

Cómo leer una atmósfera en una roca

QTC-025 · De los quarks a la consciencia

El universo, la vida y cómo llegamos a saberlo

Autor: Juan Segurola

Versión: v1.0 ES · 2 de septiembre de 2026

Perfil epistémico: Interpretación científica actual

Licencia: All Rights Reserved

Resumen del artículo

Las rocas antiguas no contienen una muestra continua de aire viejo. Conservan productos de meteorización, fotoquímica, química oceánica y sedimentación, filtrados después por enterramiento y alteración. Reconstruir oxígeno exige una cadena desde medición hasta reacción, ambiente y reservorio planetario. Minerales detríticos, paleosuelos, formaciones de hierro, fraccionamiento independiente de masa del azufre, especiación del hierro y metales sensibles al redox responden preguntas distintas. Juntos establecen una Tierra temprana con poco oxígeno, producción local anterior a la acumulación global, un primer ascenso paleoproterozoico sostenido y oxigenación posterior heterogénea. No identifican un interruptor. Inicios propuestos de la GOE cerca de 2,46–2,43 Ga y cambio rápido hacia 2,33 Ga restringen fases y correlaciones diferentes. Los porcentajes mesoproterozoicos siguen discutidos, y una atmósfera oxigenada no implicaba un océano profundo oxigenado. El acuerdo se gana cuando proxies fechados independientemente, petrografía y modelos de fuentes y sumideros convergen manteniendo visibles sus escalas y supuestos compartidos.

En 60 segundos

Un proxy rocoso no es aire antiguo en un frasco. Un mineral quizá sobreviva solo bajo meteorización pobre en oxígeno; un perfil de suelo pierde elementos al oxidarse; isótopos de azufre conservan fotoquímica atmosférica; hierro y metales traza registran química acuática local. Cada ruta necesita un modelo de respuesta y una edad. El gran fraccionamiento independiente de masa del azufre caracteriza el registro arcaico y exige una vía atmosférica. Su desaparición sostenida marca una reorganización mayor, pero el umbral citado de unas 10^{-5} veces el nivel atmosférico presente depende de modelos. Registros metálicos sugieren producción transitoria anterior a la Gran Oxidación, quizá en oasis someros, sin probar una atmósfera globalmente oxigenada. La GOE ocurrió por etapas: una cronología sitúa el inicio entre unos 2,460 y 2,426 Ga; otro registro resuelve oxigenación rápida cerca de 2,33 Ga. No son la misma frontera. Las fuentes debían superar sumideros, así que la fotosíntesis oxigénica pudo preceder la acumulación. Los océanos siguieron estratificados y desiguales; aguas profundas ferruginosas persistieron tras subir el oxígeno atmosférico. Estimaciones posteriores y vínculos con animales siguen discutidos. La reconstrucción triangula proxies, no los fuerza en una curva universal.

Por qué importa esta pregunta

El oxígeno atmosférico hizo posibles metabolismos energéticos, ozono protector y finalmente ecosistemas complejos, pero su historia no se lee en un cambio de color o una razón isotópica. La

cadena de inferencia importa porque una roca mezcla química acuática local, meteorización global y alteración posterior. Separar esos niveles muestra cómo el desacuerdo impulsa la geociencia: un modelo oceánico global superado puede dejar métodos útiles, y dos proxies aparentemente opuestos pueden cartografiar estructura vertical real. La lección es transferible. Una historia planetaria resulta creíble no cuando una señal parece espectacular, sino cuando archivos distintos reproducen una secuencia acotada sin ocultar sus supuestos.

1. Una roca no es una botella de aire antiguo

La pregunta

Si no sobrevive una muestra continua de aire arcaico, ¿cómo puede un mineral formado en suelo o sedimento limitar la atmósfera? Solo reconstruyendo cada transformación entre el aire, la reacción local y la señal medida hoy.

La mayoría de proxies precámbricos no son muestras atmosféricas selladas. Son productos de fotoquímica, meteorización, circulación oceánica, reacción biológica y sedimentación, enterrados después como roca.[1–3] Una lutita integra partículas terrestres y compuestos retirados del agua. Un paleosuelo registra un perfil de meteorización. Una anomalía isotópica nace en el aire y se preserva tras varias transferencias.

