera un ensanchamiento paulatino del cráter, ocasionado por profundización progresiva del centro de las explosiones, mediante un proceso de interacción entre el magma y el agua conocida como MFCI (por sus siglas en inglés, *Molten Fuel Coolant Interaction*), donde parte del material sólido es expulsado fuera del cráter y otra parte es sedimentada en el hueco que genera una estructura llamada diaterma (Figura 20) (Carrasco-Nuñez, 2019).

Un modelo más reciente, elaborado por Valentine & White, propone que el magma, al ascender por la fractura, experimenta explosiones MFCI en distintos tiempos y niveles, sin un orden, pero que ocurren a profundidades menores a 2 Km. Las cuales se traducen en un crecimiento progresivo del cráter conforme las explosiones fragmentan la roca encajonante, a través de la súbita expulsión de fragmentos (*debris jet*) hacia la superficie, para su posterior depósito en diferentes niveles de la diatrema o relleno del cráter (Carrasco-Nuñez, 2019)



**Figura 20.** Modelo de formación de un volcán tipo maar (xalapazco) propuesto por Valentine y White (2012) y modificado de De León (2016). MFCI (Molten Fuel Coolant Interaction) por sus siglas en inglés que significa “Interacción combustible fundido-refrigerante” (Carrasco-Nuñez, 2019).

### 2.2.2.1 Alchichica

Localizado en el estado de Puebla ( $19^{\circ}24'44''$  N,  $97^{\circ}24'07''$  O), a una altura de 2321 msnm. El nombre Alchichica deriva del náhuatl *alchichiccan*, que significa “lugar donde el agua es amarga” (Montero-García & Junco-Sánchez, 2019).

Es un lago-cráter o *maar*, que tiene un área de 200 ha, destaca por tener un perfil asimétrico con un relieve mayor hacia el borde occidental (Figura 21), y tiene un diámetro máximo de 1.7 km orientado el NO-SE, con un volumen de 94 214 080 m<sup>3</sup>. Además, tiene una profundidad media de 43.9 m y una máxima de 62 m (Carrasco-Nuñez, 2019).

Se clasifica como un lago monomíctico cálido. Esto quiere decir que sus aguas se mezclan una vez al año por variaciones de temperatura. La estratificación se produce durante el verano cuando las aguas superficiales se calientan y las del fondo permanecen frías. Posteriormente, en otoño, al enfriarse las aguas superficiales e igualarse las temperaturas, el lago logra mezclar sus aguas (Alcocer

*et al.*, 2000; Sigala *et al.*, 2017).



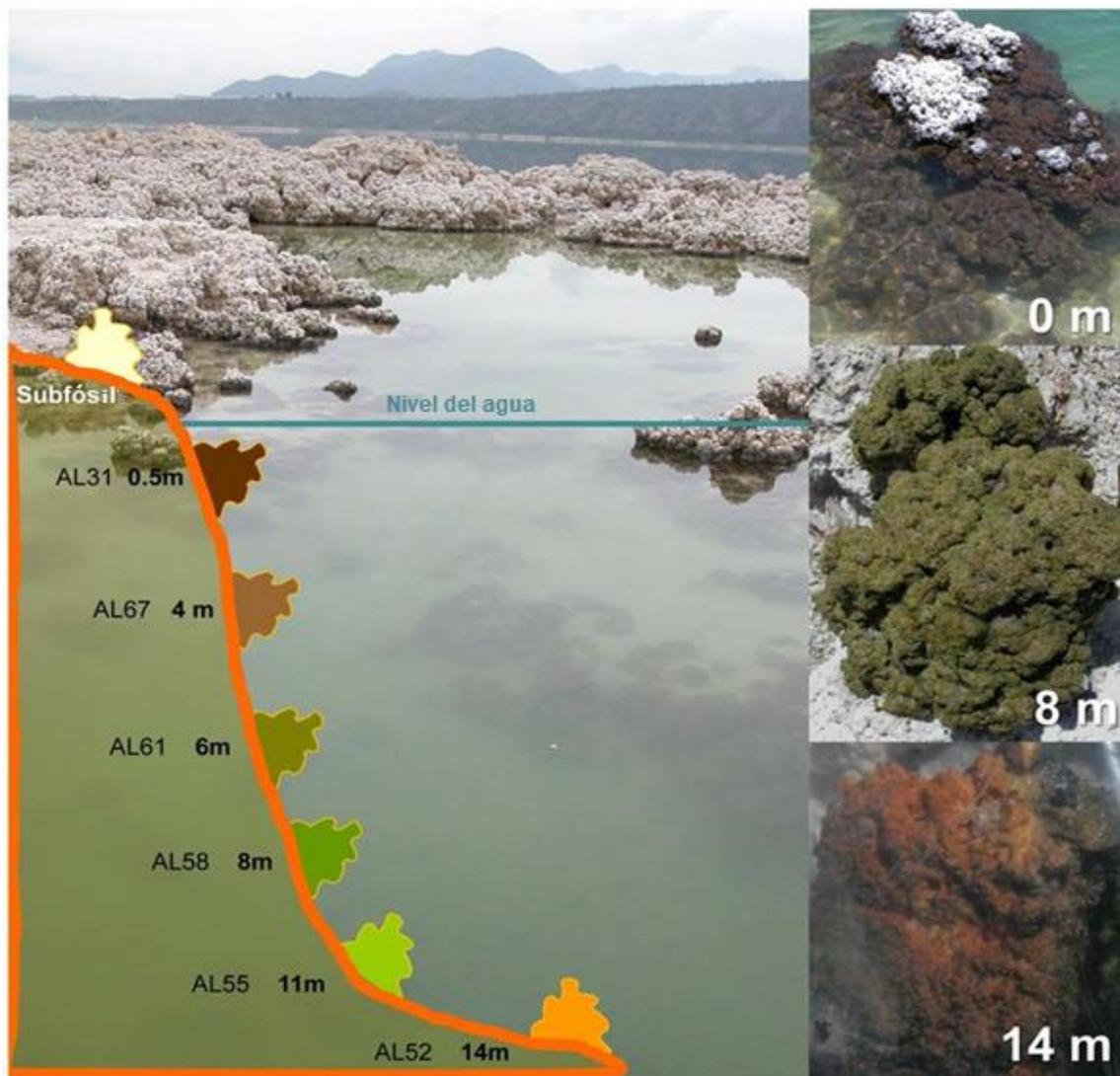
**Figura 21.** Panorámica del lago Alchichica donde se observan estromatolitos en las costas cercanas y el relieve occidental (señalado entre las flechas). Imagen de Carrasco-Nuñez (2019).

También es clasificado como un lago alcalino con pH entre los 8.3 en la superficie y 10.2 en el fondo. Los estudios de predominancia iónica indican que los aniones más comunes en las aguas del lago son  $\text{Cl}^- \gg \text{CO}_3^{2-} \gg \text{SO}_4^{2-}$ . Por otro lado, los cationes más comunes son  $\text{Na}^+ \gg \text{Mg}^{2+}$  (Armienta *et al.*, 2008; Sigala *et al.*, 2017). Asimismo, se le categoriza como un lago hiposalino con una concentración Total de Sólidos Disueltos (TDS por sus siglas en inglés) de entre 8809 mg/L (en el fondo) a 9039 mg/mL (en la superficie); y mesotrófico debido a una concentración de *clorofila a* de entre 10.2 mg/m<sup>3</sup> (en la superficie) y 3.9 mg/m<sup>3</sup> (en el fondo) (Sigala *et al.*, 2017).

El lago Alchichica destaca por la presencia de microbialitas en sus costas, divididas en dos categorías. La primera es una división morfológica y hay tres

grupos: 1) Esponjoso; 2) Columnar; y 3) Plano costroso; y la segunda es por la zona donde se encuentran: 1) Negro, expuesto sobre el agua (~30 cm); 2) Verde, ligeramente sobre del nivel del agua (~10-15 cm); y 3) Verdoso-Café, debajo del nivel del agua (Figura 22) (Kaźmierczak *et al.*, 2011).

Las microbialitas vivas pueden ser encontradas hasta los 14 m de profundidad, mientras que los grupos más grandes de microbialitas expuestas se concentran a lo largo de la costa sur noreste, a unos 2 m por encima de nivel del agua.



**Figura 22.** Diferencias en coloración de las estructuras estromatolíticas respecto a su profundidad dentro del lago Alchichica. Modificado de Couradeau *et al.* (2011).

Los grupos expuestos se caracterizan por diferencias de color (Figura 23).

Las microbialitas blancas, que son mayoritarias, son montículos, domos y cortezas irregulares que carecen de estratificación o laminación, con perillas y gránulos de varios tamaños; los más grandes llegan a tener agujeros en las bases o canales a lo largo de la estructura. Por otro lado, las microbialitas cafés, que se concentran en la región oeste de la costa, están en contacto directo con las blancas y tiene forma de chimeneas irregulares, pero carecen de poros laminados, textura esponjosa o canales (Każmierczak *et al.*, 2011).

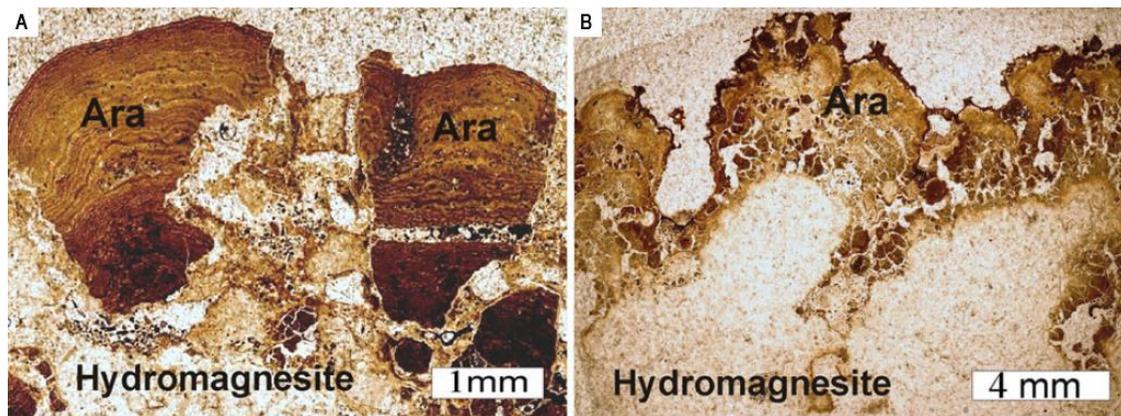


**Figura 23.** Estructuras microbialíticas blancas y cafés a orillas del lago Alchichica. Modificado de Każmierczak *et al.* (2011).

Każmierczak *et al.* (2011) realizaron análisis a las microbialitas. En las microbialitas blancas se observaron microlaminaciones de aragonita con cambios graduales a retículos irregulares de hidromagnesita (Figura 24). Mientras que en sus contrapartes cafés encontraron una composición predominada por aragonita (Figura 25). Además, concluyeron que la precipitación de aragonita se debe al mucus excretado por las cianobacterias presentes.

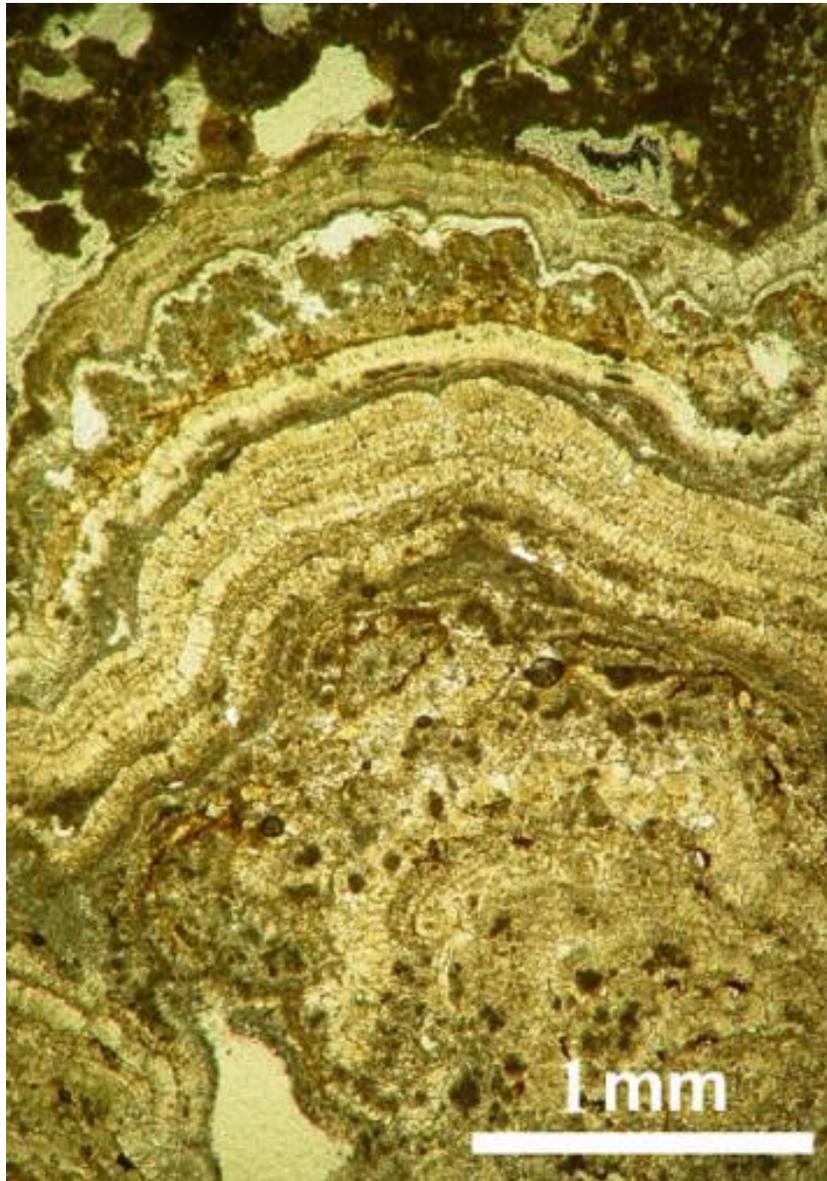
También se ha visto un incremento (a nivel de nanogramos) en la concentración de aragonita en las microbialitas más viejas y semimuertas, algo común en calcificaciones naturales y artificiales de tapetes cianobacterianos. No

obstante, la transición de aragonita a hidromagnesita no tiene una causa definida, pero se sospecha que se debe a cambios volumétricos por procesos de biodegradación y salificación, lo cual genera microbrechas que son rellenadas y que provocan la destrucción de cianobacterias mineralizadas. Lo anterior explicaría la carencia de restos morfológicamente identificables en microbialitas blancas, aunque aún es posible encontrar bioseñales y algunas estructuras citosas en algunos estratos (Każmierczak *et al.*, 2011).



**Figura 24.** Estructuras laminadas de las microbialitas de Alchichica. (Ara = Aragonita; Hydromagnesite= Hidromagnesita. A. Estructura donde la laminación aragonítica es fácilmente distinguible y diferente de la hidromagnesita. B. Formación aragonítica que gradualmente se convierte en una fase hidromagnesítica). Modificado de Kaźmierczak *et al.* (2011).

Por otro lado, las estructuras microestromatolíticas y laminaciones de grano fino con capas trombolíticas y peloidales de las microbialitas cafés (Figura 25), son típicas de ambientes supersaturados de carbonato de calcio y altamente similares a las descritas en estromatolitos marinos calcógenos del precámbrico. Por ello, se ha propuesto que estas microbialitas son una pieza esencial para reconstruir la historia de los estromatolitos en la Tierra (Każmierczak *et al.*, 2011).



**Figura 25.** Imagen al microscopio de estructura estromatolítica de microbialitas cafés en lago Alchichica. Modificada de Kaźmierczak *et al.* (2011)

#### 2.2.2.2 La Preciosa

El lago La Preciosa se localiza en el estado de Puebla ( $19^{\circ}22'24''$  N,  $97^{\circ}23'07''$  O) a 2341 msnm. Es un *maar* con un área de 91 ha y profundidad máxima de 46 m. Tiene una forma irregular que se asemeja a un triángulo, con una longitud máxima de 1300 m y crestas que alcanzan 50 m de altura sobre el espejo de agua (Figura 26) (Montero-García & Junco-Sanchez, 2019; Sigala *et al.*, 2017).



*Figura 26. Lago La preciosa. Extraído de Cervantes (2019).*

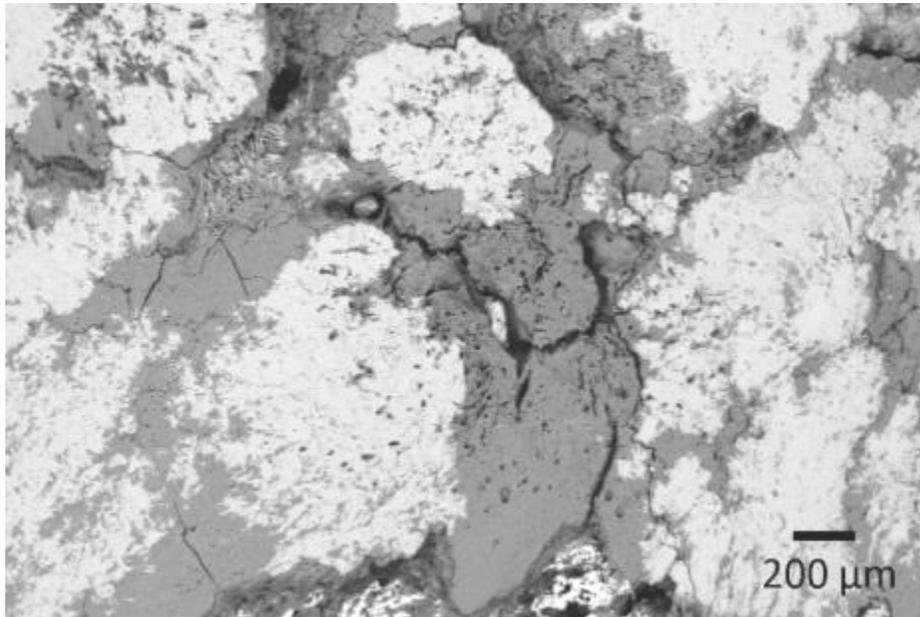
Al igual que el lago Alchichica, se clasifica como un lago alcalino con pH de 9.3 en su superficie, es de tipo monomíctico cálido. En cuanto a predominancia iónica, los aniones más comunes son  $\text{HCO}_3^- \gg \text{Cl}^- \gg \text{SO}_4^{2-}$ ; mientras que los cationes más comunes son  $\text{Mg}^{2+} \gg \text{Na}^+$  (Armienta *et al.*, 2008; Zeyen *et al.*, 2015; Sigala *et al.*, 2017)

Se le categoriza como un lago Subsalino con una concentración total de sólidos disueltos de entre 1296 mg/L (en el fondo) a 1333 mg/mL (en la superficie). Además, es oligotrófico debido a su concentración de *clorofila a* de entre 6.6 mg/m<sup>3</sup> (en la superficie) y 4.6 mg/m<sup>3</sup> (en el fondo) (Sigala *et al.*, 2017).

Por otro lado, en los estudios de Zeyan *et al.* (2015), se observó que las microbialitas de La Preciosa tienen una morfología grumosa, por lo que fueron clasificadas como trombolitos, también notaron que la mayoría de estas estructuras son blancas. Están compuestas principalmente carbonatos de calcio ~56% (aragonita y algo de calcita), 43% de querolito magnésico ( $\text{Mg}_3\text{Si}_4(\text{OH})_{10} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) y ~1% de Fe-querolito ( $\text{Fe}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ ), además de contar con presencia de aluminio. Esto último sugiere menor cantidad de fases dendríticas.

Los carbonatos de calcio y querolitos tienen una distribución específica: los

glóbulos de carbonatos, con diámetros de unos cientos de micrómetros, se encuentran incrustados en la matriz querolítica (Figura 27). A diferencia de las presentes en Alchichica, las microbialitas del lago La Preciosa no han sido tan caracterizadas ni estudiadas, por lo que solo se tienen muy pocos datos sobre sus rasgos distintivos.



**Figura 27.** Imagen en microscopio de microbialita de La Preciosa. En blanco, los gránulos de carbonatos y en gris el querolito. Modificada de Zeyen *et al.* (2015).

### 2.2.2.3 Quechulac

Localizado en el estado de Puebla ( $19^{\circ}22'28''$  N,  $97^{\circ}21'06''$  O) a 2345 msnm. Es un *maar* con un área de 64 ha y profundidad máxima de 40 m (Figura 28). Presenta una longitud máxima de 983 m de ancho, y cuenta con un pequeño islote en la sección noreste (Montero-García, y Junco-Sanchez, 2019).

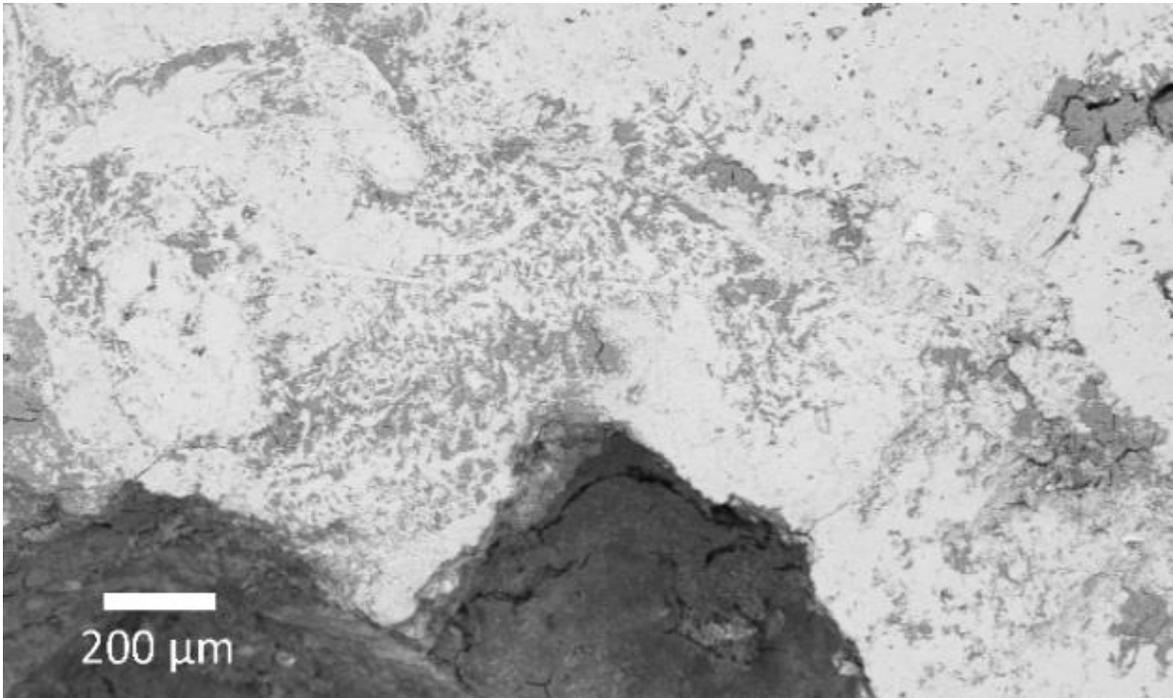
Al igual que Alchichica y La Preciosa, se trata de un lago alcalino, que presenta un pH entre 9 en la superficie y 9.2 en el fondo, y es del tipo monomítico cálido. En cuanto a predominancia iónica, los aniones más comunes son  $\text{HCO}_3^- \gg \text{Cl}^-$ , mientras que los cationes son  $\text{Mg}^{2+} \gg \text{Na}^+ \gg \text{Ca}^{2+}$  (Armienta *et al.*, 2008; Zeyen *et al.*, 2015; Sigala *et al.*, 2017).