La inferencia tiene capas. Una medición identifica mineral, elemento o razón isotópica; un modelo de respuesta la enlaza con una reacción; el contexto geológico sitúa esa reacción en suelo, agua somera o cuenca; otro modelo relaciona el ambiente local con atmósfera y océano.[1,2,35] Saltarse una capa convierte el proxy en eslogan.

La preservación es otro experimento. La diagénesis recristaliza sedimento, el metamorfismo impulsa reacciones, los fluidos importan elementos y la meteorización moderna ataca el afloramiento.[1,14,19] Nada de eso destruye automáticamente el registro. Petrografía, química a escala mineral y relaciones de campo prueban si el dominio medido es primario, está alterado de modo acotado o resulta inútil.

El tiempo entra de forma independiente. Un espectrómetro mide una razón con precisión mientras la edad sedimentaria depende de ceniza volcánica, intrusión, correlación estratigráfica o límites entre unidades.[6,8] Una capa ígnea fechada puede preceder o seguir al estrato con proxy. QTC-017 explica los relojes; aquí su posición geológica controla la cronología atmosférica.

La división también mantiene honesto el corpus. QTC-024 estableció metabolismos microbianos que producen y consumen gases; este artículo pregunta qué consecuencias planetarias dejaron en roca.[1,2] QTC-026 mirará hacia una fusión celular. La atmósfera conecta esas historias sin volver un proxy responsable de las tres.

En qué punto estamos

Una roca se vuelve archivo atmosférico solo al conectar medición, proceso, ambiente, preservación y edad. La cadena larga es una fortaleza porque cada enlace puede probarse. Los primeros son reacciones minerales: granos reducidos, suelos meteorizados, hierro precipitado y metales traza que respondieron a condiciones redox locales dentro de su ambiente.

2. Los minerales recuerdan reacciones

Areniscas antiguas contienen a veces piritita o uraninita detríticas transportadas como granos. Como ambas se oxidan fácilmente hoy en superficie, su supervivencia apoya meteorización pobre en oxígeno si se controlan procedencia y abrasión.[15,16] Sin embargo, sobrevivir es cinético. Tamaño, tiempo de transporte, roca fuente y alteración posterior impiden convertir un grano directamente en porcentaje atmosférico.

Los paleosuelos ofrecen un perfil, no un superviviente. Ganancias y pérdidas de elementos en un horizonte de meteorización antiguo indican movilización oxidativa, pero solo respecto a una roca parental reconstruida.[14,16] Agua subterránea, erosión y metamorfismo pueden modificarlo. El método es potente porque exige balance de masas; por la misma razón es difícil.

Las formaciones de hierro bandeado muestran precipitación enorme, pero no nombran un oxidante. El hierro ferroso disuelto pudo encontrar oxígeno, ser oxidado por fotótrofos anoxigénicos o seguir rutas complejas antes de transformarse durante el enterramiento.[39,40] Los experimentos establecen mecanismos viables. Elegir la mezcla histórica exige sedimentología, isótopos y contexto de cuenca.

La especiación del hierro pasa de bandas visibles a fracciones minerales operativas. La extracción secuencial distingue hierro altamente reactivo, piritita y otras fracciones; calibraciones modernas empíricas infieren depósito óxico, ferruginoso o euxínico.[18,19] Los umbrales dependen de litología y hierro total. Un método validado en lutita quizá no se transfiera intacto a roca metamorfozada o pobre en hierro.

Molibdeno, cromo, renio y otros elementos sensibles al redox añaden meteorización y transporte oceánico.[9–12] La oxidación moviliza un metal en tierra; adsorción, captación biológica y sulfuro lo retiran en el mar. Concentración y razón isotópica integran un ciclo. Restricción de cuenca o fuente alterada pueden imitar un cambio atmosférico global.

En qué punto estamos

Los minerales registran reacciones locales; ninguno escala automáticamente a toda la atmósfera. Una familia de proxies viaja más arriba. Los isótopos de azufre conservan una firma generada por química ultravioleta en el propio aire y aportan un umbral atmosférico cuya potencia depende de mantener unido el modelo fotoquímico bajo condiciones declaradas.

3. El azufre encontró un umbral atmosférico

La pregunta

Los efectos isotópicos ordinarios escalan de forma predecible con la masa. El azufre arcaico rompe repetidamente esa relación. La anomalía conecta rocas con fotoquímica atmosférica, pero traducir presencia o desaparición en oxígeno aún exige gases, reacciones ultravioletas, transporte y preservación.