*Figura 28. Lago Quechulac con el Pico de Orizaba al fondo. Imagen de Isidro sx16 (2008).*

Se le categoriza como un lago de agua dulce con una concentración total de sólidos disueltos (TDS por sus siglas en inglés) de entre 445 mg/L (en el fondo) a 439 mg/mL (en la superficie); y es oligotrófico debido a su concentración de *clorofila a* de entre 9.2 mg/m<sup>3</sup> (en la superficie) y 7.2 mg/m<sup>3</sup> (en el fondo) (Sigala *et al.*, 2017).

Sus microbialitas están compuestas por un aproximado de 96% carbonato de calcio (aragonita) y ~4% de querolito magnésico. Imágenes de microscopía revelan que la aragonita se encuentra en casi toda la estructura, excepto en ciertas partes de tamaños menores a los 100 micrómetros (Figura 29). Su estudio ha sido menor que el del lago La Preciosa, por lo que la información conocida se limita a la ya expuesta.



**Figura 29.** *Microbialita Quechulac. carbonatos blanco y querolito incrustado en gris. Modificada de Zeyen et al. (2015).*

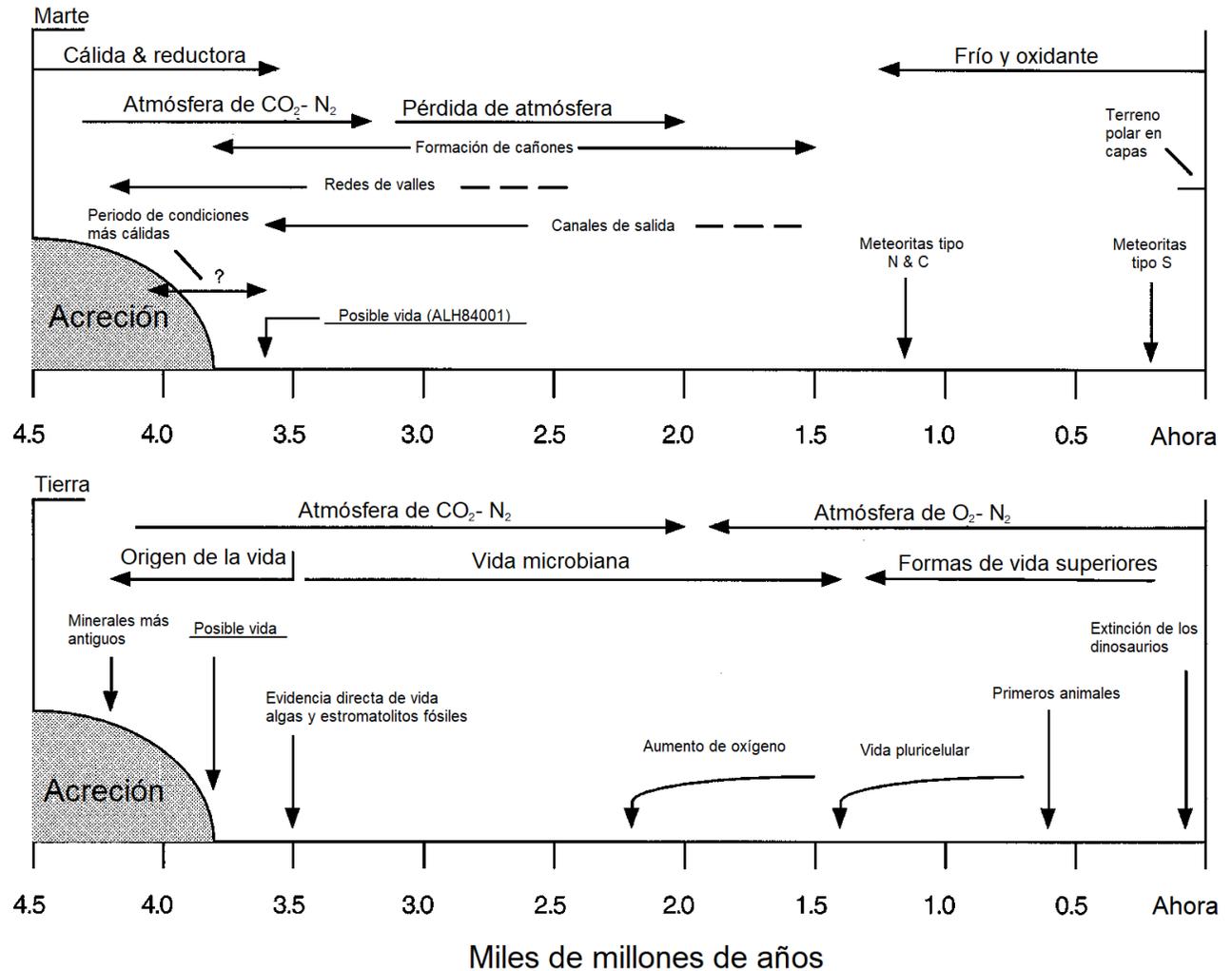
### 2.2.3 Búsqueda de microbialitas en Marte

Al principio de la era espacial, Marte fue visto como un planeta desértico, pero a medida que ha sido explorado, el estudio de la búsqueda de vida en dicho planeta ha cambiado drásticamente gracias a los descubrimientos sobre su diversa mineralogía. Por ejemplo, se han encontrado depósitos de kieserita, yeso y sulfatos polihidratados en múltiples zonas de Valles Marineris, Margaritifer Sinus y Terra Meridiani, además de que el rover Spirit encontró seis diferentes tipos de suelos en Gusev Crater y Columbia Hills (Marlow *et al.*, 2008).

Actualmente, se considera que el planeta es incapaz de sostener vida en su superficie debido a la ausencia de agua líquida. No obstante, los datos recabados por las distintas misiones espaciales indican que, en el pasado, las condiciones ambientales de Marte fueron diferentes, ya que contaba con una atmósfera compuesta principalmente de CO<sub>2</sub>, presencia de agua líquida en forma de océanos, lagos y ríos, y temperaturas y presión atmosférica mayores. Además, en los últimos años se han detectado compuestos orgánicos conservados que, junto a estudios

teóricos que indican que la luz solar proveyó suficiente energía, sugieren que Marte tenía los elementos y energía necesarios para que la vida surgiera (McKay, 1996; Horneck, 2000; Joseph *et al.*, 2020).

Asimismo, basándose en algunas similitudes entre los planetas (agua líquida, vulcanismo, regiones hidrotermales sulfurosas, sistema hidrológico subsuperficial, lagunas efímeras, cuerpos de agua grandes y estables, e impactos de bólidos), especialmente durante los periodos de 4.0 a 3.5 Ga, McKay (1996) creó un esquema comparativo (Figura 30) entre las etapas evolutivas de la Tierra y de Marte, con el fin de establecer un punto de partida para la búsqueda de vida antigua en el planeta rojo.



**Figura 30.** Línea temporal comparativa en la evolución de vida en la Tierra y posible formación de vida en Marte (McKay, 1996).

De esta manera, McKay (1996) elaboró un resumen (Tabla 4) de las etapas del agua en Marte, así como de las condiciones ambientales, los estados hídricos y los posibles análogos biológicos, en caso de que la vida hubiese surgido.

**Tabla 4.** *Épocas de agua líquida en la superficie marciana (McKay, 1996)*

Número de época	Duración posible (Ga)	Condiciones termodinámicas	Estado del agua líquida	Análogos biológicos
I	4.2 – 3.8	$P \geq 5 \text{ atm}$ $T > 0 \text{ }^\circ\text{C}$	Agua líquida abundante	Posible origen de la vida
II	3.8 – 3.1	$T < 0 \text{ }^\circ\text{C}$ $T \text{ máx.} > 0 \text{ }^\circ\text{C}$	Lagos cubiertos de hielo	Tapetes microbianos en lagos
III	3.1 – 1.5	$T \text{ máx.} < 0 \text{ }^\circ\text{C}$ $P \gg 6.1 \text{ hPa}$	Agua líquida en rocas porosas	Vida dentro de rocas
IV	1.5 – presente	$P \approx 6.1 \text{ hPa}$	Presión en el punto triple; No hay agua líquida	No hay vida en la superficie marciana

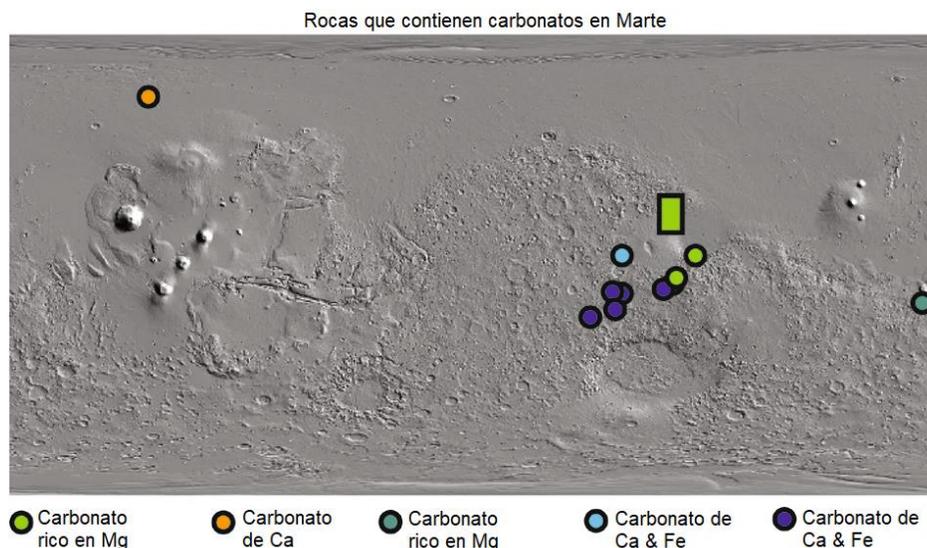
Las condiciones actuales de Marte distan enormemente de aquellas que pudieron albergar vida en el pasado. Las razones principales para el drástico cambio en el planeta fueron la falta de actividad volcánica y la pérdida de gran parte de la atmósfera. Se cree que las causas principales de la gran pérdida atmosférica fueron la formación de carbonatos, el viento solar y los mecanismos de escape no térmicos. Además, la ausencia de una tectónica de placas contribuyó a la falta de un mecanismo geológico que reciclara el  $\text{CO}_2$  (McKay, 1996), lo que tuvo como consecuencia que no se produjera un efecto invernadero que mantuviera las condiciones óptimas para la presencia de agua líquida durante toda la historia geológica.

Por otro lado, los primeros esfuerzos en la búsqueda de vida en Marte se realizaron, mediante las misiones *Viking* en 1976, en tres experimentos biológicos y uno químico en el suelo marciano para determinar la existencia de actividad biológica. Los resultados no fueron concluyentes pues, aunque cada uno de los experimentos biológicos mostró resultados positivos para la actividad biológica en Marte, el experimento químico determinó la ausencia de compuestos orgánicos

(McKay, 1996). Posteriormente, Navarro-González *et al.* (2006) demostraron que las temperaturas usadas en el sistema de Volatilización Térmica y Cromatografía de Gases acoplado a Espectrometría de Masas no fueron suficientes para liberar los compuestos orgánicos del suelo marciano. Además, Navarro-González *et al.* (2010; 2011) demostraron que los resultados “biológicos” de los experimentos en las misiones *Viking* probablemente se debieron a la presencia de compuestos orgánicos y percloratos, que generaron falsos positivos en los suelos de Marte.

### 2.2.3.1 Carbonatos en Marte

Carbonatos ricos en magnesio y hierro, principalmente, han sido identificados en un gran número de localidades en Marte (Figura 31), como *Nili Fossae*; *Columbia Hills* del *Gusev Crater*, explorado por la misión *Spirit*, (16% a 34% de carbonatos con composición  $(Mc_{0.62} Sd_{0.25} Cc_{0.11} Rh_{0.02})$ , donde Mc = magnesita ( $MgCO_3$ ), Sd Sinderita ( $FeCO_3$ ), Cc=calcita ( $CaCO_3$ ) y Rh = rodocrosita ( $MnCO_3$ ); en el polo norte Marciano (3% a 5% detectado por la misión *Phoenix*); así como en muchas meteoritas marcianas, por ejemplo, ALH 840001 (con una composición de  $Mc_{0.58} Sd_{0.29} Cc_{0.12} Rh_{0.01}$ , muy similar a la de *Columbia Hills*) (Boynton *et al.*, 2009; Niles *et al.*, 2013).



**Figura 31.** Mapa de Marte donde se señalan los depósitos de carbonatos que han sido identificados (Niles *et al.*, 2013).

Las composiciones mixtas de los carbonatos marcianos son similares a las concreciones terrestres diagénicas de bajas temperaturas, asociadas a deshidratación del magnesio y rápida cristalización que, junto con otra evidencia, sugieren que estas se forman en ambientes acuosos someros de vida corta, con dinámica ambiental cambiante y de temperaturas bajas (menores a los 100 °C) (Niles *et al.*, 2013).

Una diferencia notable entre la química terrestre y marciana de los carbonatos es que en la Tierra predominan las fases ricas en calcio, como calcita, aragonita y dolomita, mientras que en Marte prevalecen los carbonatos ricos en magnesio. La formación de magnesita anhidra resulta un misterio, pues requieren de mucha energía para deshidratarse, lo cual solo se puede lograr a temperaturas elevadas, por lo que contrasta con los datos obtenidos de las meteoritas que sugieren una formación de baja temperatura. Aun así, las hidromagnesitas son comunes en aguas superficiales que están en contacto con rocas ígneas básicas, como las de los lagos British Columbia, Canadá, Coorong en Australia, Rift Valley en Kenia y Tanzania (Niles *et al.*, 2013) y algunos *maares* mexicanos como Alchichica.

También, la presencia de carbonatos de hierro implica la existencia de un ambiente reductor en el pasado, en el que las condiciones favorecidas fueron ambientes ácidos, especialmente durante el *Hesperian* (hace 3.7 a 2.9 Ga, aproximadamente), debido al predominio de sulfatos. Sin embargo, es posible la coexistencia de ambientes ácidos y básicos, especialmente en forma de microambientes (Niles *et al.*, 2013).

Cabe resaltar que los estudios de Quinn *et al.* (2006) indican que, bajo condiciones marcianas actuales, es posible que los carbonatos se mantengan estables. Por ende, la presencia de carbonato tiene importancia astrobiológica en Marte porque: 1) es un compuesto que amortigua el pH de los ambientes acuáticos, lo cual sugiere condiciones alcalinas en las aguas marcianas; 2) los iones pueden ser absorbidos por el Ca y modificar la geoquímica del suelo que repercute en posibles equilibrios biogeoquímicos complejos; 3) en lagos y aguas poco profundas

terrestres, la presencia de microorganismos induce la precipitación de carbonatos mediante la remoción de CO<sub>2</sub> atmosférico, por lo que las capas de carbonatos de los sedimentos en los lagos tienden a ser buenos anfitriones de microfósiles (McKay, 1996; Boynton *et al.*, 2009; Niles *et al.*, 2013).

Además, Horgan *et al.* (2020) detectaron la presencia de carbonatos, mediante el instrumento CRISM (*Compact Reconnaissance Imaging spectrometer for Mars*) de la misión *Mars Reconnaissance Orbiter*, en un lugar con características pluviolacustres. Dadas las fuertes señales de carbonatos, sus propiedades topográficas y su localización, se sugiere que son carbonatos lacustres autigénicos con potencial para estudiarse como análogos a microbialitas terrestres.

Todo lo anterior genera expectativas sobre la posible presencia de vida pasada en el planeta y un posible ciclo de carbono de componente biótico, cuyo equilibrio o desequilibrio entre las reservas de carbono y las concentraciones de la atmósfera podría estar influido por la biosfera antigua (Rizzo, 2020).

### 2.2.3.2 Posibles estructuras organosedimentarias en Marte

Debido a las similitudes que existieron entre las condiciones de Marte y la Tierra primitiva, se ha sugerido que, durante sus primeras etapas, Marte pudo haber contenido cianobacterias formadoras de estromatolitos, pero la alta reactividad del suelo marciano destruyó los compuestos orgánicos remanentes en las capas superiores (McKay, 1996; Joseph *et al.*, 2020). Por ello es imprescindible localizar ambientes acuáticos que constituyan hábitats propicios para la proliferación de la vida y que, actualmente, tengan alto grado de conservación (Noffke, 2015).

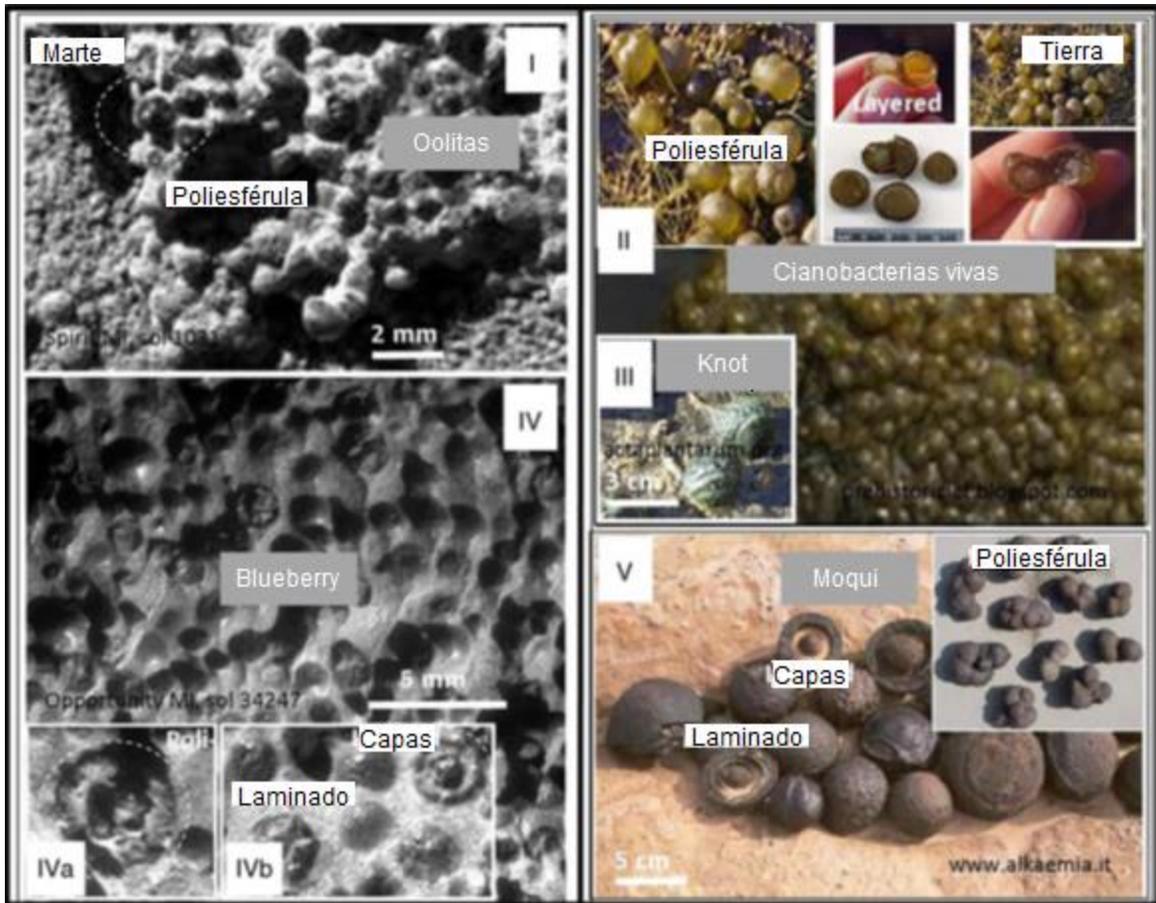
Por lo tanto, el estudio de los posibles depósitos sedimentarios en océanos, lagos y ríos antiguos en Marte es fundamental para detectar posibles estructuras y minerales biogénicos que tengan morfologías y composiciones químicas diferentes a sus contrapartes abiogénicas, trazas de compuestos orgánicos o inclusive fósiles mineralizados (McKay, 1996; Horneck, 2000). No obstante, sería imposible que se realicen estudios concluyentes con el mismo grado de precisión que tendrían en la Tierra (Rizzo, 2020).

Ante tales complicaciones, se han llevado a cabo análisis morfométricos de texturas en estructuras abiogénicas terrestres, microbialitas terrestres e imágenes seleccionadas de Marte que revelan que, mientras los estromatolitos abiogénicos muestran una estructura fractal simple, las estructuras biogénicas y marcianas son multifractales. Además, los índices geométricos, complejidad logarítmica, entropía, tortuosidad y diámetros mínimos y máximos de las microestructuras se sobreponen perfectamente, cuando la probabilidad de esto es  $p < 0.004$ , por lo que concluyen que, bajo estos parámetros, es posible que las estructuras estudiadas en Marte tengan un origen biológico (Bianciardi *et al.*, 2015) Además, la ausencia de tectónica de placas, junto con la baja cinética de intemperismo físico, que solo genera daño superficial, ha beneficiado en la gran conservación de estos registros y de los posibles fósiles litificados (McKay, 1996; Adcock *et al.*, 2013).

Por su parte, las primeras señales de posibles estructuras organosedimentarias las encontraron Rizzo y Cantasano (2009; 2016), tras analizar imágenes tomadas por el *Mars Exploration Rover* (MER), *Opportunity* (Figura 32), de rocas con morfologías esféricas llamadas “*blueberry*”, que tienen gran similitud a “*moquis*”, esferas anilladas que se generaron por actividad microbianas, y “*knot*”, estructuras esféricas que aparecen en colonias de cianobacterias vivas y estromatolitos, así como algunos estromatolitos fósiles con morfologías esféricas abundantes durante el Proterozoico, vinculados a ambientes acuáticos salobres y calmados.

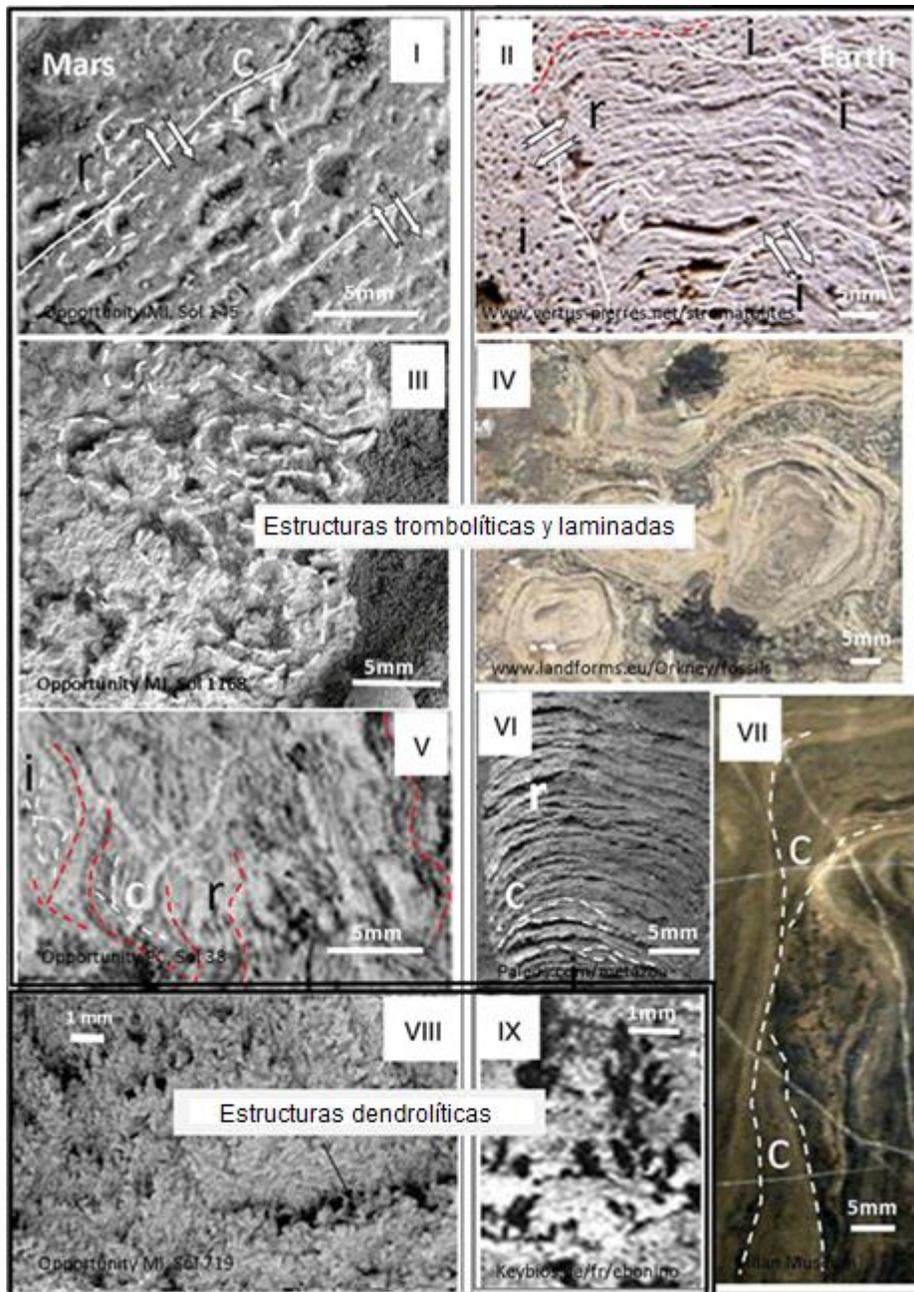
Asimismo, se han encontrado algunas estructuras trombolíticas y laminares (Figura 33, Figura 34 y Figura 35) en Marte, cuyas características estructurales, como una orientación definida, huecos, plegamientos y fracturas, sugieren una posible formación biológica (Rizzo & Cantasano, 2009). En microbialitas terrestres, los huecos se generan por burbujas de gases dentro de las esteras como consecuencia del metabolismo microbiano. Por otro lado, las texturas caóticas se forman por agregados de micritas (mezcla de componentes finos inorgánicos y material orgánico resultado de bacterias y EPS), que se deben casi exclusivamente a bacterias biomineralizantes de patrones laminados y concéntricos (ooides y peloides). Y, las texturas isópacas tienden a formarse por precipitaciones

quimiogenéticas, en algunas microbialitas terrestres, se consideran de origen abiótico (Rizzo & Cantasano, 2016).

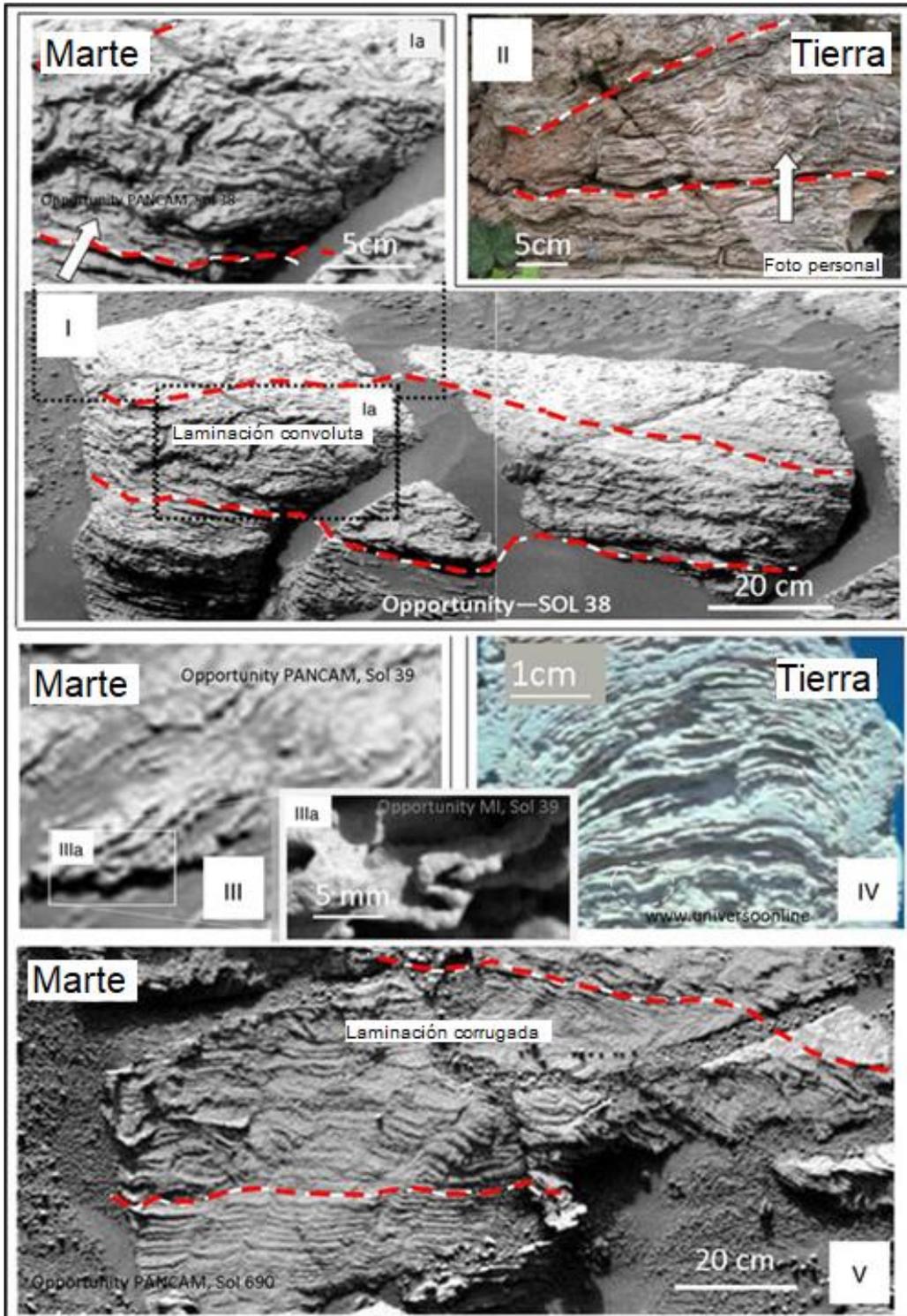


**Figura 32.** Paralelismos mesoestructurales de cuerpos esféricos marcianos y terrestres. (I) Cúmulo de esferas, tipo oolitas con estructuras poliesferales. (IV, IVa y IVb) Blueberries en Marte con estructuras policéntricas, poliesféricas o concéntricas. (V) Moqui terrestre producido por actividad microbiana. También pueden ser análogos a colonias cianobacterianas vivas (II) y estructuras poliesferales y concéntricas en estromatolitos Knot (III). Modificado de Rizzo & Cantasano (2016).

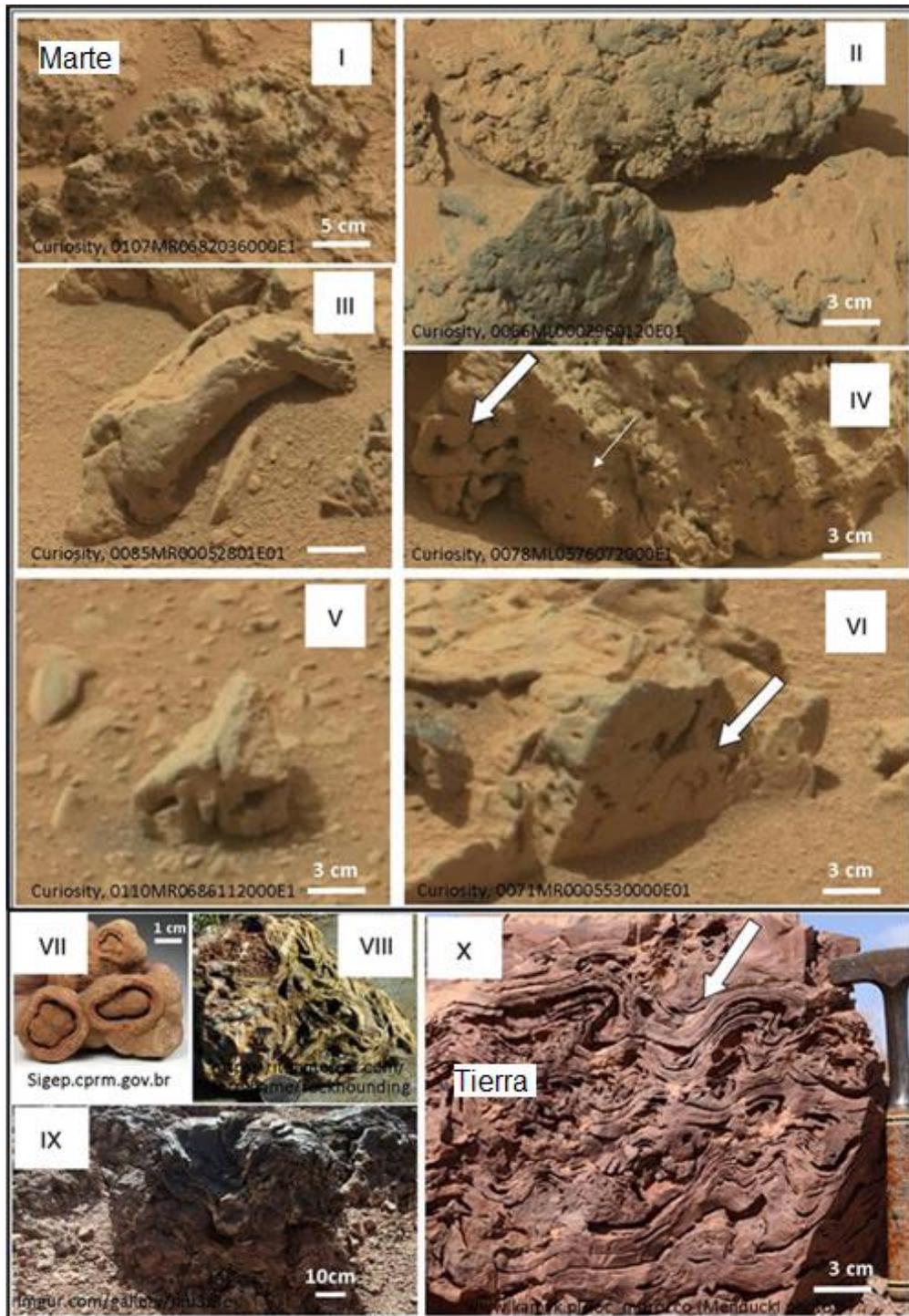
Cabe resaltar que las posibles explicaciones abióticas para las formaciones marcianas, como cambios graduales de los flujos hidráulicos o erosiones seguidas de transportes y deposición, carecen de sustento, pues las evidencias geológicas indican que se formaron en aguas superficiales o infratidales tranquilas (Rizzo & Cantasano, 2016)



**Figura 33.** Comparativo entre posibles características mesoestructurales microbialíticas en Marte y la Tierra. Cambios estructurales verticales o laterales (flechas) de ondulados “r” a caóticos “i” (I, II). Laminaciones curvas abiertas o cerradas (III, IV), secuencias cerradas no isopacas “c”, así como filamentos cruzados “i” y laminación ondulada “r” (V, VII). También estructuras tipo laminadas y dendrolíticas en Marte (VIII) muestran patrones similares que los terrestres (IX) (Modificado de Rizzo & Cantasano, 2016).

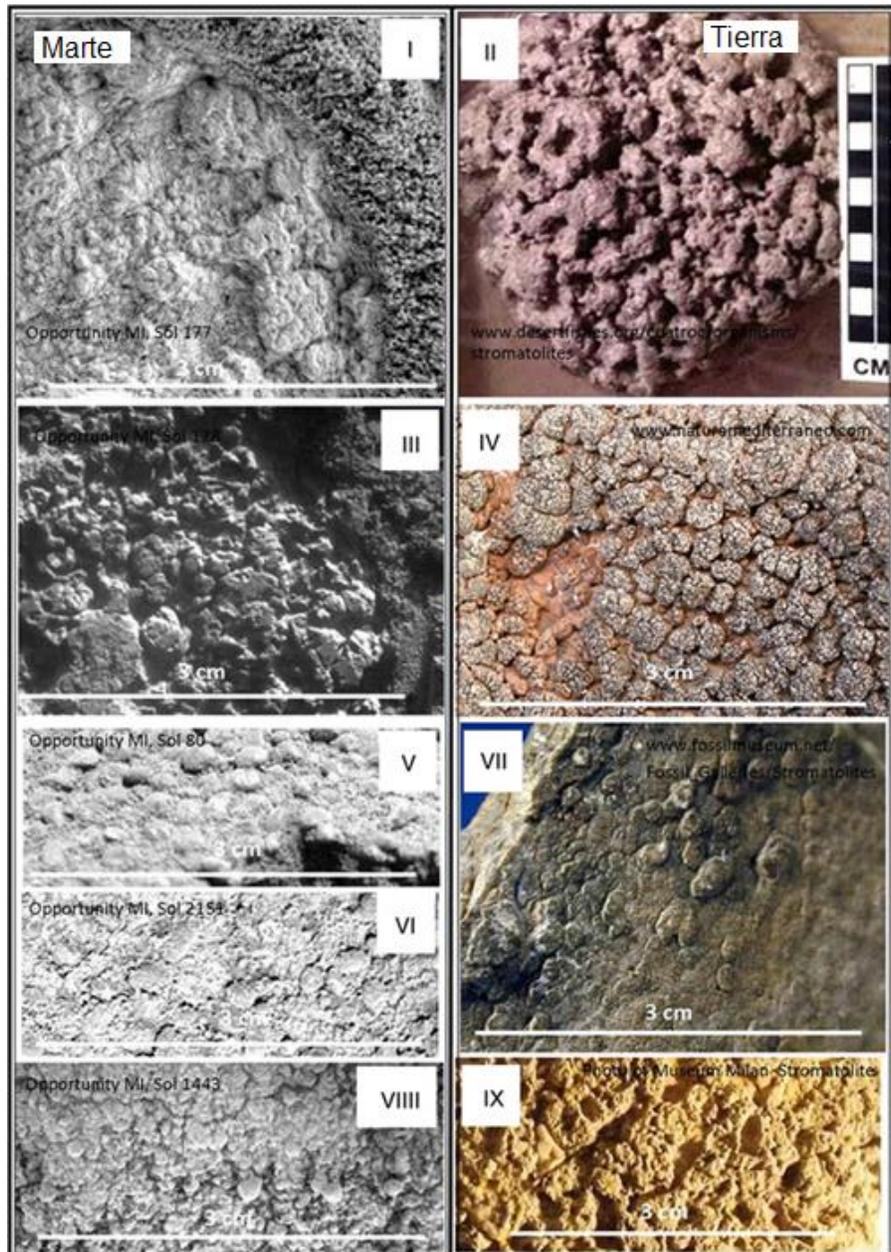


**Figura 34.** Paralelismo entre laminaciones onduladas y convolutas en Marte y la Tierra. En I y Ia, se muestra una secuencia laminada plana que pasa gradualmente (flecha) a una convoluta/caótica. En II hay una estructura estromatolítica transitoria similar. En III, IV y V muestran paralelismos entre las ondulaciones de las láminas. IIIa de la secuencia laminada marciana muestra una sola convolución de lámina disarmónica fuerte, que podría ser incongruente con un ambiente sedimentario abiogénico. Modificado de Rizzo y Cantasano (2016).



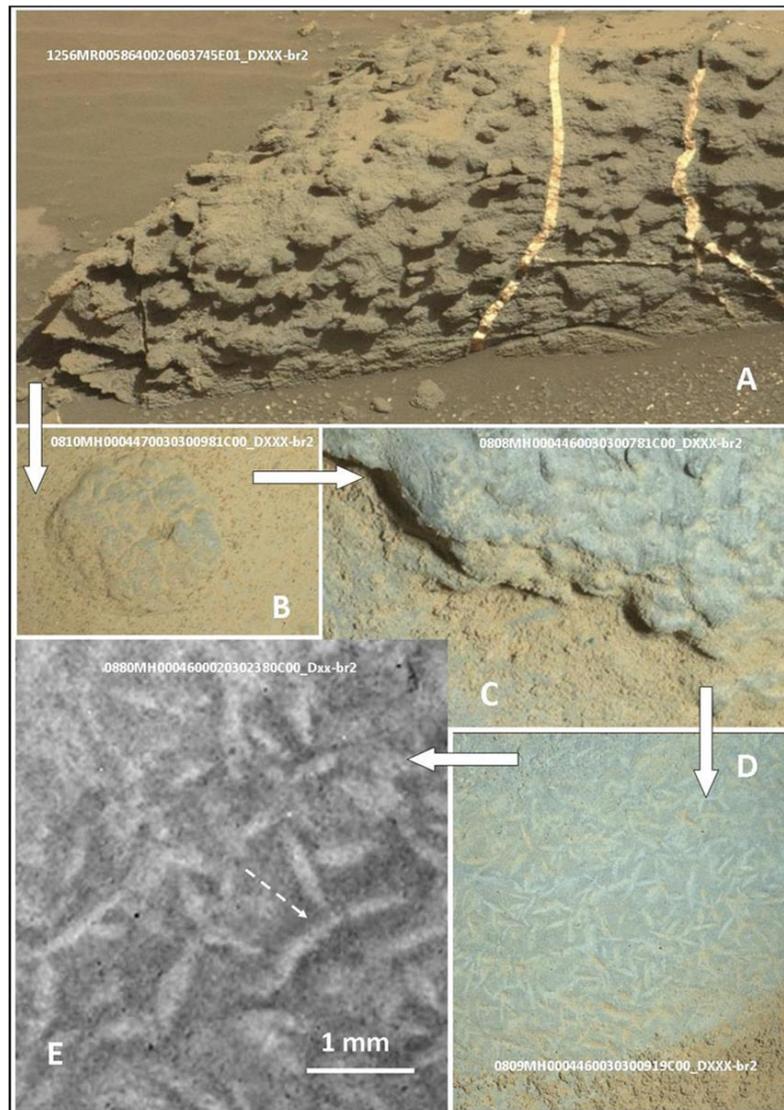
**Figura 35.** Macroestructuras convolutas en microbialitas terrestres y afloramientos marcianos en el cráter Gale. El afloramiento en I muestra huecos y, en algunos lugares, rellenos, rodeados de un material más consistente. En III y V se muestran imágenes detalladas de estructuras similares localizadas cerca. El mismo afloramiento (IV y V) muestra la aparición de capas muy convolutas/caóticas y consistentes (flecha gruesa) o láminas (flecha fina) y grumos (II). Todas las estructuras denotan una alta adhesividad prístina, cuyas contrapartes en la Tierra son las microbialitas (VIII-X). Nótese la similitud de forma, excepto la laminación, entre las estructuras que se muestran en V y el estromatolito tipo "Conophyton" en VII. Modificado de Rizzo y Cantasano (2016).

También, se han detectado estructuras intercrecidas en forma de “coliflor” en Marte (Figura 36). En la Tierra este tipo de estructuras son resultado de la biomineralización de microgrumos y microbultos intercrecidos en comunidades microbianas.



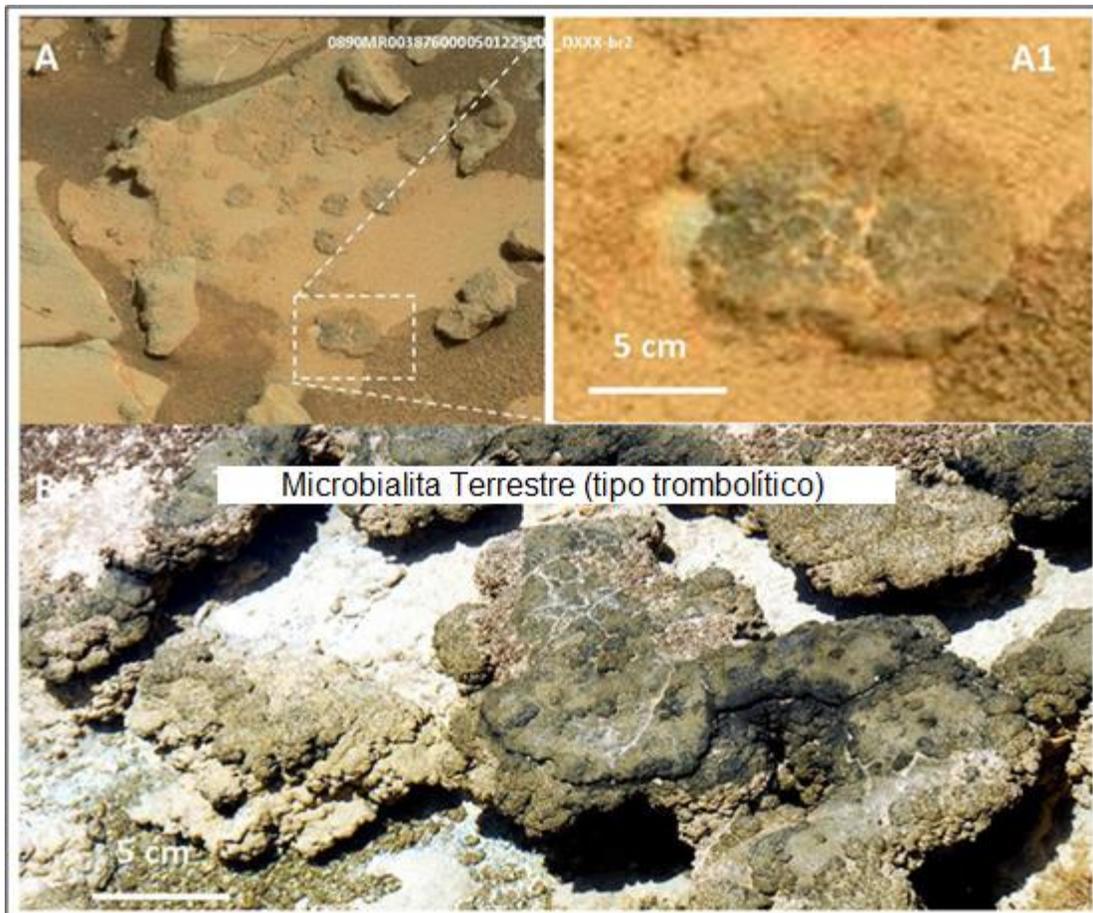
**Figura 36.** Paralelismo entre sedimentos marcianos y trombolitos y otras estructuras terrestres. En II y IV estructuras trombolíticas hechas de grumos intercrecidas con sus posibles contrapartes marcianas en I y III. En IV, estructuras intercrecidas conocidas como coliflores trombolíticas terrestres (II, IV, VII y IX,) comparadas con estructuras marcianas (I, III, V, VI, VIII. V y VI). Imagen de Rizzo & Cantasano (2016).

Asimismo, se han encontrado estructuras irregulares, cuyas superficies presentan grumos y costras. Con un mayor acercamiento se ha determinado que contienen manchas blancas y alargadas, que se pueden asumir como fenocristales de plagioclasas en basalto o lavas de traquita. No obstante, en esas condiciones los fenocristales tienen superficies cristalinas, tabulares y rectas, por lo que Rizzo (2020) propuso que son más similares a filamentos de algas verdiazules (Figura 37).



**Figura 37.** Estructura grumosa marciana similar a trombolitos con estructuras filamentosas. (A) Montículo empinado visto por el rover Curiosity en el sol 1256, con pequeñas protuberancias en la superficie. (B, C) Ampliación de una de las protuberancias. (D, E) Detalle tomado con la cámara Mars Hand Lens Imager (MAHLI), Imágenes b/n ligeramente contrastadas y amplificadas. (E) Muestra manchas curvas blancas alargadas que terminan en punta, interpretados como posibles formas biogénicas (Rizzo, 2020).

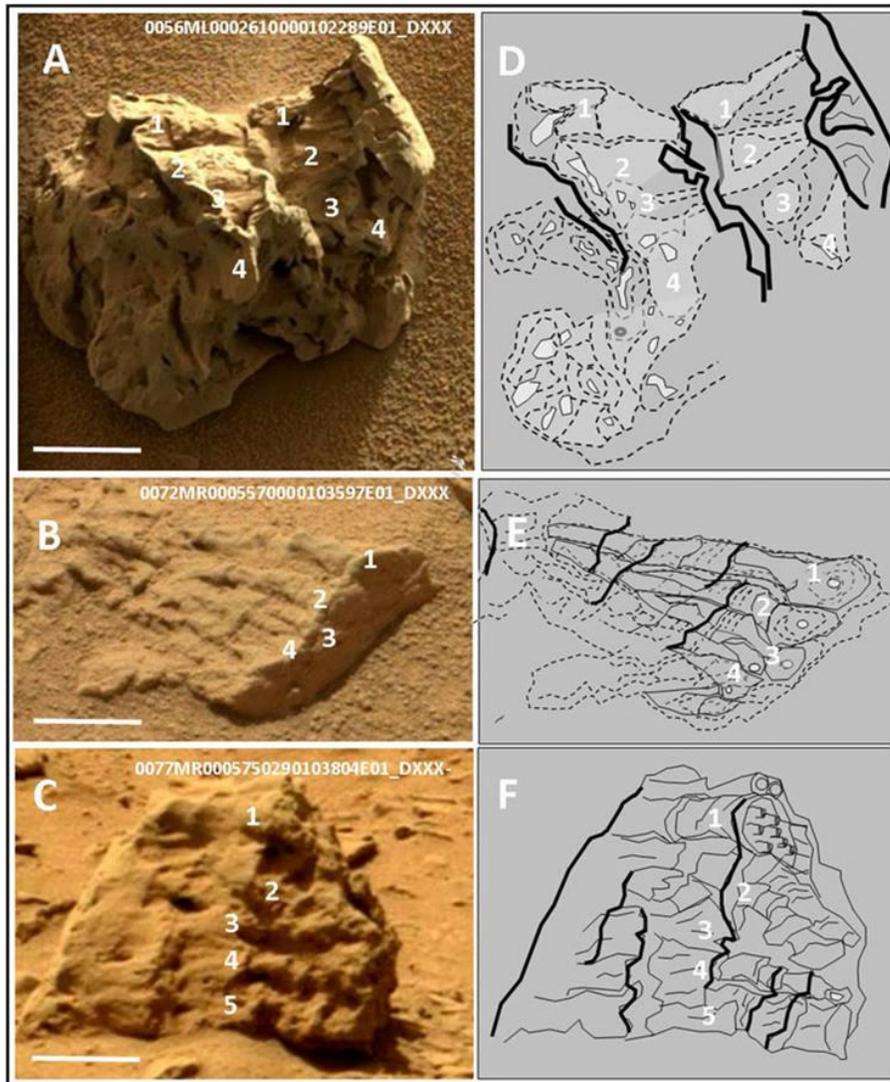
Del mismo modo, la misión *Curiosity* encontró posibles estructuras trombolíticas dentro de sedimentos (Figura 38). Sus morfologías son difíciles de explicar mediante procesos físicos o químicos abióticos, pero una comparación de las imágenes obtenidas con trombolitos terrestres permite suponer que las estructuras marcianas son similares dadas las apariencias irregulares en los bordes, el patrón de fisurado, la grumosidad y la fragmentación en placas (Rizzo, 2020).



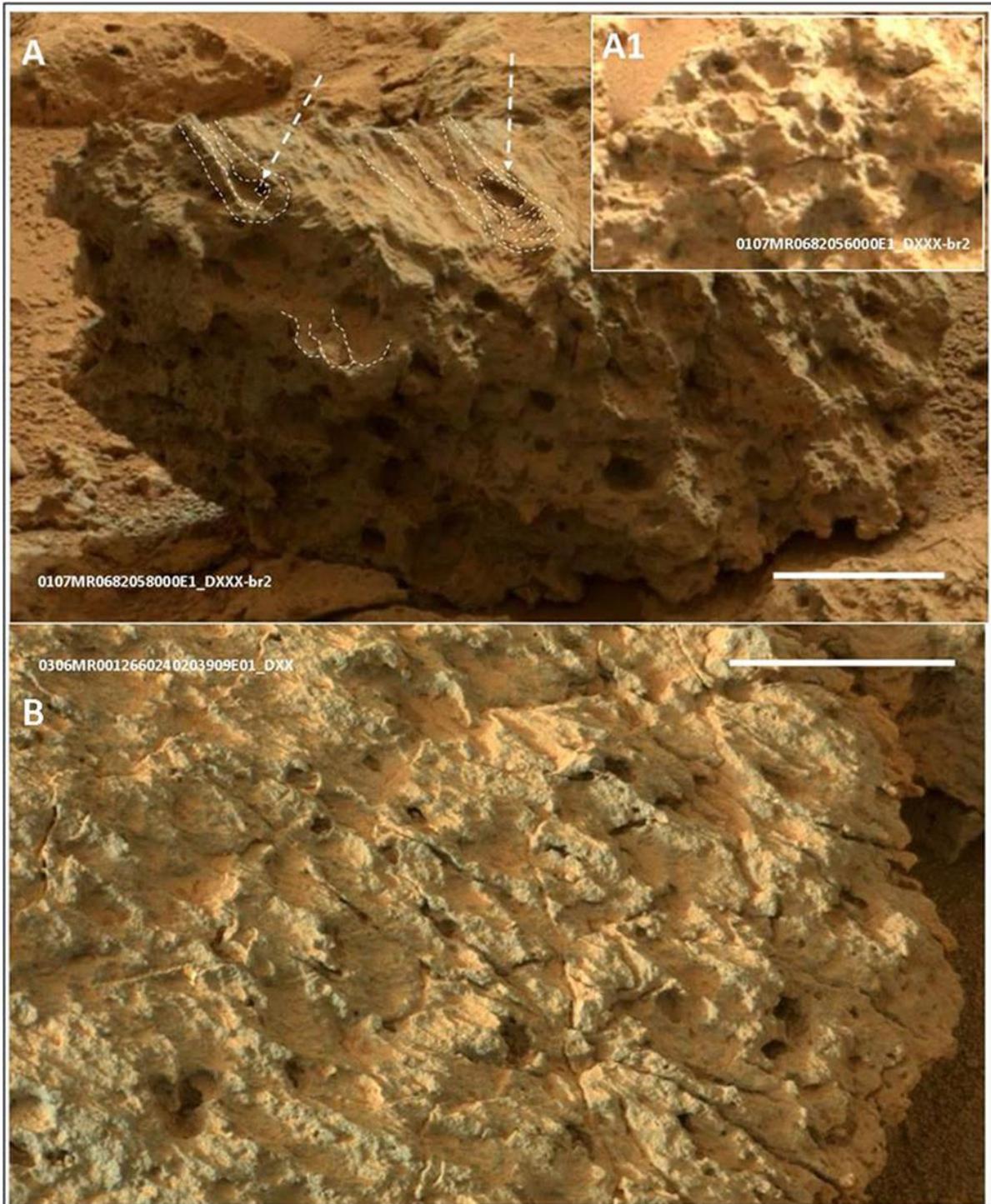
**Figura 38.** Afloramiento de la superficie marciana tomada en Sol 890 por el *Curiosity*. (A, A1) Muestra el afloramiento de un posible trombolito fosilizado. Imagen Mastcam, NASA / JPG-Caltech / MSSS. (B) Muestra un trombolito terrestre (estromatolito australiano) para una mejor comparación morfológica con las microbialitas terrestres. Modificado de Rizzo (2020).

También se han encontrado cuerpos laminares con formas cónicas no isoorientadas (Figura 39). Las láminas arcillosas que bordean los conos parecen más consistentes posiblemente a una mayor cantidad de carbonatos. Los conos muestran tendencias a la ramificación y algunos tienen agujeros en las superficies

(Figura 40), que a micro y mesoescala pueden explicarse por la expulsión de gases resultado de actividad microbiana. Además, dadas las complejidades de estas estructuras, las deformaciones plásticas y morfologías de construcción, se cree que estas estructuras son similares a estromatolitos, trombolitos y dendrolitos terrestres, especialmente a los conocidos como conophyton.



**Figura 39.** Formaciones laminares de forma cónica tomadas por el Curiosity en los soles 56-72. (A) Los conos provienen de puentes comunes hechos de láminas. La estructura se repite, con cuatro conos completamente desarrollados mostrando grandes agujeros en el interior. En (B) y (C), los conos parecen más estirados y unidos por niveles repetidos de láminas, hay arrollamientos de las láminas superiores con pequeños agujeros en el centro. En la columna de la derecha (D, E y F) se muestra una representación sintética de las láminas (líneas discontinuas), formando conos (líneas negras delgadas) y agujeros (áreas redondas blancuecitas), las líneas gruesas oscuras son puentes entre láminas. La barra blanca mide unos 5 cm (Rizzo, 2020).



**Figura 40.** Estructuras laminadas de forma cilíndrica con orificios centrales (señalados con flechas), en detalle en la ampliación (A1). (B) Otra toma que muestra láminas alargadas con forma de cilindros alargados. La barra blanca mide unos 5 cm (Rizzo, 2020).

Por otro lado, se ha explorado la geología del *Gale Crater*, de la que destaca una sucesión de rocas sedimentarias llamada *Yellowknife Bay* de 5.2 m de grosor.

La cual consta de tres miembros: *Sheepbed Member*, compuesto principalmente de facies de lutita; *Gillespie Lake Member*, una facie de arenisca; y *Glenelg Member*, una facie de arena y limolita. Las rocas sedimentarias indican un paleoambiente pluviolacustre que, a diferencia de los análogos terrestres de edades similares, están bien preservadas (Noffke, 2015).

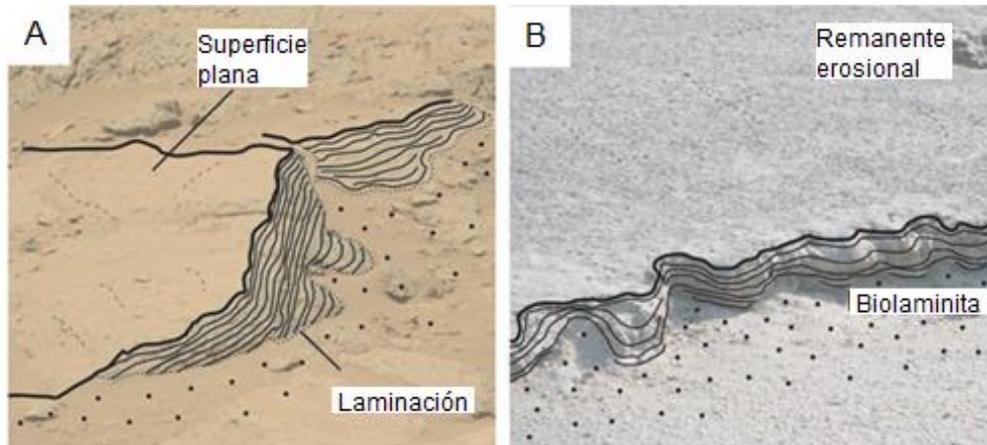
Por lo anterior, Noffke (2015, 2021) ha propuesto que podrían encontrarse en Marte Estructuras Sedimentarias Inducidas Microbianamente (MISS, por sus siglas en inglés), pues las condiciones pasadas fueron favorables para la formación de ambientes acuáticos con tapetes microbianos. También sugiere que, si se realizara un análisis a microescala, se podrían detectar Texturas Sedimentarias Inducidas Microbianamente (MIST, por sus siglas en inglés) que contengan trazas o cuerpos fósiles, minerales remplazados, materia orgánica o señales isotópicas.

Uno de los sitios en Marte propuestos por Noffke (2015) para contener estos MISS son las estructuras sedimentarias de *Gillespie Lake Member*, de hace menos de 3.7 Ga, cuya morfología es compatible con playas de un lago antiguo. Se caracteriza por ser un escenario clástico-evaporítico que experimentó inundaciones temporales con aguas superficiales de pH neutro y salinidad baja a moderada, seguidas por exposición aérea, que generó desecación y concreción de las superficies sedimentarias

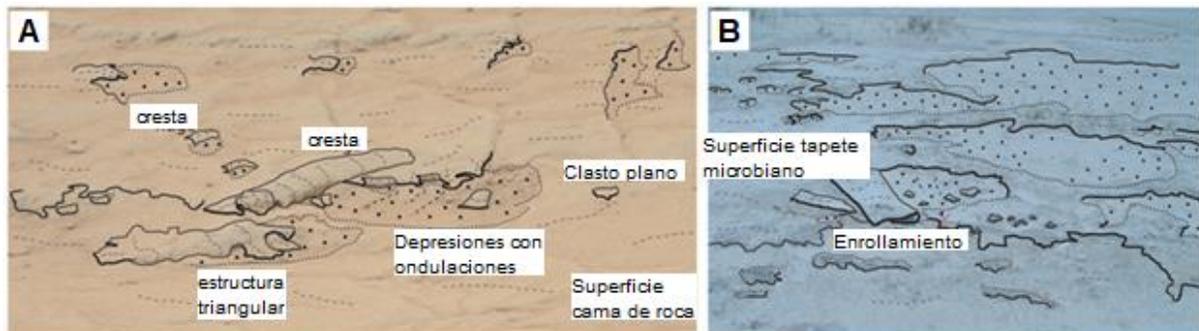
En la Tierra, y presumiblemente en Marte, este tipo de playas son típicas de zonas climáticas semiáridas. Además, en la Tierra estas estructuras tienen antigüedades de hasta 3.48 Ga y, a lo largo de la historia geológica, han sido colonizadas por tapetes microbianos bénticos, dominados por cianobacterias filamentosas que interactúan con la dinámica sedimentaria formando MISS (Noffke, 2015), que, a diferencia de los estromatolitos, tienen morfologías planas y sin apilaciones laminares verticales, las cuales solo podrían distinguirse mediante estudios *in situ*.

Por ejemplo, Rock Bed 1, en Marte, presenta estructuras similares a remanentes erosionales, cavidades, tapetes enrollados y biolaminaciones, características similares a las evaporitas terrestres modernas como Carbla Point, Western Australia (Figura 41), que contiene estructuras laminares producidas por

actividad microbiana conocidas como biolaminitas. También Portsmouth Island, USA (Figura 42), donde las cavidades erosionales terrestres se producen por erosión debido a que el tapete microbiano cubrió el sedimento superficial. Por lo que pueden representar análogos modernos donde la interacción con las corrientes de agua genera estas características peculiares y sugiere un ambiente biológico para Marte.



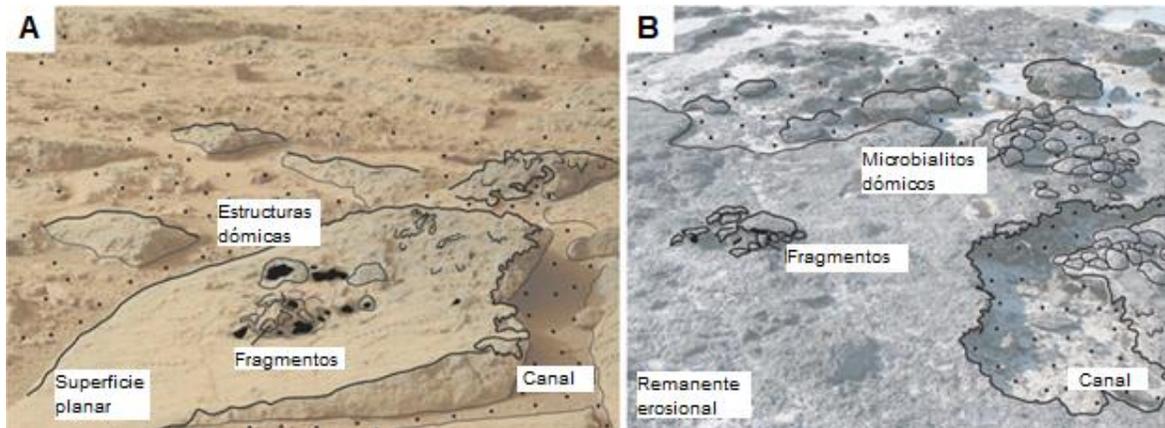
**Figura 41.** Comparativa de posible remanente microbialítico entre Marte y la Tierra. (A) Meseta de Facie 1 en el Gillespie Lake Member, Marte, (<3.7 Ga), en comparación con un remanente erosivo microbiano fotografiado en (B) un entorno moderno ubicado en Carbla Point, Australia Occidental, con bocetos superpuestos de las estructuras sedimentarias. Fotografía tomada por Mastcam del rover Curiosity 308ML0012740020106667E01\_DXXX-br2. Modificado de Noffke (2015)



**Figura 42.** Comparación entre las estructuras sedimentarias (MISS) marcianas y terrestres. (A) Rock Bed 1, Marte, Fotografía 0126MR0782004000E1\_DXXX del Rover Curiosity por la Mastcam comparado con (B) una estructura de evaporitas modernas de Portsmouth Island, USA. Modificado de Noffke (2015)

Asimismo, en la Figura 43 se presenta un comparativo entre la meseta de Gillespie Lake Member y estructuras dómicas de microbialitas en Carbla Point,

Australia. Las marcianas contienen estructuras dómicas (con anchos de menos de 10 cm y alturas de 5 cm), porosidades, depresiones e irregularidades parecidas a franjas. Si bien, la geomorfología es similar y puede ser consistente con la presencia de comunidades microbianas que, quizá, colonizaron la superficie y crearon las estructuras, también pueden deberse a la resistencia diferencial al intemperismo de la roca (Noffke, 2015).



**Figura 43.** Comparación de la meseta en Gillespie Lake Member con un remanente microbiano erosionado en Carbla Point, Western Australia. Fotografía 306MR0012670140203944E01\_DXXX del rover Curiosity. (A) La meseta marciana está rodeada de canales, consistentes con estructuras sedimentarias. La superficie más alta de la derecha es irregular y contiene cavernas de algunos centímetros. (B) Los remanentes erosionales formados por tapetes microbianos pustulosos incluyen estructuras irregulares en la superficie y las corrientes crearon canales a lo largo del acantilado. En la parte superior de la superficie de las mesetas hay estructuras dómicas. Modificado de Noffke (2015).

De este modo, si se supone que Gillespie Lake Member tiene un origen biológico, se puede explicar que: 1) después de la creación de los sistemas acuáticos, no tomó mucho tiempo la colonización del sistema; 2) la formación del lago y las estructuras se dieron lentamente; 3) cuando los niveles de agua bajaron, se generaron sistemas de drenaje de alta energía que produjeron cortes y canales en los sedimentos; 4) al cambiar el clima local, el área se secó hasta que gran parte de las superficies macroscópicas se litificaron y preservaron (Noffke, 2015)

Por ende, las imágenes obtenidas por distintas misiones robóticas pueden juzgarse como posible evidencia de microbialitas en lagos marcianos. Lo cual tendría sentido para el *Noachian* o *Hesperian* temprano, dadas las limitaciones

macroscópicas en el análisis de imágenes (Domagal-Goldman *et al.*, 2016, citados en Rizzo, 2020). Además, una de las mejores formas para buscar vida pasada en Marte es mediante estudios morfométricos, aunque estos análisis pueden ser relativamente deficientes para biodiscriminar estructuras geológicas, una comparativa a niveles mili y sub milimétricos puede utilizarse como punto de partida para nuevas investigaciones (Rizzo & Cantasano, 2016).

## 2.3 Fósforo y microbialitas

### 2.3.1 Reciclaje de Fósforo

El reciclaje de fósforo es la conversión de fósforo autóctono no disponible para su uso por sistemas biológicos, a una forma que puede ser tomada y utilizada por la microbiota que, posteriormente, vuelve a una forma de fósforo no biodisponible. Este proceso depende de las comunidades microbiana que habitan en el ecosistema, y de la presencia de degradadores que aceleran el proceso de decaimiento de algas con la subsecuente mineralización de fósforo (Pinto *et al.*, 1986). Cabe señalar que la disponibilidad de fósforo para los procesos biológicos también depende de los procesos geológicos como la meteorización y solvatación de fosfatos; sin embargo, este proceso es extremadamente lento en comparación con los procesos biológicos (Büttner *et al.*, 2020).

La regeneración de nutrientes y su renovación en sistemas acuáticos tiene relación con escalas espaciales (como las secciones y alturas en los lagos), así como con escalas temporales (estaciones del año o periodos anuales). Además, la fotosíntesis es crítica para este proceso, pues es la fuerza motriz en la generación de materia orgánica fundamental para el desarrollo de comunidades microbianas (Wetzel, 1993). En los sistemas de agua dulce existe una liberación rápida de fosfato hacia aguas anóxicas (más del 25% de fosfato microbiano total), por el contrario, en condiciones oxigénicas, la microbiota tiende a acumular y almacenar el fósforo como producto final de la fosforilación oxidativa (Gachter *et al.*, 1988; Toerien *et al.*, 1990)

Los microorganismos juegan un rol fundamental como agentes de reciclaje

de fosfato ( $\text{PO}_4^{3-}$ ) en los lagos. Un ejemplo de ello son los estudios de Gächter & Meyer (1993), donde estimaron que más del 80% de fósforo en sedimentos del Lago Sempach, Suiza, fue incorporado por bacterias.

Asimismo, las condiciones oligotróficas son críticas en las transformaciones y el reciclado de nutrientes en sistemas acuáticos, ya que los nutrientes son escasos (DeBruyn *et al.*, 2004). En el caso particular del fósforo, la forma orgánica disuelta representa la mayor parte de fósforo disuelto y su regeneración es importante para abastecer de fósforo en la producción biológica, especialmente cuando hay poca disponibilidad de fósforo inorgánico disuelto (Dyhrman *et al.*, 2007).

Uno de los procesos más significativos en el reciclaje de fósforo en lagos se realiza mediante la remineralización de fósforo en el fitoplancton tras la muerte y descomposición de algas (Macek *et al.*, 2009; De Pinto *et al.*, 1976; Schindler, 1977; Heky & Kilham, 1988). También, se ha observado que las bacterias y algas tienden a acumular concentraciones considerables de fósforo bajo ciertas condiciones de estrés durante su crecimiento (Harold, 1966). El principal medio de fosfogénesis llevado a cabo por la microbiota es la descomposición de materia orgánica por ruptura hidrocatalítica mediada por enzimas, como fosfatasa, fitasa y nucleotidasa (Ehrlich, 1981). Los organismos que contienen dichas enzimas tienen un rol primordial en el reciclaje de fósforo en el ecosistema y se encuentran principalmente en bacterioplancton y fitoplancton (Valdespino-Castillo *et al.*, 2014; White, 2009)

De acuerdo con Cosgrove (1977), el fósforo presenta los siguientes mecanismos en las cianobacterias:

**1) P orgánico → P inorgánico soluble.** Hidrólisis de monoéster fosfórico por monoéster fosfórico hidrolasas que libera ortofosfato inorgánico (los diésteres fosfóricos, así como los ácidos nucleicos, requieren un paso previo de hidrólisis mediante diéster fosfórico hidrolasas).

**2) P soluble inorgánico → P Orgánico.** Formación de ésteres fosfóricos (ácidos nucleicos, fosfolípidos, fosfoazúcares) mediante procesos metabólicos de microorganismos.

**3) P inorgánico insoluble → P inorgánico soluble.** Solubilización de fosfato inorgánico (como el fosfato de calcio o de hierro) por ácidos orgánicos o condiciones reductoras producidas por la actividad microbiana.

**4) P inorgánico soluble** → P inorgánico insoluble. Precipitación química del fósforo en forma de fosforita, apatita y strengita.

Por otra parte, Lucas & Prévot (1985) presentaron evidencia sobre la acumulación de fósforo por ruptura enzimática, y demostraron que la precipitación de apatita en la fosfogénesis es un proceso más complicado que solamente sustracción de fósforo y su posterior depósito. De manera similar, Goldhammer *et al.* (2010) reportaron que el fósforo marcado isotópicamente ( $^{33}\text{P}$ ) tomado por los microorganismos pasa rápidamente de polifosfato intracelular a precipitado de apatita, fortaleciendo la evidencia de que el procesamiento de fósforo se lleva a cabo por actividad de microorganismos, pero aún sin conocerse con precisión cómo.

También se ha propuesto que los tapetes microbianos pueden ser un prerrequisito para la fosfogénesis, actuando como una barrera contra la difusión de fosfato disuelto hacia la columna de agua por control redox o fijación transitoria (Williams y Reimers, 1983; Reimers *et al.*, 1988). Las microbialitas pueden presentarse como sitios de rápida biomineralización debido a sus microambientes oxigénicos. Además, la liberación de fósforo ocurre en los tapetes por una parte de la comunidad microbiana, mientras que otra parte lo hace inmediatamente por adición hidrocatalítica con fosfatasa (Whitton & Potts, 2002). Cuando estos tapetes mueren, otros tapetes microbianos adyacentes toman el fósforo que fue liberado, perpetuando su función biológica (Wilby *et al.*, 1996).

Los tapetes que contienen cianobacterias heterocistasas (fijadoras de nitrógeno) son más propensos a estar limitados por fósforo, pues la fijación de nitrógeno requiere cierta cantidad de fósforo para que se lleve a cabo de manera óptima, aunque aún no está clara su importancia en los procesos de formación de tapetes microbianos y estromatolitos (Whitton & Potts, 2002).

### 2.3.2 Fosfogénesis en microbialitas modernas

En la última década, estudios como el de Ramírez-Olvera *et al.* (2009) en el lago Alchichica comenzaron a relacionar la importancia de la limitación de fósforo para la formación de microbialitas, resaltando que tiene más importancia que la limitación

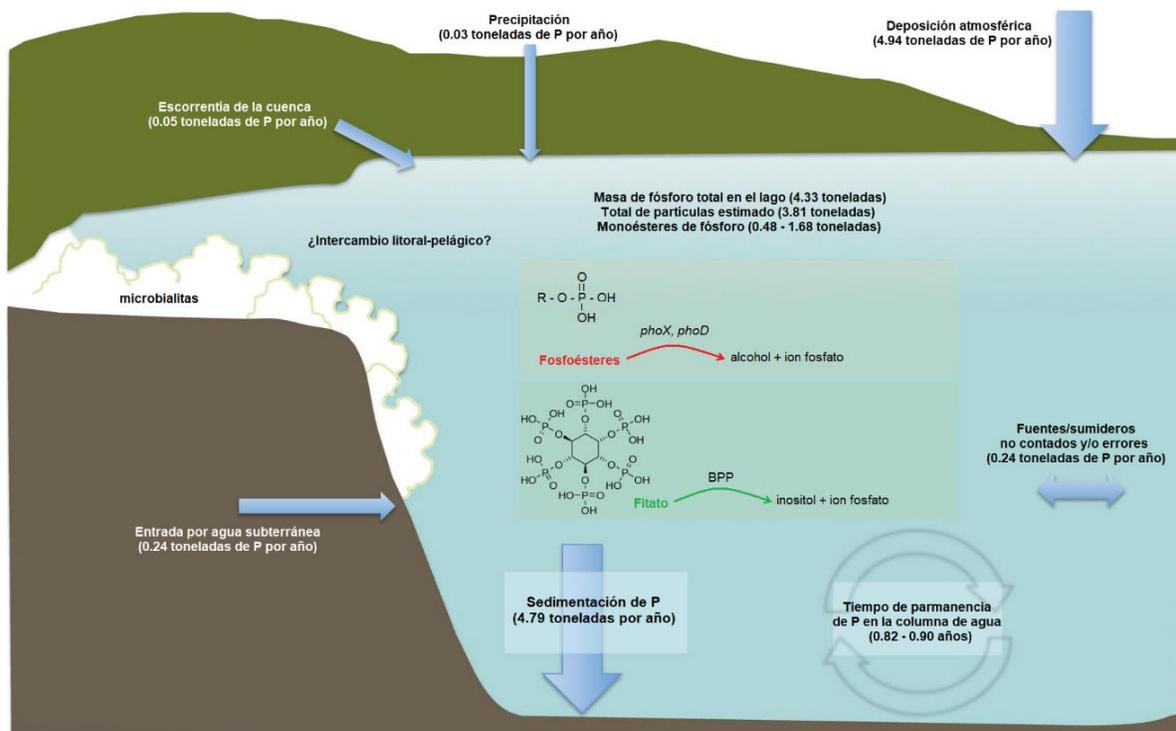
por nitrógeno.

Posteriormente, Valdespino-Castillo *et al.* (2014), al realizar estudios sobre el fósforo en este lago, propusieron que, en aguas oligotróficas, el Fósforo Orgánico Disuelto (FOD) es el más utilizado debido al bajo aporte de fósforo proporcionado por el agua subterránea y la deposición atmosférica. Además, apuntaron sobre la importancia del FOD para regenerar fósforo inorgánico que mantenga el abasto de la producción primaria durante etapas mesotróficas.

Estos estudios también han confirmado la presencia de fosfatasas, metaloenzimas dependientes del pH que generan la adherencia del ortofosfato en bacterioplancton y fitoplancton presentes en las microbialitas, que sirven para degradar los derivados de fósforo provenientes de la materia orgánica para su posterior uso. A pesar de ello, la mineralización de fósforo varía de acuerdo con el ensamblaje microbiano de las microbialitas y aún no se sabe mucho sobre los patrones y mecanismos de los genes que llevan a cabo estos procesos (Valdespino-Castillo *et al.*, 2014)

En 2017, Valdespino-Castillo *et al.*, propusieron un balance de masa de P para el lago Alchichica donde se considera: 1) la precipitación; 2) la deposición atmosférica; 3) la escorrentía de la cuenca; y 4) el aporte del agua subterránea que genera la sedimentación total en el lago (Figura 44).

El Fósforo Total Particulado (FTP) que circula y se estratifica en la columna de agua es de 3.67 toneladas, de las cuales entre 0.42 a 1.68 toneladas corresponden a monoésteres de fosfato, mientras que la cantidad de fósforo orgánico es de 3.94 toneladas. Cabe resaltar que durante el invierno existe mayor deposición atmosférica de P, lo que conlleva a mayor flujo durante estas épocas. Estos investigadores determinaron que existe un aporte extra de 9.8% de fósforo sedimentado atribuido a posibles depósitos desconocidos o a la heterogeneidad que se presenta cada año. Aun así, el flujo de fósforo es similar a la masa total de P presente en el lago, y el tiempo medio en el que un átomo de P se encuentra en la columna de agua hasta que sedimenta es de entre 0.82 a 0.90 años.



**Figura 44.** Esquema general de las entradas, salidas e intercambios de fósforo dentro del lago Alchichica por año (*phoX* y *phoD*, fosfatasas alcalinas bacterianas; BPP, fitasas alcalinas hélice-beta). Modificado de Valdespino-Castillo *et al.* (2017).

También se ha observado que, en los litorales, donde la presencia de microbialitas es mayor, hay un incremento de pH y de orgánicos disueltos respecto a las zonas centrales del lago, de modo que se vuelve importante estudiar el intercambio de fósforo en las zonas donde están presentes los estromatolitos. (Valdespino-Castillo *et al.*, 2014; Valdespino-Castillo *et al.*, 2017).

Además, aunque aún no hay evidencia experimental que indique si hay o no liberación de fósforo desde los sedimentos, estas diferencias en zonas litorales se le pueden atribuir principalmente a la actividad biológica, pues las conclusiones son que los genes de fosfatasas parecen ser cruciales para que las zonas con menor disponibilidad de fósforo puedan reutilizarlo a corto plazo. Asimismo, la alta razón TN:TP (37 aproximadamente, debida a la baja introducción de P por las aguas subterráneas) sugiere una limitación por P en las microbialitas, muy diferente de las encontradas para el bacterioplacton, lo que lleva a que las bacterias heterotróficas, como las Proteobacterias (principalmente las Gammaproteobacterias) y Bacteroidotes (abundantes en las microbialitas de Alchichica), sean las principales

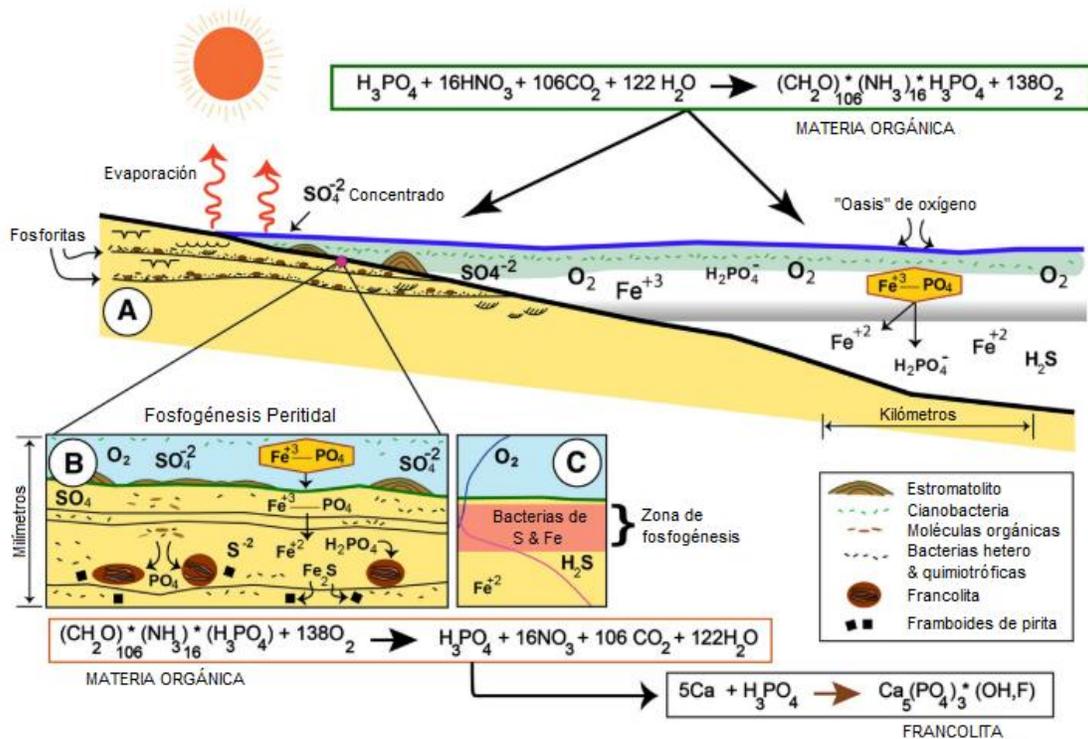
responsables de la mineralización de FOD, mediante las fosfatasas alcalinas durante etapas mesotróficas.

Finalmente, apuntaron que una eficiente desmineralización puede llevarse a cabo en sistemas oligotróficos (Valdespino-Castillo *et al.*, 2014; Valdespino-Castillo *et al.*, 2017). Estos resultados son sumamente importantes ya que muestran una evidencia clara sobre el comportamiento del fósforo en el lago. Lamentablemente, Alchichica es el único lago de los mostrados en este trabajo en el que se han realizado estudios tan exhaustivos sobre esta índole, por lo que no se puede profundizar ni extraer más datos sobre Quechulac o La Preciosa, por lo que es indispensable comenzarlos a estudiar.

### 2.3.3 Fosfogénesis en microbialitas fósiles

Si bien, el rol de los microorganismos en procesos de fosfogénesis aún no está bien esclarecido y hacen falta estudios en múltiples campos para vislumbrar de manera específica la forma en la que esta se llevan a cabo, hay investigaciones apuntan a que la relación entre las comunidades microbianas quimiosintéticas y la mineralización de fosfato ha existido desde hace al menos 1.85 Ga. La evidencia sugiere que existe un sistema bioquímico-sedimentario antiguo donde una de las consecuencias principales era la precipitación de francolita (Figura 45) (Hiatt *et al.*, 2015).

La aparición de estromatolitos fosfatados ha demostrado que existe una importante relación entre la microbiota que los forma y la fosfogénesis (Krajewski *et al.*; 1983, Krajewski *et al.*, 1984; Krajewski *et al.*, 2000), y se ha vuelto la principal evidencia de la relación entre procesos microbianos y la precipitación de minerales de fósforo (Banerjee, 1971). Asimismo, los grandes depósitos de fosforita están relacionados con la degradación de materia orgánica por actividad microbiana (Ingall & Van Cappellen, 1990), que indica la existencia de una compleja interacción entre la concentración de fuentes biológicas de fósforo y la presencia de degradadores microbianos que lo reciclan.



**Figura 45.** Esquema de procesos biogeoquímicos de fosfogénesis durante el paleoproterozoico. Modificado de Hiatt et al. (2015).

La etapa más prominente para los depósitos de fosforitas ocurrió durante el Neoproterozoico (1,000 – 541 Ma) y continuó durante el Cámbrico (Crosby & Bailey, 2012). Algunas similitudes que presentan las fosforitas, dolomitas y comunidades de cianobacterias durante su desarrollo indican el rol fundamental que las comunidades microbianas tienen, además de aumentar la posibilidad de que la microbita que generaba fosforitas estromatolíticas evolucionara para contener fósforo por sí misma (Kuznetsov, 2015), lo que llevó al posterior declive de microbialitas fosfóricas y el surgimiento de las carbónicas.

Las fosforitas fósiles se caracterizaban por haberse formado en las orillas marinas o zona peritidal, lo que significó que su formación se vio fuertemente influida por ambientes marinos y terrestres. Se formaron principalmente por capas de fosforita o apatita e interclastos fosfáticos. Además, se han encontrado estructuras filamentosas de cianobacterias que relaciona los microorganismos fotosintéticos con los ciclos de fósforo (Büttner et al., 2020).

Durante el Fanerozoico, algunas fosforitas se formaron en las plataformas o

pendientes exteriores, donde los nutrientes llegaban solo por surgencia de aguas, mientras que las que datan del Precámbrico se formaron dentro del mar epicontinental muy poco profundo. Lo anterior evidencia que, a pesar de que los procesos de deposición a lo largo del tiempo, fueron muy diferentes uno de otros, la presencia de microfósiles sugiere que las comunidades microbianas siempre han tenido un rol esencial en la precipitación de este mineral (Shiraishi *et al.*, 2019).

Cabe resaltar que la ecología de los ambientes donde se formaron las microbialitas ha cambiado a lo largo del tiempo, el cambio más drástico ocurrió después de los 2.4 Ga durante la Gran Oxidación (Bosak *et al.*, 2013), que incrementó los niveles de oxígeno de la atmósfera terrestre debido a la actividad biológica vinculada a las cianobacterias. El aumento de oxígeno en los océanos provocó la disminución del pH oceánico por un corto tiempo (Halevy & Bachan, 2017) y, en consecuencia, aumentó el flujo de fósforo en los océanos, lo cual, a su vez, incrementó la cantidad de biomasa, por lo que se produjo la sedimentación de grandes cantidades de fósforo en forma de estromatolitos (Büttner *et al.*, 2020).

Posteriormente, debido a la asimilación fotosintética de  $\text{CO}_2/\text{HCO}_3^-$ , hubo un incremento en el pH llegando hasta  $\text{pH} < \sim 8.6$  (Halevy & Bachan, 2017), que modificó el equilibrio del carbonato, la concentración de  $\text{CO}_3^{2-}$  aumentó y produjo mayor precipitación de  $\text{CaCO}_3$  en forma de estromatolitos. Del mismo modo, el incremento de pH cambió el equilibrio de fosfato causando un aumento en la abundancia relativa de  $\text{PO}_4^-$ , lo que desencadenó la precipitación de fosfato en los estromatolitos (Shiraishi *et al.*, 2019). La combinación de todos estos fenómenos provocó la gran abundancia de estromatolitos fósiles que se han encontrado durante etapas posteriores al gran evento de oxidación, y dan pistas sobre qué condiciones fisicoquímicas y ambientales fueron fundamentales para su aparición.

### 3 Análisis de las características de las microbialitas terrestres y su potencial para la búsqueda de vida en Marte

#### 3.1 Similitudes entre microbialitas terrestres fósiles y modernas

Las microbialitas modernas y su microbiota proporcionan herramientas esenciales para interpretar estromatolitos precámbricos y permiten determinar, de forma aproximada, condiciones específicas y generales necesarias para su desarrollo, aunque no se puede afirmar que solo porque hay similitudes morfológicas y de texturas entre ellas existe una relación entre su formación. También, cabe resaltar que, al igual que los cambios evolutivos presentes en rocas fósiles, los patrones temporales en abundancia, morfología y textura de microbialitas antiguas y actuales reflejan la evolución de sus poblaciones formadoras, debido a que las condiciones donde se han formado microbialitas son muy diferentes en distintas épocas. El ejemplo más claro es que las microbialitas arqueanas y proterozoicas se formaron en un amplio rango de ambientes marinos previos a la gran oxigenación con perfiles químicos y redox que actualmente no se producen en la mayoría de los lugares alrededor del mundo (Bosak *et al.*, 2013).

Por lo anterior, autores como Valdespino-Castillo *et al.* (2014) han sugerido que las características químicas como las de lago Alchichica (baja concentración de calcio y alta razón Mg/Ca) son similares a los océanos alcalinos antiguos. Esto implica que, a través de la historia de estas formaciones, las condiciones químicas y de pH deben ser, hasta cierto punto, similares para que las microbialitas puedan desarrollarse.

A continuación, en la Tabla 5, se presenta un resumen sobre las características limnológicas más relevantes de los lagos mexicanos. En estos se puede observar la variedad de composiciones dentro de cada uno y que, a pesar de estas, las microbialitas son abundantes, aun en condiciones de baja concentración de nutrientes, principalmente en lago La Preciosa.

*Tabla 5. Datos limnológicos relevantes de los lagos estudiados. Elaboración propia.*

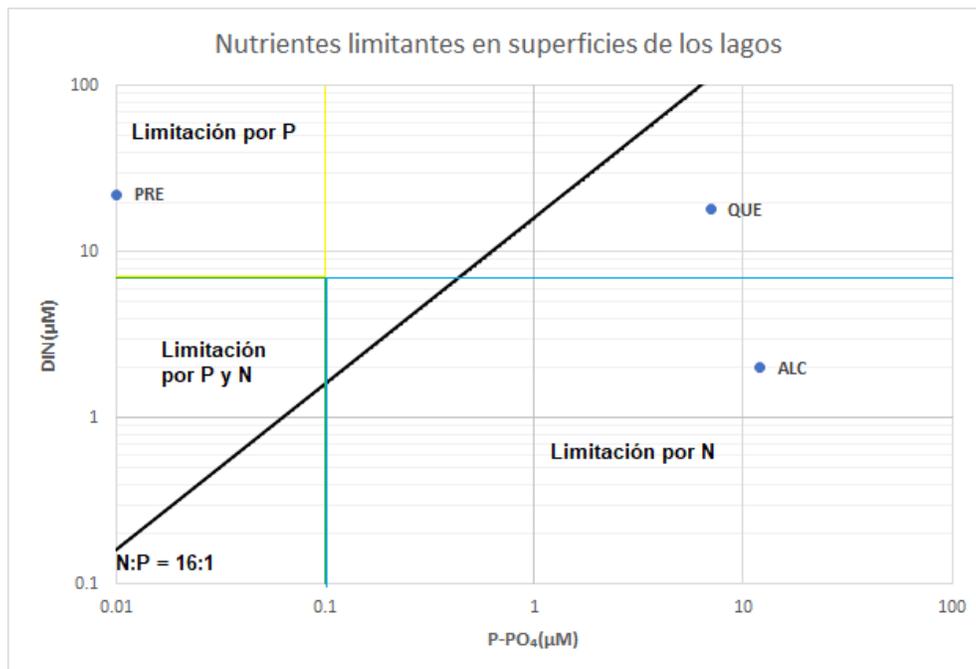
Datos limnológicos	Alchichica	La Preciosa	Quechulac
<b>Estratificación</b>	Monomítico Cálido	Monomítico Cálido	Monomítico Cálido
<b>Salinidad (TDS / mgL<sup>-1</sup>)</b>	Hiposalino (8809 – 9039)	Subsalino (1296 – 1333)	Agua Dulce (439 – 445)
<b>Clasificación trófica ([Chl a] / mgm<sup>-3</sup>)</b>	Mesotrófico (10.2)	Oligotrófico (4.6 - 6.6)	Oligotrófico (7.2- 9.2)
<b>pH</b>	8.3 - 10.2	9.3	9 - 9.2
<b>Cationes principales</b>	Na <sup>+</sup> >> Mg <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup> > Na <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup> > Na <sup>+</sup> >> Ca <sup>2+</sup>
<b>Aniones principales</b>	Cl <sup>-</sup> >> CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> >> SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> >> Cl <sup>-</sup> >> SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> >> Cl <sup>-</sup>
<b>Mg/Ca (molar)</b>	~37	~31	~8
<b>Fósforo total (PT) (μM)</b>	~3.9	< 0.3	~2.6
<b>Nitrógeno Inorgánico Disuelto (NID) (μM)</b>	~1.4	~15.7	~12.9
<b>DIN : PT (molar)</b>	0.3 : 1	48 : 1	5 : 1

Se puede asumir que el potencial análogo entre Alchichica y las microbialitas fósiles puede extrapolarse a las microbialitas de La Preciosa y Quechulac, puesto que las concentraciones molares de Mg/Ca superan las existentes durante los máximos en el neoproterozóico (~4) determinados por Ries *et al.* (2008), y son hasta mayores a 10, considerando que son un requisito para la precipitación de dolomita (van Smeerdijk Hood & Wallace, 2018). Por lo tanto, cada lago puede llegar a cubrir un amplio rango de incertidumbre.

La Tabla 5 también muestra que, aunque las cantidades de fosfatos dentro de los lagos Alchichica y Quechulac presentan concentraciones muy similares a las determinadas para océanos actuales, cuyas características podrían no funcionar como análogos para etapas precámbricas tempranas, pueden ser útiles para usarse como análogo a los fósiles neoproterozoicos, pues durante estas etapas las concentraciones de fósforo aumentaron de manera significativa según el modelo de Reinhard *et al.* (2016). En contraste, las bajas concentraciones de fósforo presentes

en el lago La Preciosa son los suficientemente bajas como las estimadas para el Mesoproterozoico y tiempos ulteriores, por lo que es imprescindible realizar estudios sobre la formación de microbialitas en este lago, para reconocer las formas en las que se lleva a cabo el reciclaje de fósforo, ya que puede dar indicios sobre los mecanismos en que los microorganismos encontrados en los fósiles de Crystal Spring y Beck Spring utilizaban, almacenaban y transformaban el fósforo.

Por otro lado, Sigala *et al.* (2017) desarrollaron una gráfica de nutrientes limitantes, que relaciona las concentraciones de Nitrógeno Inorgánico Disuelto (DIN, por sus siglas en inglés) respecto al Fósforo Total (P-PO<sub>4</sub>) presente en los lagos, para identificar las restricciones que cada nutriente aporta (Figura 46). Determinaron, también, que el lago Quechulac se encuentra libre de limitaciones de nutrientes, ya que sus concentraciones son relativamente altas. Por otro lado, el lago Alchichica presenta una limitación exclusivamente por nitrógeno, aunque sus concentraciones no son críticamente bajas. El lago La Preciosa, por su parte, tiene una limitación muy importante y exclusiva de fósforo, lo cual aumenta el interés en su estudio y su uso como potencial análogo a las condiciones precámbricas.



**Figura 46.** Limitantes nutricionales de los tres lagos del estudio respecto a concentraciones micromolares de fósforo y nitrógeno. (PRE = La Preciosa; QUE = Quechulac; ALC = Alchichica). Datos y gráfico de Sigala *et al.* (2017) adaptados y delimitados solo para los lagos estudiados.

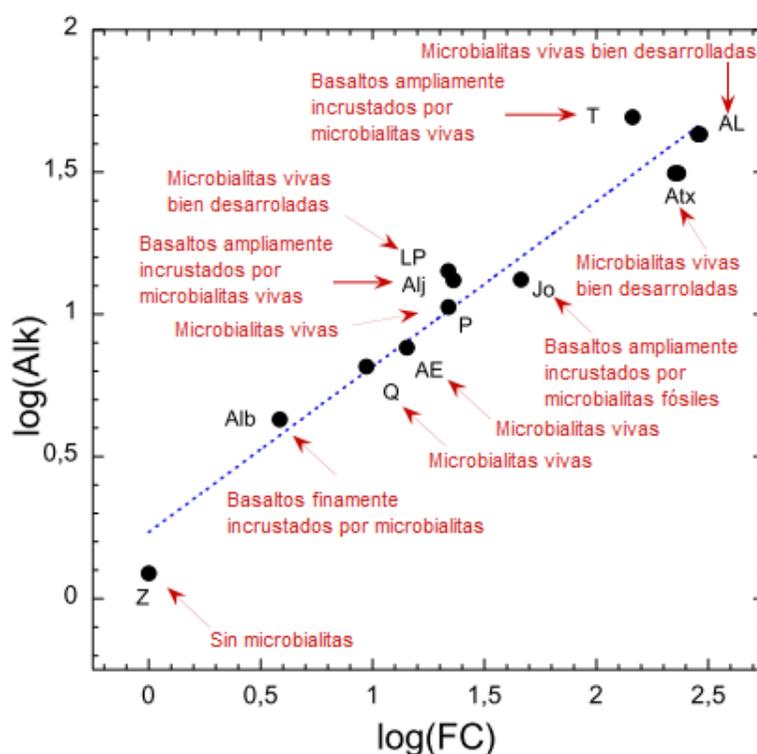
En cuanto a las diferencias entre las tasas Mg/Ca de los lagos, Zeyen *et al.* (2017) concluyeron que una consecuencia de las altas tasas Mg/Ca es que la composición de las microbialitas de La Preciosa y Quechulac sea principalmente aragonita, similar a las que se formaron en un inicio en Beck Spring. Esta composición aragonítica difiere enormemente de los análogos marinos, por lo que las microbialitas en estos lagos son mucho más similares a los presentes durante el proterozoico. Además, estudios por microscopía de barrido electrónico revelaron que en las microbialitas de estos dos lagos existe un remplazo y/o incrustación sistemático de microorganismos por querolito (Zeyen *et al.*, 2015) y esto podría tener cierta similitud con las trazas de querolito hallado en los fósiles de Beck Spring.

Una diferencia importante entre las microbialitas de La Preciosa, Quechulac y Alchichica, es que en éstas últimas el contenido de magnesio es lo suficientemente grande para generar hidromagnesita en algunas estructuras, lo que lo vuelve interesante porque este tipo de composición no ha sido encontrada en ningún fósil aún (Zeyen *et al.*, 2017). Asimismo, Kaźmierczak *et al.* (2011) propusieron que la alta tasa Mg/Ca en Alchichica, así como la formación de hidromagnesita en las microbialitas cafés pueden usarse para probar hipótesis sobre el potencial de los lagos alcalinos para entender la aparición de dolomitas precámbricas

Otro dato importante sobre la ocurrencia de microbialitas, es que tienden a aparecer en lagos una vez que los niveles de alcalinidad son suficientes (Figura 47) (Zeyen *et al.*, 2017). Por lo tanto, el equilibrio de evaporación/precipitación de la zona, así como el origen volcánico de los lagos, debieron tener enorme influencia para generar las condiciones adecuadas para que las microbialitas pudieran desarrollarse plenamente.

Además, Iniesto *et al.* (2020) determinaron que existe una correlación entre la composición de las microbialitas y la alcalinidad de lagos, a mayor alcalinidad en el lago (siendo el más alto Alchichica), las estructuras formadas son más grandes. A pesar de las diferencias entre las microbialitas, existen tendencias entre todas ellas, las cuales son: alta abundancia de cianobacterias y degradadores de Sustancia Polimérica Extracelular (EPS, por sus siglas en inglés), típicos de *Bacteroidetes* y *Planctomycetes*, bacterias anóxicas fotosintéticas como *Chloroflexi*

y algunas *Alphaproteobacterias* y *Gammaproteobacterias*, además de eucariontes como algas verdes y diatomeas. Lo cual exhibe la amplitud de las comunidades desde organismos fotosintéticos oxigénicos y anóxicos, hasta algunos sulfatorreductores. También se sugiere que las condiciones fisicoquímicas locales tienen gran influencia y que factores específicos de las microbialitas contribuyen en diferente modo a la carbonogénesis. A su vez, se ha determinado que los grandes flujos de fósforo, el uso de polifosfatos por los microorganismos sulfato-reductores y la acumulación de fosfato en la EPS de las cianobacterias son las principales formas de biogénesis de fosforitas (Büttner *et al.*, 2020).



**Figura 47.** Relación alcalinidad/formación de microbialitas para varias formaciones mexicanas. Logaritmo de Alcalinidad [ $\text{Log}(\text{Alk})$ ] vs. logaritmo de Factor de Concentración [ $\text{log}(\text{FC})$ ] calculado como concentración de sodio de cada lago y normalizado respecto a Zirahuén. (Z = Zirahuén; Alb = La Alberca; Q = Quechulac; AE = Alberca Los Espinos; P = Pátzcuaro; Alj = Aljojuca; LP = La Preciosa; Jo = Joya de Yuriria; T = Tecuítlapa; Atx = Atexcac; AL = Alchichica; R = Rincón de Parangueo). Modificado de Zeyen *et al.* (2017).

Por lo anterior, se ha propuesto que se necesitan grandes cantidades de fósforo soluble para llenar los requerimientos de crecimiento bacteriano y formación de EPS, además de cantidades suficientes para su posterior precipitación como

fosfatos de calcio localizados en zonas específicas, mediante microbiota sulfato-reductora y varias especies de cianobacterias (Büttner *et al.*, 2020). Actualmente se estudia la contribución de las bacterias quimiolitotrofas oxidantes de sulfuros que almacenan polifosfatos bajo condiciones oxigénicas, pero que, al ser expuestas a condiciones anóxicas, terminan en la precipitación de fosfatos (Shiraishi *et al.*, 2019). Por ello, la presencia de este tipo de microorganismos, tan extendida en distintos ecosistemas con gran abundancia de microbialitas, debe ser estudiado, puesto que, además del lago La Preciosa, existen formaciones en costas sudafricanas y en el lago Pavillon en Canadá (ultra-oligotrófico con TP  $\sim 0.1 \mu\text{M}$ ) que muestran potencial de reciclaje de fósforo, a través de comunidades microbianas en condiciones de baja disponibilidad de fósforo (Lim *et al.*, 2009; Büttner *et al.*, 2020).

Lo anterior revela que hay muchas dificultades para relacionar estructuras antiguas con las actuales solamente utilizando criterios morfológicos, debido a que los múltiples cambios ambientales que se han dado a lo largo del tiempo han modificado de manera significativa los procesos biológicos. De modo que se vuelve imprescindible encontrar sitios en la Tierra donde haya un buen desarrollo de microbialitas, cuyas condiciones físicas, químicas y geológicas puedan asemejarse a las que existieron en el pasado para encontrar correlaciones entre las composiciones químicas y microbiológicas de las fósiles y las actuales. Lo cual llevaría a conocer las similitudes entre los procesos biogeoquímicos, y los aspectos genéticos esenciales para la formación de las microbialitas a lo largo de su historia en la Tierra y su posible hallazgo en otros mundos. Una muestra de las similitudes entre las microbialitas actuales y fósiles se encuentra en la Tabla 6.

Por otro lado, para comparar la evolución del pH oceánico a lo largo del tiempo se puede usar el modelo propuesto por Halevy & Bachan (2017), en el que se determinó que el pH correspondiente a la formación de Crystal Spring osciló entre los  $\sim 7.0$  a  $\sim 7.5$ , mientras que durante la formación de las Dolomitas Beck Spring, Kingston Peak y Noonday, la tendencia del pH oceánico incrementó de  $\sim 7.5$  a pH mayores a  $\sim 8.6$  (requeridos para la formación de talco diagénico en sucesiones de carbonato), aunque con una ligera caída hace  $\sim 1.0$  Ga, a causa de la oxigenación del neoproterozoico por la aparición de los eucariontes.

**Tabla 6.** Resumen comparativo de las características de las microbialitas modernas y fósiles. *Elaboración propia.*

Resumen comparativo de microbialitas modernas y fósiles							
Modernas				Fósiles			
	Alchichica	La Preciosa	Quechulac	Crystal Spring	Beck Spring	Kingston Peak	Noonday
<b>Clasificación</b>	Trombolitos (Blancos) Microestromatolitos (café)	Trombolitos	Trombolitos	Estromatolitos	Estromatolitos y Trombolitos	Estromatolitos y Ooncooides	Estromatolitos tubulares
<b>Composición mineral</b>	Aragonita; hidromagnesita (blancos). Aragonita (café)	Aragonita; Calcita; querolito	Aragonita; trazas de querolito	Calcita	Evidencia de precursor aragonítico y posterior dolomitización; querolito	Dolomita	Dolomita
<b>Origen</b>	Supratidal (por evaporación) y submareal (hasta 14 m) de baja energía	Supratidal (por evaporación) y submareal de baja energía	Supratidal (por evaporación) y submareal de baja energía	Subtidal poco profundo influenciado por corrientes (bordes deltáicos)	Estromatolitos subtidal; trombolitos supratidal a subtidal; ooncooides y microbialita compuesta subtidal e intertidal de alta energía	Glaciales	Subtidales a intertidales por analogía a ambientes modernos
<b>Microbiota asociada</b>	Cianobacterias, microorganismos eucarióticos y diatomeas	Cocoides y filamentos no identificados; diatomeas	Cocoides y filamentos no identificados; diatomeas	Pocos microfósiles	Eucariontes, cianofitos, clorófitos y crisotifos	Procariontes y eucariontes preglaciales (cianobacterias)	Cocoides simples
<b>Ambiente asociado</b>	Tasa Mg/Ca alta; pH 8.6 a 10.2; Alto contenido carbónico; Productividad primaria intermedia	Tasa Mg/Ca media, pH ~9.3; productividad primaria limitada por P; Alto contenido carbónico	Tasa Mg/Ca baja; pH 9.0 a 9.2; Productividad primaria limitada por N y P	Tasas Mg/Ca bajas; pH ~ 7.0 a 7.5	Tasas Mg/Ca altas; pH entre ~7.5 a > ~8.5	Tasas Mg/Ca altas; pH entre ~7.5 a > ~8.5	Sobresaturación de CaCO <sub>3</sub> ; pH entre ~7.5 a > ~8.5

A pesar de la incertidumbre sobre los pH en épocas precámbricas, los datos de este modelo justifican las características particulares de cada formación, por lo que es posible encontrar similitudes de pH en los lagos mexicanos que funcionan como análogos, y explicar los equilibrios de carbonatos y fosfatos en las microbialitas fósiles.

En cuanto a las características tróficas de los océanos antiguos y sus concentraciones de fósforo, Eckford-Soper & Canfield (2020) han argumentado que durante el mesoproterozoico (1600-1000 Ma) la captura de fósforo debido al hierro iónico en condiciones anóxicas, redujeron el inventario de fósforo total a concentraciones mucho más bajas que las actuales. Este barrido de fósforo biodisponible se llevó a cabo mediante mecanismo que incluyen la formación de fases fosforferrosas como la vivianita, y la remoción durante la formación de óxido carbonatado o sulfonatado y coprecipitación de óxido de hierro. Estas bajas concentraciones de fósforo pudieron beneficiar a ciertos microorganismos, como a las cianobacterias que, debido a su reducido tamaño, pero gran área superficial, tuvieron ventaja fisiológica para capturar mayor cantidad de nutrientes que otros microorganismos. Además, la fotosíntesis oxigénica predominada por las cianobacterias bajo condiciones de poco fósforo llevó a tasas C:P alta, donde los productores primarios inhibieron el entierro de fósforo autigénico en los mares, lo que disminuyó las cantidades de fósforo en el reciclaje (Reinhard *et al.*, 2017).

Posteriormente, durante el Neoproterozoico medio (800-650 Ma) algunos cambios fundamentales en el ciclo del fósforo resultaron en el incremento de su concentración, este aumento se ha relacionado con la aparición de algas, al encontrarse biomarcadores algales (780-729 Ma), aunque los resultados de Eckford-Soper & Canfield (2020) han encontrado solamente acritarcos relacionados con algas, por lo que no han sido considerados como biomarcadores. Además, Reinhard *et al.* (2016) observaron los incrementos en las concentraciones de fósforo marino más grandes durante el periodo Cryogeno (720-635 Ma), Ediacarano (535-541 Ma) y Fanerozoico (541-0 Ma).

El Neoproterozoico se caracterizó por una volatilidad ambiental y bioquímica extrema, que resultó en la alteración del estado redox de los océanos y la

concentración de oxígeno oceánico. Esta época tuvo tres eventos masivos interconectados. Primero, episodios de glaciación alternados llamado “Tierra bola de nieve”, que no solo alteraron el clima, sino que también resultaron en la meteorización continental excesiva que liberó grandes cantidades de nutrientes. Después, la aparición y el desarrollo de algas eucarióticas modificó los ecosistemas bénticos y pelágicos. Y, por último, el esparcimiento de oxígeno en el ambiente superficial (Eckford-Soper & Canfield, 2020).

El contenido actual de fósforo en el océano es de aproximadamente 2  $\mu\text{M}$ , y los estudios de Reinhard *et al.* (2017) concluyeron que estas concentraciones son hasta 4 veces mayores que las presentes durante el Precámbrico, pues no se ha encontrado evidencia empírica de mayor y mejor secuestro de fósforo durante el Fanerozoico que el que se llevó a cabo en tiempos precámbricos. De este modo, las concentraciones de fósforo desde el Arqueano hasta el Proterozoico eran de entre 0.4 a 0.14  $\mu\text{M}$  y con niveles máximos de 0.2  $\mu\text{M}$  durante el Mesoproterozoico.

Los experimentos de Eckford-Soper & Canfield (2020) para relacionar las concentraciones de *clorofila a*, respecto a la concentración de fósforo presente en el ambiente, concluyeron que no hay una disminución de *clorofila a* en menores concentraciones de fósforo, así como tampoco existe aumento con mayores concentraciones. Lo destacable fue que la competencia existente entre las cianobacterias y las algas sí está altamente influida por las concentraciones de fósforo. Notaron que el crecimiento y el desarrollo de cianobacterias supera al de las algas tanto en altas como en bajas concentraciones de fósforo, pero en ninguno de los escenarios las algas eucarióticas quedaron excluidas en la toma de fósforo, incluso bajas concentraciones.

Asimismo, se ha observado que muchas especies de fitoplancton han desarrollado distintos mecanismos para afrontar condiciones de bajas concentraciones de fósforo: alteraciones en los requerimientos celulares de fósforo mediante la sustitución de fosfolípidos con lípidos basados en sulfuro; tasas alteradas en la toma y almacenaje de fósforo; y uso de fuentes de fósforo orgánico mediante la liberación de enzimas extracelulares como fosfatasa alcalinas

(Eckford-Soper & Canfield, 2020).

Todo esto indica que, por un lado, las cianobacterias han sido los principales organismos que han utilizado el fósforo en ecosistemas acuáticos y son quienes han liderado a gran escala el ciclo del fósforo desde su aparición en el Precámbrico. Mientras que, desde su aparición durante el Proterozoico, las algas son las principales responsables de utilizar, almacenar y reciclar bajas concentraciones de fósforo a nivel local, por lo que el estudio y la comparación de los fósiles de Beck Spring, Kingston Peak y Noonday son de vital importancia para desenmascarar la relevancia de los organismos eucariontes para el reciclaje de nutrientes.

### 3.2 Microbialitas terrestres como análogos a posibles estructuras organosedimentarias en Marte

De acuerdo con la información descrita anteriormente, las características físicas, químicas y geológicas de los sitios de formación de microbialitas en la Tierra tienen similitudes entre sí, de las más importantes destacan ambientes alcalinos con grandes cantidades de Mg y Ca. Y, muy por el contrario, pueden llegar a tener características que varían en un amplio rango de condiciones iónicas, nutrimentales o de temperaturas, por lo que el crecimiento de organosedimentos no está limitado a determinados ambientes.

Por ende, las similitudes entre las microbialitas fósiles y las actuales no solo sirve para determinar los procesos geobioquímicos que dieron origen a las estructuras y encontrar patrones comunes que lleven a descifrar las características de las comunidades microbiológicas antiguas, sino que también pueden auxiliar en la búsqueda de vida presente o pasada en Marte.

Uno de los primeros factores a considerar para la posible analogía entre Marte y la Tierra son los periodos de predominancia de agua líquida en el planeta rojo. Durante sus primeras etapas, las condiciones ambientales fueron favorables para la formación de vida, con océanos y lagos posiblemente alcalinos que pudieron ser similares a los océanos antiguos terrestres y a los *maares* mexicanos mencionados en este trabajo (ver Tabla 5 y Tabla 6). Además, el hecho que la

atmósfera marciana antigua tuviera grandes cantidades de CO<sub>2</sub> hace plausible que una parte de la pérdida de este gas haya sido consecuencia de la precipitación por actividad microbiana, por lo que el hallazgo de depósitos de carbonatos podría ser un primer indicador de actividad biológica.

Por otra parte, Gillespie Lake Member es una de las formaciones que más características puede compartir con algunos de los lagos mexicanos, ya que sus características paleoambientales guardan similitud con los *maares*, principalmente el clima semiárido, las salinidades bajas a moderadas y las aguas de baja energía que permitirían la formación de estructuras.

Asimismo, estructuras como los Blueberrys en Marte, que tiene análogos terrestres, también pueden guardar similitud con las oolitas presentes en la dolomita Beck Spring (Figura 11), Kingstone Peak y algunas formaciones concéntricas de Crystal Spring, las cuales se caracterizan por tener una componente biológica necesaria para su formación, además de que en Beck Spring se han detectado microfósiles dentro de estas estructuras. Por lo tanto, es imprescindible realizar estudios *in situ* de los Blueberrys para determinar un posible origen biológico en Marte. También, las estructuras laminares presentes en Marte (Figura 33-Figura 35) presentan morfologías similares a algunas estructuras presentes en Cristal Spring (Figura 10) y Beck Spring (Figura 11), donde destacan las irregularidades y falta de isoorientación de algunos estratos, que pueden indicar posibles perturbaciones biológicas para las estructuras marcianas.

Además, las estructuras marcianas grumosas (Figura 36-Figura 38) pueden guardar relación morfológica con los trombolitos de Alchichica (Figura 22) y de los otros dos lagos mexicanos. De estas últimas, la presente en la Figura 37 es la que más destaca debido a las estructuras filamentosas de su superficie, de las cuales no hay ningún análogo dentro de este trabajo con el que pueda compararse.

La analogía más interesante se da entre las microbialitas de Noonday (**Figura 14**) y las estructuras marcianas de las Figura 39 Figura 40, ya que se pueden notar que ambas estructuras comparten similitudes en la forma en la que los tubos vacíos tienen una misma orientación y se encuentran alojados en una roca madre que une a los tubos. Se sabe que estas estructuras necesitan del escape de gas en aguas

altamente alcalinas para su formación, por lo que la actividad biológica es crucial para que se puedan crear estas morfologías. Además, en Noonday ya se han relacionado con actividad microbiana, por lo que análisis posteriores en las estructuras marcianas son necesarias para determinar una posible actividad biológica.

Aunado a esto, se sabe que, a diferencia de la Tierra, donde predominan las estructuras calcíticas, en Marte deberían formarse estructuras hidromagnesíticas, debido a la alta interacción que el agua tuvo con las rocas ígneas del planeta rojo. Eso indica que las formaciones como las presentes en los *maares* Alchichica, La Preciosa y Quechulac, donde las aguas están en contacto con rocas ígneas de alto contenido magnésico, podrían ser clave para explicar la formación de posibles estromatolitos en el planeta rojo, pues las condiciones limnológicas pudieron haber sido similares.

Finalmente, este trabajo muestra solamente una primera etapa para el estudio análogo entre microbialitas actuales, estromatolitos fósiles y posibles estructuras organosedimentarias en Marte. Para asegurar la correcta comparación entre estas estructuras es necesario realizar más estudios de campo sobre la formación de microbialitas y, aún más importante, sobre el reciclaje de fósforo para las microbialitas de los lagos La Preciosa y Quechulac, pues ambas tienen condiciones nutrimentales interesantes y similares a etapas anteriores al Mesopreoterozoico. Además, es fundamental desarrollar técnicas de estudio para las rocas marcianas, ya sea *in situ* para los exploradores espaciales o en campo para muestras que ingresen a la Tierra, pues de ello dependerá determinar si su formación se debió a la actividad biológica o no.

## 4 Conclusiones

Los estromatolitos y las microbialitas fósiles de Death Valley muestran diversidad de ambientes en su formación, de las que destacan Crystal Spring, que tiene una formación cíclica calcítica en aguas de poca energía, con períodos de formación/decaimiento debido a cambios ambientales. En cuanto a Beck Spring, cuenta con una amplia variedad de morfologías, como estromatolitos, trombolitos, oolitas y microbialitas mixtas, que están asociadas a condiciones y comunidades microbianas similares y bien documentadas.

Por su parte, las fases carbonosas de Kingstone Peak se formaron durante épocas preglaciales y glaciales, lo que indica que, a pesar de las bajas temperaturas, la formación de microbialitas aún se puede llevar a cabo si los nutrientes y las condiciones acuáticas son adecuadas. Por último, la formación Noonday se caracteriza por una morfología fuertemente influida por el escape de gases de posible actividad microbiana.

A pesar de que los procesos de fosfogénesis en microbialitas en la Tierra han cambiado a través del tiempo, se sabe que las comunidades microbianas y, especialmente, las cianobacterias y algas son los agentes más importantes para la formación de fosforitas y el reciclaje del fósforo local. Los depósitos de carbonatos y la posible detección de fosforitas autigénicas en ellos serían un gran indicador de posible actividad biológica en Marte.

Con el modelo de Halevy & Bachan (2017) para la evolución del pH oceánico terrestre, es posible encontrar similitudes de pH con los lagos mexicanos como análogos y explicar los equilibrios de carbonatos y fosfatos en las microbialitas fósiles. Para el presente trabajo se propusieron los lagos La Preciosa, Quechulac y Alchichica ubicados en el Estado de Puebla, ya que Alchichica y Quechulac podrían ser utilizados como análogos a los fósiles del Neoproterozoico, mientras que La Preciosa a los del Mesoproterozoico.

La preciosa y Quechulac presentan aragonita similar a las que se formaron en un inicio en Beck Spring. Mientras que Alchichica, por su alto contenido de magnesio genera hidromagnesita, aunque hasta el momento no se ha encontrado

en fósiles, su estudio mostraría los procesos de formación de dolomitas precámbricas.

Los trombolitos de La Preciosa son los más interesantes de estudiar ya que se forman en un ambiente de baja concentración de fósforo donde el reciclaje de este compuesto se vuelve vital para su desarrollo. Mientras que los trombolitos de Quechulac se forman a bajas tasas de Mg/Ca y concentraciones de nutrientes sin limitaciones, lo que permitiría estudiar la influencia del Ca en la formación de las microbialitas.

Con respecto a Marte, se determinó que existe similitud entre algunos paleoambientes marcianos con los lagos mexicanos, como es el caso de Gillespie Lake Member, donde se espera detectar estructuras hidromagnésicas, debido a la alta interacción del agua con las rocas ígneas de alto contenido magnésico. Por lo tanto, Alchichica sería el mejor análogo en el Marte primitivo, por sus tasas de Mg/Ca. En caso de determinar otras condiciones, La Preciosa y Quechulac podrían también servir como análogos.

Por otro lado, las formaciones fósiles de Death Valley son una evidencia de vida antigua que muestra una gran variedad de rasgos característicos de ambientes microbianos antiguos, porque son, morfológicamente, muy semejantes a estructuras detectadas en Marte (rocas laminares, trombolíticas y dendrolíticas). Sin embargo, sería riesgoso tomar solo el criterio morfológico como evidencia de vida, debido a que, con el paso del tiempo, estas formaciones sufren alteraciones, además de que existen procesos de sedimentación laminar que se lleva a cabo solo por procesos fisicoquímicos, que serían difícilmente distinguibles. Por lo tanto, es de suma importancia realizar estudios geoquímicos *in situ*, así como determinar si hay presencia de biomarcadores que confirmen si estas u otras estructuras marcianas tienen un origen biológico.

De acuerdo con la información presentada en este trabajo, se propone al fósforo como un biomarcador de vida antigua para Marte, debido a las altas concentraciones en su superficie, a su alta disponibilidad para la producción biológica en el pasado y a la gran estabilidad de las fosforitas y carbonatos en las condiciones marcianas actuales.

Finalmente, considero que será necesario realizar estudios biogeoquímicos sobre las microbialitas modernas y los rasgos fósiles, para poder discernir entre estructuras bióticas y abióticas, con el fin de estandarizar métodos que permitan discriminar biogenicidad en las estructuras marcianas. Las microbialitas modernas de los lagos Alchichica, La Preciosa y Quechulac y los estromatolitos fósiles de Death Valley serían los mejores análogos para estas investigaciones.

Este trabajo es un parteaguas no solo para aumentar los estudios del ciclo biogeoquímico del fósforo y su importancia para el origen de la vida, sino también para proponer estudios en territorio nacional que pueden servir para futuros estudios análogos sobre la vida en Marte.

## 5 Perspectivas

Se propone hacer una futura investigación de campo sobre los procesos de fosfogénesis en La Preciosa, Quechulac y Alchichica ubicados en el estado de Puebla, México. Así como determinar especies de fosforo en muestras fósiles de Death valley, EE.UU., como vestigios de procesos fosfogénicos.

También, realizar estudios que vinculen los procesos y dinámicas actuales de la fosfogénesis con los que se llevaron a cabo durante el Neoproterozoico. En el lago La Preciosa, analizar los mecanismos que utilizan las cianobacterias y algas para reciclar el fosforo para sobrevivir en ambientes con concentraciones muy bajas de fosfatos. Además, proponer diversas metodologías analíticas para la determinación de las distintas especies de fosforo para el estudio en los lagos y las microbialitas.

## 6 Referencias

- Adcock, C. T., Hausrath, E. M., & Forster, P. M. (2013). Readily available phosphate from minerals in early aqueous environments on Mars. *Nature Geoscience*, 6(10), 824-827.
- Alcocer, J., Escolero, O. & Marín, L. (2004), Problemática del agua de la cuenca oriental, estados de Puebla, Veracruz y Tlaxcala, pp. 57-77. En: B. Jiménez & L. Marín (eds.). *El agua en México vista desde la academia*. Academia Mexicana de Ciencias. México, D. F.
- Alcocer, J., Lugo, A., Escobar, E., Sánchez, M.R. & Vilaclara, G. (2000). Water column stratification and its implications in the tropical warm monomictic Lake Alchichica, Puebla, Mexico. *Verh Internat Verein Limnol.* 27. 3166-3169.
- Alleon, J., & Summons, R. E. (2019). Organic geochemical approaches to understanding early life. *Free Radical Biology and Medicine*, 140, 103-112
- Armienta, M. A., Vilaclara, G., De la Cruz-Reyna, S., Ramos, S., Cenicerros, N., Cruz, O., Aguayo, A. & Arcega-Cabrera, F. (2008). Water chemistry of lakes related to active and inactive Mexican volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178(2), 249-258.
- Awramik, S. M., & Grey, K. (2005). Stromatolites: biogenicity, biosignatures, and bioconfusion. *Astrobiology and Planetary Missions*, 5906, 59060P.
- Banerjee, D. M. (1971). Precambrian stromatolitic phosphorites of Udaipur, Rajasthan, India. *Geol. Soc. Am. Bull.* 82, 2319–2329
- Bianciardi, G., Rizzo, V., Cantasano, N., & Farias, M. E. (2015). Microbialites at gusev crater, Mars. *Journal of astrobiology & outreach*, 3(5), 1-8.
- Bianciardi, G., Rizzo, V., & Cantasano, N. (2014). Opportunity Rover's image analysis: Microbialites on Mars?. *International Journal of Aeronautical and Space Sciences*, 15(4), 419-433.
- Bosak, T., Knoll, A. H., & Petroff, A. P. (2013). The meaning of stromatolites. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41, 21-44.
- Boynton, W. V., Ming, D. W., Kounaves, S. P., Young, S. M. M., Arvidson, R. E., Hecht, M. H., Hoffman, J., Niles, P. B., Hamara, D. K., Quinn, R. C., Smith, P.

- H., Sutter, B., Catling, D. C. & Morris, R. V. (2009). Evidence for calcium carbonate at the Mars Phoenix landing site. *Science*, 325(5936), 61-64.
- Brocken Inaglory (2007). *Sand dunes in Death Valley National Park*. [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Sand\\_Dunes\\_in\\_Death\\_Valley\\_National\\_Park.jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Sand_Dunes_in_Death_Valley_National_Park.jpg) el 16/2021.
- Bryan T. S. & Tucker-Bryan, B. (2009) *The explorer's guide to Death Valley National*, University Press of Colorado, Segunda edición, p.9-20
- Büttner, S. H., Isemonger, E. W., Isaacs, M., van Niekerk, D., Sipler, R. E., & Dorrington, R. A. (2020). Living phosphatic stromatolites in a low-phosphorus environment: Implications for the use of phosphorus as a proxy for phosphate levels in paleo-systems. *Geobiology*.
- Caballero, M., Silva-Aguilera, R. A. & Escolero, O. (2019) *El clima en la región En Alcocer*, J. (Editor). 2019. *Lago Alchichica: Una joya de biodiversidad*. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Estudios Superiores Iztacala. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. México. p.244.
- Carrasco-Nuñez, G. (2019) *Origen y formación del cráter*, En Alcocer, J. (Editor). 2019. *Lago Alchichica: Una joya de biodiversidad*. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Estudios Superiores Iztacala. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. México. p.244.
- Cervantes, S. (2019). *Lago cráter Las Minas o también llamada la Preciosa, Puebla*. Recuperado de <https://i.ytimg.com/vi/dAtgoT8DKpk/maxresdefault.jpg>
- Corbridge, D. E. C. (2013). *Phosphorus: Chemistry, Biochemistry and Technology*, Sixth Edition, CRC Press, p. 6,14, 23, 25.
- Corsetti, F. A., Awramik, S. M., & Pierce, D. (2003). A complex microbiota from snowball Earth times: microfossils from the Neoproterozoic Kingston Peak Formation, Death Valley, USA. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 100(8), 4399-4404.
- Corsetti, F. A., Kidder, D. L., & Marengo, P. J. (2006). Trends in oolite dolomitization across the Neoproterozoic–Cambrian boundary: a case study from Death Valley, California. *Sedimentary Geology*, 191(3-4), 135-150.

- Corsetti, F. A., & Grotzinger, J. P. (2005). Origin and significance of tube structures in Neoproterozoic post-glacial cap carbonates: example from Noonday Dolomite, Death Valley, United States. *Palaios*, 20(4), 348-362.
- Corsetti, F. A., & Kaufman, A. J. (2003). Stratigraphic investigations of carbon isotope anomalies and Neoproterozoic ice ages in Death Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, 115(8), 916-932.
- Cosgrove, D. J. (1977). Microbial transformations in the phosphorus cycle. In *Advances in microbial ecology* (pp. 95-134). Springer, Boston, MA.
- Couradeau, E., Benzerara, K., Moreira, D., Gerard, E., Kaźmierczak, J., Tavera, R., & López-García, P. (2011). Prokaryotic and eukaryotic community structure in field and cultured microbialites from the alkaline Lake Alchichica (Mexico). *PloS one*, 6(12), e28767.
- Crosby, C. H., & Bailey, J. V. (2012). The role of microbes in the formation of modern and ancient phosphatic mineral deposits. *Frontiers in Microbiology*, 3(JUL), 1–7.
- Da Silva, J. F., & Williams, R. J. P. (2001). *The biological chemistry of the elements: the inorganic chemistry of life*, Segunda Edición, Oxford University Press. p.p. 436-445
- de la Cruz, K. C., Cordero-Tercero, G., Chew, Y. G. M., Lozada-Chávez, I., Montoya, L., Jiménez, S. I. R., & Segura, A. (2020). Astrobiology and Planetary Sciences in Mexico. In *Astrobiology and Cuatro Ciénegas Basin as an Analog of Early Earth* (pp. 31-74). Springer, Cham.
- De Pinto, J. V., Bierman, JR., & Verhoff, F. H. (1976). Seasonal phytoplankton succession as a function of species competition for phosphorus and nitrogen, p. 14 1-140. In R. P. Canale [ed.] *Modeling biochemical processes in aquatic ecosystems*. Ann Arbor Science Publishers, Inc., An Arbor, MI.
- DeBruyn, J. M., Leigh-Bell, J. A., McKay, R. M. L., Bourbonniere, R. A., & Wilhelm, S. W. (2004). Microbial distributions and the impact of phosphorus on bacterial activity in Lake Erie. *Journal of Great Lakes Research*, 30(1), 166–183.
- Douglas, S., Perry, M. E., Abbey, W. J., Tanaka, Z., Chen, B., & McKay, C. P. (2015).

- The structure and chemical layering of Proterozoic stromatolites in the Mojave Desert. *International Journal of Astrobiology*, 14(3), 517.
- Dyhrman S.T., Ammerman J.W. & Van Mooy B.A.S. (2007) Microbes and the marine phosphorus cycle. *Oceanography* 20: 110–116
- Eckert, W., & Nishri, A. (2014). The phosphorus cycle. In *Lake Kinneret* (pp. 347-363). Springer, Dordrecht.
- Eckford-Soper, L. K., & Canfield, D. E. (2020). The global explosion of eukaryotic algae: The potential role of phosphorus?. *Plos one*, 15(10), e0234372.
- Ehrlich, H. L. (1981). *The geomicrobiology of silica and silicates*. Geomicrobiology, 2nd ed. Marcel Dekker, Inc., New York, 131-135.
- Eigenbrode, J. L., Summons, R. E., Steele, A., Freissinet, C., Millan, M., Navarro-González, R., Sutter, B., McAdam, A.C., Franz, H.B., Glavin, D.P., Archer Jr., P.D., Mahaffy, P.R., Conrad, P.G., Hurowitz, J.A., Grotzinger, J.P., Gupta, S., Ming, D.W. , Sumner, D.Y., Szopa, C., Malespin, C., Buch, A. & Coll, P. (2018). Organic matter preserved in 3-billion-year-old mudstones at Gale crater, Mars. *Science*, 360(6393), 1096-1101.
- Eighmy, T. Taylor & Eusden, J.. (2004). *Phosphate Stabilization of Municipal Solid Waste Combustion Residues: Geochemical Principles*. Geological Society of London Special Publications. 236. 435-473.
- Falkowski, P. G., Fenchel, T., & Delong, E. F. (2008). The Microbial Engines That Drive Earth's Biogeochemical Cycles. *Science*, 320(5879), 1034–1039.
- Farley, K. A., Williford, K. H., Stack, K. M., Bhartia, R., Chen, A., de la Torre, M., Hand, K., Goreva, Y., Herd, C. D.K., Hueso, R., Liu, Y., Maki, J. N., Martinez, G., Moeller, R. C., Nelessen, A., Newman, C. E., Nunes, D., Ponce, A., Spanovich, N., . Willis, P.A., Beegle, L.W., Bell III, J.F., Brown, A.J., Hamran, S.E., Hurowitz, J.A, Maurice, S., Paige, D.A., Rodriguez-Manfredi, J.A., Schulte, M., & Wiens, R. C. (2020). Mars 2020 mission overview. *Space Science Reviews*, 216(8), 1-41.
- Ferrari, L. (2000). Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 84-92.

- Filippelli, G. M. (2008). The global phosphorus cycle: past, present, and future. *Elements*, 4(2), 89-95.
- Föllmi, K. B. (1996). The phosphorus cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits. *Earth-Science Reviews*, 40(1–2), 55–124.
- Gächter, R., Meyer, J.S. and Mares, A., 1988. Contribution of bacteria to release and fixation of phosphorus in lake sediments. *Limnol. Oceanogr.*, 33: 1542-1558
- Gächter, R., & Meyer, J. S. (1993). The role of microorganisms in mobilization and fixation of phosphorus in sediments. In *Proceedings of the third international workshop on phosphorus in sediments* (pp. 103-121). Springer, Dordrecht.
- Goldhammer, T., Brüchert, V., Ferdelman, T. G., & Zabel, M. (2010). Microbial sequestration of phosphorus in anoxic upwelling sediments. *Nature Geoscience*, 3(8), 557-561.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L. (2005), *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, Temas Selectos de la Geología Mexicana, Vol. 7, núm. 3, p. 227-283.*
- Halevy, I., & Bachan, A. (2017). The geologic history of seawater pH. *Science*, 355(6329), 1069-1071.
- Harold, F. M. (1966), *Inorganic polyphosphates in biology: Structure, metabolism, and function, Bacteriol. Rev.* 30:772
- Harwood, C. L., & Sumner, D. Y. (2011). Microbialites of the Neoproterozoic Beck Spring Dolomite, Southern California. *Sedimentology*, 58(6), 1648-1673.
- Harwood, C. L., & Sumner, D. Y. (2012). Origins of microbial microstructures in the Neoproterozoic Beck Spring Dolomite: variations in microbial community and timing of lithification. *Journal of Sedimentary Research*, 82(9), 709-722.
- Hecht, M. H., Kounaves, S. P., Quinn, R. C., West, S. J., Young, S. M. M., Ming, D. W., Catling D.C., Clark B.C., Boynton W.V., Hoffman J., Deflores L.P., Gospodinova K., Kapit J. & Smith, P. H. (2009). Detection of perchlorate and the soluble chemistry of martian soil at the Phoenix lander site. *Science*, 325(5936), 64-67
- Hevy, R.E. and Kilham, P., 1988. Nutrient limitation of phytoplankton in freshwater

- and marine environments. A review of recent evidence on the effects of enrichment. *Limnol. Oceanogr.*, 20: 649-653
- Hiatt, E. E., Pufahl, P. K., & Edwards, C. T. (2015). Sedimentary phosphate and associated fossil bacteria in a Paleoproterozoic tidal flat in the 1.85Ga Michigamme Formation, Michigan, USA. *Sedimentary Geology*, 319, 24–39.
- Horgan, B. H., Anderson, R. B., Dromart, G., Amador, E. S., & Rice, M. S. (2020). The mineral diversity of Jezero crater: Evidence for possible lacustrine carbonates on Mars. *Icarus*, 339, 113526.
- Horneck, G. (2000). The microbial world and the case for Mars. *Planetary and Space Science*, 48(11), 1053-1063.
- Ingall, E. D., & Van Cappellen, P. (1990). Relation between sedimentation rate and burial of organic phosphorus and organic carbon in marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(2), 373-386.
- Iniesto, M., Moreira, D., Reboul, G., Deschamps, P., Benzerara, K., Bertolino, P., Saghai, A., Tavera, R. & López-García, P. (2020). Core microbial communities of lacustrine microbialites sampled along an alkalinity gradient. *Environmental Microbiology*.
- Isidro sx16 (2008). *Laguna de Quechulac "Vista desde Xaltepec"*. [https://es.wikipedia.org/wiki/Archivo:Laguna\\_de\\_Quechulac\\_%22Vista\\_desde\\_Xaltepec%22.jpg](https://es.wikipedia.org/wiki/Archivo:Laguna_de_Quechulac_%22Vista_desde_Xaltepec%22.jpg)
- Joseph, R. G., Planchon, O., Duxbury, N. S., Latif, K., Kidron, G. J., Consorti, L., Armstrong, R. A. & Schild, R. (2020). Oceans, Lakes, and Stromatolites on Mars. *Advances in Astronomy*, 2020.
- Kaźmierczak, J., Kempe, S., Kremer, B., López-García, P., Moreira, D., & Tavera, R. (2011). Hydrochemistry and microbialites of the alkaline crater lake Alchichica, Mexico. *Facies*, 57(4), 543-570.
- Krajewski, K. P., Lesniak, P. M., Łacka, B., and Zawidzki, P. (2000). Origin of phosphatic stromatolites in the upper cretaceous condensed sequence of the Polish Jura Chain. *Sediment. Geol.* 136, 89–112.
- Krajewski, K.P., 1984. Early diagenetic phosphate cements in the Albian condensed glauconitic limestone of the Tatra mountains, western Carpathians.

- Sedimentology, 31: 443.- 470.
- Krajewski, K.P.,1983. Albian pelagic phosphate-rich macrooncooids from the Tatra Mts, Poland. In: T.M. Peryt (Editor), Coated Grains. Springer, Berlin, pp. 344-357.
- Kuznetsov, V. G. (2015). Lithology of microbialites. Herald of the Russian Academy of Sciences, 85(6), 523–532.
- Ladakis, M., Dassenakis, M., & Pantazidou, A. (2006). Nitrogen and phosphorus in coastal sediments covered by cyanobacteria mats (9 pp). Journal of Soils and Sediments, 6(1), 46-54.
- Lenton, T. M., & Daines, S. J. (2017). Matworld – the biogeochemical effects of early life on land. New Phytologist, 215(2), 531–537.
- Leshin, L. A., Mahaffy, P. R., Webster, C. R., Cabane, M., Coll, P., Conrad, P. G., Archer Jr., P. D., Atreya, S. K., Brunner, A. E., Buch, A., Eigenbrode, J. L., Flesch, G. J., Franz, H. B., Freissinet, C., Glavin, D. P., McAdam, A. C., Miller, K. E., Ming, D. W., Morris, R. V., Navarro-González, R., Niles, P. B., Owen, T., Pepin, R. O., Squyres, S., Steele, A., Stern, J. C., Summons, R. E., Sumner, D. Y., Sutter, B., Szopa C., Teinturier, S., Trainer, M. G., Wray, J. J. & Grotzinger, J. P. (2013). Volatile, isotope, and organic analysis of martian fines with the Mars Curiosity rover. science, 341(6153).
- Leyo (2019). Phosphate anion. [https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/2/24/Phosphate\\_anion.svg/201px-Phosphate\\_anion.svg.png](https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/2/24/Phosphate_anion.svg/201px-Phosphate_anion.svg.png)
- Licari, G. R. (1978). Biogeology of the late pre-Phanerozoic Beck Spring Dolomite of eastern California. Journal of Paleontology, 767-792.
- Lim, D.S., Laval, B.E., Slater, G., Antoniadis, D., Forrest, A.L., Pike, W., Pieters, R., Saffari, M., Reid, D., Schulze-Makuch, D. & Andersen, D. (2009). Limnology of Pavilion Lake, BC, Canada–Characterization of a microbialite forming environment. Fundamental and Applied Limnology/Archiv für Hydrobiologie, 173(4), 329-351.
- Lucas, J. and Prévot, L. (1985). The synthesis of apatite by bacterial activity: mechanism. Sci. Géol. Mém. 77, 83–92.

- Lutz E., H., & Newman, D. K. (2009). *Geomicrobiology*. Quinta edición, CRC Press, p. 219
- Macek M, Alcocer J, Lugo-Vázquez A, Martínez-Pérez ME, Peralta Soriano, L. & Vilaclara Fatjó G. (2009) Long term picoplankton dynamics in a warm-monomictic, tropical high altitude lake. *J Limnol* 68: 183–192
- Maciá, E. (2005). The role of phosphorus in chemical evolution. *Chemical Society Reviews*, 34(8), 691–701.
- Madigan, M.T. (2015), *Biología de los microorganismos*, 14° Edición, Pearson Educación, 2015. p.p. 646-475
- Magalhaes, Maria Clara & Costa, M.. (2018). On the solubility of whitlockite,  $\text{Ca}_9\text{Mg}(\text{HPO}_4)(\text{PO}_4)_6$ , in aqueous solution at 298.15 K. *Monatshefte für Chemie - Chemical Monthly*. 149. 1-8.
- Mahon, R. C., Dehler, C. M., Link, P. K., Karlstrom, K. E., & Gehrels, G. E. (2014). Geochronologic and stratigraphic constraints on the Mesoproterozoic and Neoproterozoic Pahump Group, Death Valley, California: A record of the assembly, stability, and breakup of Rodinia. *Bulletin*, 126(5-6), 652-664.
- Marlow, J. J., Martins, Z., & Sephton, M. A. (2008). Mars on Earth: soil analogues for future Mars missions. *Astronomy & Geophysics*, 49(2), 2-20.
- McKay, C. P. (1997). The search for life on Mars. *Planetary and Interstellar Processes Relevant to the Origins of Life*, 263-289.
- Miretzky, Patricia & Cirelli, Alicia. (2009). Phosphates for Pb immobilization in soils: A review. *Environmental Chemistry Letters*. 6. 121-133.
- Mojzsis, S. J., & Arrhenius, G. (1998). Phosphates and carbon on Mars: exobiological implications and sample return considerations. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 103(E12), 28495-28511.
- Montero-García, I. A. & Junco-Sánchez, R.E. (2019). El lago Alchichica en la historia y la memoria colectiva En Alcocer, J. (Editor). 2019. Lago Alchichica: Una joya de biodiversidad. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Estudios Superiores Iztacala. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. México. p. 244.
- Murphy, A. E., Wieman, S. T., Gross, J., Stern, J. C., Steele, A., & Glamoclija, M.

- (2020). Preservation of organic carbon in dolomitized Cambrian stromatolites and implications for microbial biosignatures in diagenetically replaced carbonate rock. *Sedimentary Geology*, 410, 105777.
- National Park Service (2020). Death Valley, Weather. <https://www.nps.gov/deva/learn/nature/weather-and-climate.htm> Consultado el 22/03/2021
- Navarro-González, R., Navarro, K.F., De la Rosa, J., Iñiguez, E., Molina, P., Miranda L.D., Morales, P., Cienfuegos, E., Coll, P., Raulin, F., Amils, R. & McKay, C.P. (2006), The limitations on organic detection in Mars-like soils by thermal volatilization-gas chromatography-MS and their implications for the Viking results, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 103, 16,089–16,094, doi:10.1073/pnas.0604210103.
- Navarro-González, R., E. Vargas, J. de la Rosa, A. C. Raga, & C. P. McKay (2010), Reanalysis of the Viking results suggests perchlorate and organics at midlatitudes on Mars, *J. Geophys. Res.*, 115, E12010, doi:10.1029/2010JE003599.
- Navarro-González, R., E. Vargas, J. de la Rosa, A. C. Raga, & C. P. McKay (2011), Correction to “Reanalysis of the Viking results suggests perchlorate and organics at midlatitudes on Mars,” *J. Geophys. Res.*, 116, E08011, doi:10.1029/2011JE003854.
- Niles, P. B., Catling, D. C., Berger, G., Chassefière, E., Ehlmann, B. L., Michalski, J. R., Morris, R., Ruff, S. W. & Sutter, B. (2013). Geochemistry of carbonates on Mars: implications for climate history and nature of aqueous environments. *Space Science Reviews*, 174(1), 301-328.
- Noffke, N. (2015). Ancient sedimentary structures in the < 3.7 Ga Gillespie Lake Member, Mars, that resemble macroscopic morphology, spatial associations, and temporal succession in terrestrial microbialites. *Astrobiology*, 15(2), 169-192.
- Noffke, Nora. (2021). Microbially induced sedimentary structures in clastic deposits: implication for the prospection for fossil life on Mars." *Astrobiology*, 21 (7), 866-892.

- Notholt, A.J.G., Sheldon, R.P. and Davidson, D.F. (Editors), 1989. Phosphate Deposits of the World: Vol. 2. Phosphate Rock Resources. Cambridge Univ. Press, 566 pp
- Pasek, M. A., Gull, M., & Herschy, B. (2017). Phosphorylation on the early earth. *Chemical Geology*, 475(October), 149–170.
- Pasek, M., Herschy, B., & Kee, T. P. (2015). Phosphorus: a case for mineral-organic reactions in prebiotic chemistry. *Origins of Life and Evolution of Biospheres*, 45(1), 207-218.
- Pinto, J. V. D., Young, T. C., Bonner, J. S., & Rodgers, P. W. (1986). Microbial Recycling of Phytoplankton Phosphorus. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 43(2), 336-342.
- Quinn, R., Zent, A. P., & McKay, C. P. (2006). The Photochemical Stability of Carbonates on Mars. *Astrobiology*, 6(4), 581–591
- Ramírez-García, P. & Novelo R., A. (1984). La vegetación acuática vascular de seis lagos-cráter del estado de Puebla, México. *Boletín de la Sociedad Botánica de México* 46, p.p. 75-88.
- Ramírez-Olvera, M. A., Alcocer, J., Merino-Ibarra, M., & Lugo, A. (2009). Nutrient limitation in a tropical saline lake: a microcosm experiment. *Hydrobiologia*, 626(1), 5-13.
- Redmond, K. T. (2009) Historic Climate Variability in the Mojave Desert en Webb, R., Fenstermaker, L., Heaton, J.S. & McDonald, E. *The Mojave Desert: Ecosystem Processes and Sustainability*, University of Nevada Press, primer edición, p.11
- Reimers, C. E., Kastner, M., and Garrison, R. E., 1988, The role of bacterial mats in phosphate mineralization with particular reference to the Monterey Formation, in Burnett, W. C., and Riggs, S. R., eds., *Phosphate deposits of the world*, Volume 3: Cambridge, United Kingdom, Cambridge University Press, p. 300–311
- Reinhard, C. T., Planavsky, N. J., Gill, B. C., Ozaki, K., Robbins, L. J., Lyons, T. W., Fischer, W. W., Wang, C., Cole, D. B & Konhauser, K. O. (2017). Evolution of the global phosphorus cycle. *Nature*, 541(7637), 386-389.

- Riding, R. (2011). Microbialites, Stromatolites, and Thrombolites. In: Reitner J., Thiel V. (eds) Encyclopedia of Geobiology. Encyclopedia of Earth Sciences Series, Springer, Dordrecht.
- Ries, J. B., Anderson, M. A., & Hill, R. T. (2008). Seawater Mg/Ca controls polymorph mineralogy of microbial CaCO<sub>3</sub>: a potential proxy for calcite-aragonite seas in Precambrian time. *Geobiology*, 6(2), 106-119.
- Rizzo, V. (2020). Why should geological criteria used on Earth not be valid also for Mars? Evidence of possible microbialites and algae in extinct Martian lakes. *International Journal of Astrobiology*, 19(3), 283-294.
- Rizzo, V., & Cantasano, N. (2009). Possible organosedimentary structures on Mars. *International Journal of Astrobiology*, 8(4), 267-280.
- Rizzo, V., & Cantasano, N. (2016). Structural parallels between terrestrial microbialites and Martian sediments: are all cases of 'Pareidolia'? *International Journal of Astrobiology*, 16(4), 297-316.
- Rudnick, R. L., & Gao, S. (2013). Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry: Second Edition (2nd ed., Vol. 4)*. Elsevier Ltd.
- Ruttenberg, K. C. (2003). The global phosphorus cycle. *Treatise on geochemistry*, 8, 682.
- Schindler, D.W., 1977. Evolution of phosphorus limitation in lakes. *Science*, 195: 260-266
- Shiraishi, F., Ohnishi, S., Hayasaka, Y., Hanzawa, Y., Takashima, C., Okumura, T., & Kano, A. (2019). Potential photosynthetic impact on phosphate stromatolite formation after the Marinoan glaciation: Paleoceanographic implications. *Sedimentary Geology*, 380, 65-82.
- Shuster, A. M., Wallace, M. W., van Smeerdijk Hood, A., & Jiang, G. (2018). The Tonian Beck Spring Dolomite: Marine dolomitization in a shallow, anoxic sea. *Sedimentary Geology*, 368, 83-104.
- Sigala, I., Caballero, M., Correa-Metrio, A., Lozano-García, S., Vázquez, G., Pérez, L., & Zawisza, E. (2017). Basic limnology of 30 continental waterbodies of the Transmexican Volcanic Belt across climatic and environmental gradients. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 69(2), 313–370.

- Stewart, J. H. (1970). Upper Precambrian and Lower Cambrian strata in the southern Great Basin California and Nevada, Geological survey professional paper, 620.
- Toerien, D.F., Gerber, .A., Lötter, L.H. and Cloete. T.E. (1990). Enhanced biological phosphorus removal in activated sludge systems. In: K.C. Marshall (Editor). *Advances in Microbial Ecology*, 11. Plenum Press, New York, pp. 173-20
- Valdespino-Castillo, P. M., Alcántara-Hernández, R. J., Alcocer, J., Merino-Ibarra, M., Macek, M., & Falcón, L. I. (2014). Alkaline phosphatases in microbialites and bacterioplankton from Alchichica soda lake, Mexico. *FEMS Microbiology Ecology*, 90(2), 504-519.
- Valdespino-Castillo, P. M., Alcántara-Hernández, R. J., Merino-Ibarra, M., Alcocer, J., Macek, M., Moreno-Guillén, O. A., & Falcón, L. I. (2017). Phylotype dynamics of bacterial P utilization genes in microbialites and bacterioplankton of a monomictic endorheic lake. *Microbial ecology*, 73(2), 296-309.
- van Smeerdijk Hood, A., & Wallace, M. W. (2018). Neoproterozoic marine carbonates and their paleoceanographic significance. *Global and Planetary Change*, 160, 28-45.
- Webb, R. H., Heaton, J.S., Brooks, M. I. & Miller, D. M (2009) Introduction en Webb, Robert, Fenstermaker, Lynn, Heaton, J.S. & Mcdonald, Eric. *The Mojave Desert: Ecosystem Processes and Sustainability*, University of Nevada Press, primer edición, p.1-3
- Weckwerth, G., & Schidlowski, M. (1995). Phosphorus as a potential guide in the search for extinct life on Mars. *Advances in Space Research*, 15(3), 185-191.
- Wetzel, R. G. (1993). Microcommunities and microgradients: linking nutrient regeneration, microbial mutualism, and high sustained aquatic primary production. *Netherland Journal of Aquatic Ecology*, 27(1), 3-9..
- White, A. E. (2009) New insights into bacterial acquisition of phosphorus in the surface ocean. *P Natl Acad Sci USA* 106: 2013–2014
- Whitton, B. A. & Potts, M. (2002). *The Ecology of Cyanobacteria*. Kluwer Academic Publishers.

- Wilby, P. R., Briggs, D. E. G., Bernier, P., & Gaillard, C. (1996). Role of microbial mats in the fossilization of soft tissues. *Geology*, 24(9), 787–790.
- Williams, L. A., and Reimers, C., 1983, Role of bacterial mats in oxygen-deficient marine basins and coastal upwelling regimes: Preliminary report: *Geology*, v. 11, p. 267–269.
- Wright, L. A., Troxel, B. W., Williams, E. G., Roberts, M. T., & Diehl, P. E. (1976). Precambrian sedimentary environments of the Death Valley region, eastern California. *Geologic features of Death Valley, California: California Division of Mines and Geology Special Report*, 106, 7-15.
- Yarza De la Torre, E. (2003), Los volcanes del Sistema Volcánico Transversal, *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, Núm. 50, p.p. 220-234
- Zeyen, N., Benzerara, K., Li, J., Groleau, A., Balan, E., Robert, J. L., Estève, I., Tavera, R., Moreira, D. & López-García, P. (2015). Formation of low-T hydrated silicates in modern microbialites from Mexico and implications for microbial fossilization. *Frontiers in Earth Science*, 3, 64.
- Zeyen, N., Daval, D., Lopez-Garcia, P., Moreira, D., Gaillardet, J., & Benzerara, K. (2017). Geochemical conditions allowing the formation of modern lacustrine microbialites. *Procedia Earth and Planetary Science*, 17, p.p. 380 – 383.

## Índice de tablas

Tabla 1 Distinción entre fosforitas orgánicas e inorgánicas .....	17
Tabla 2 Experimento de solubilidad de fosfatos de calcio en condiciones marcianas contra condiciones terrestres .....	17
Tabla 3 Estequiometría de disolución de los minerales estudiados .....	18
Tabla 4 Épocas de agua líquida en la superficie marciana .....	54
Tabla 5 Datos limnológicos relevantes de los lagos estudiados.....	80
Tabla 6 Resumen comparativo de las características de las microbialitas.....	85

## Índice de figuras

Figura 1. Relaciones entre los compuestos de fósforo y su importancia.....	10
Figura 2. Estructura del fosfato .....	11
Figura 3. Esquema general sobre el ciclo del fósforo a escala geológica .....	15
Figura 4. Solvatación de minerales de fosfato.....	18
Figura 5. Tipos de microbialitas respecto a su morfología. ....	20
Figura 6. Regiones en el desierto de Mojave .....	22
Figura 7. Parque Nacional Death Valley .....	23
Figura 8. Descripción estratigráfica de la sucesión de Death Valley .....	25
Figura 9. Subdivisiones de la formación Crystal Spring .....	26
Figura 10. Capas estromatolíticas en la formación Crystal Spring .....	28
Figura 11. Formaciones encontradas en Beck Spring.....	30
Figura 12. Modelo de formación de microbialitas en Beck Spring.....	32
Figura 13. Estratigrafía de la formación Kingston Peak .....	33
Figura 14. Estructura estromatolítica de la Dolomita Noonday.....	35
Figura 15. Mapa de las placas tectónicas .....	37
Figura 16. Mapa de las tres partes del Eje Transversal Volcánico Mexicano .....	38
Figura 17. Área aproximada de la Cuenca Oriental .....	39
Figura 18. Regiones climáticas de la zona propuesta.....	40

Figura 19. Zona de estudio donde se encuentran los tres lagos .....	41
Figura 20. Modelo de formación de un volcán tipo <i>maar</i> .....	43
Figura 21. Panorámica del lago Alchichica .....	44
Figura 22. Diferencias en coloración de las estructuras estromatolíticas .....	45
Figura 23. Estructuras microbialíticas del lago Alchichica .....	46
Figura 24. Estructuras laminadas de las microbialitas de Alchichica .....	47
Figura 25. Imagen al microscopio de estructura estromatolítica .....	48
Figura 26. Lago La preciosa.....	49
Figura 27. Imagen en microscopio de microbialita de La Preciosa .....	50
Figura 28. Lago Quechulac con el Pico de Orizaba al fondo .....	51
Figura 29. Microbialita Quechulac .....	52
Figura 30. Línea temporal comparativa de la evolución en la Tierra y en Marte ...	53
Figura 31. Mapa de Marte. ....	55
Figura 32. Paralelismos mesoestructurales de cuerpos esféricos.....	59
Figura 33. Comparativo entre posibles características mesoestructurales. ....	60
Figura 34. Paralelismo entre laminaciones onduladas y convolutas .....	61
Figura 35. Macroestructuras convolutas en microbialitas.....	62
Figura 36. Paralelismo entre sedimentos, trombolitos y otras estructuras .....	63
Figura 37. Estructura grumosa marciana similar a trombolitos.....	64
Figura 38. Afloramiento de la superficie marciana tomada en Sol 890 .....	65
Figura 39. Formaciones laminares de forma cónica en los soles 56-72.....	66
Figura 40. Estructuras laminadas de forma cilíndrica.....	67
Figura 41. Comparativa de posible remanente microbialítico.....	69
Figura 42. Comparación entre las estructuras sedimentarias (MISS) .....	69
Figura 43. Comparación de Gillespie Lake Member y Carbla Point .....	70
Figura 44. Esquema general del fósforo dentro del lago Alchichica por año.....	75
Figura 45. Esquema de la fosfogénesis durante el paleoproterozoico .....	77
Figura 46. Limitantes nutricionales de los tres lagos del estudio.....	81
Figura 47. Relación alcalinidad/formación de microbialitas .....	83