Las reacciones dependientes de masa desplazan isótopos de azufre según relaciones gobernadas por sus diferencias de masa. Sedimentos arcaicos contienen desviaciones medidas en varios isótopos, llamadas fraccionamiento independiente de masa o MIF del azufre.[4,5] La anomalía es

observación. Su importancia atmosférica surge porque procesos sedimentarios y biológicos conocidos no reproducen solos los grandes patrones multiisotópicos y estratigráficos.

James Farquhar, Huiming Bao y Mark Thiemens conectaron esos patrones con reacciones ultravioletas entre gases atmosféricos de azufre.[4,5,36] Productos fotoquímicos distintos llevaron firmas diferentes a la superficie. Entrada volcánica, metano, bruma, vida de gases, lavado y reciclaje sedimentario afectan magnitud y signo. El MIF es excepcionalmente atmosférico sin ser químicamente simple.

Los modelos muestran por qué importa el oxígeno. Cuando oxígeno y ozono alteran penetración ultravioleta y vida de gases, las anomalías fuertes ya no se producen o conservan igual. Suele citarse un umbral cercano a 10^{-5} del nivel atmosférico presente.[5,6] No es una lectura de oxígeno de laboratorio: depende de una red de reacciones y condiciones atmosféricas.

La pérdida sostenida del gran MIF cerca de la transición Arcaico-Proterozoico marca una reorganización profunda.[2,6,7,28] El ascenso de oxígeno es causa principal, unido en algunos modelos al colapso del metano y cambio de bruma. Una desaparición íntegra transición, resolución, reciclaje e historia de cuenca; no define una tarde globalmente sincrónica.

Bekker y colegas no hallaron gran MIF en estratos con piritita de 2,32 Ga y lo combinaron con rasgos sedimentarios oxidados.[6] Inferieron oxígeno atmosférico significativo por entonces, sobre el umbral del modelo. El resultado limita una sucesión fechada; no convierte 2,32 Ga en el único cumpleaños válido del oxígeno.

En qué punto estamos

El MIF del azufre ofrece lo más parecido a un interruptor atmosférico, pero sigue siendo un umbral modelado dentro de transporte y química de bruma. Su persistencia arcaica crea una tensión productiva: otros proxies registran oxidación anterior. Resolverla exige distinguir producción local de oxígeno y acumulación global en espacio y tiempo.

4. El oxígeno apareció antes de acumularse

Ariel Anbar y colegas hallaron enriquecimiento de molibdeno y renio en lutitas de unos 2,5 Ga y describieron un «soplo» de oxígeno anterior a la GOE.[9,10] La meteorización oxidativa pudo movilizar esos metales terrestres hacia la cuenca. Soplo fue una palabra cuidadosa: denota oxidación transitoria o limitada, no una atmósfera moderna.

El cromo empujó la propuesta más atrás. Datos de un paleosuelo y una formación de hierro sudafricanos de unos 3,0 Ga se interpretaron como meteorización oxidativa bajo oxígeno apreciable.[11,12] La cadena cuantitativa está discutida. La movilidad del cromo depende de oxidación del manganeso, fuente y alteración; un mínimo atmosférico es más condicional que la razón isotópica medida.

Isótopos de molibdeno en formación de hierro de al menos 2,95 Ga aportaron otra vía. Su fraccionamiento se interpretó como adsorción previa a óxidos de manganeso y, por tanto, fotosíntesis oxigénica en agua somera.[13] La inferencia no observa cianobacterias. Enlaza Mo, química del manganeso y producción de oxígeno bajo un modelo deposicional con alternativas.

Estos registros conviven con MIF del azufre si el oxígeno formó oasis locales. La fotosíntesis superficial produce oxígeno que reacciona rápido con hierro disuelto, gases volcánicos reducidos y

materia orgánica antes de mezclarse por atmósfera y océano.[2,3,13] Una costa productiva puede oxidar metales mientras el reservorio planetario sigue bajo el umbral fotoquímico.

La distinción separa invención de acumulación. La fotosíntesis oxigénica pudo evolucionar cientos de millones de años antes de que sumideros geológicos quedaran suficientemente saturados o reducidos para que el oxígeno persistiera globalmente.[2,27,36] Su fecha evolutiva sigue indirecta. La lógica general es más firme: producir localmente una molécula y construir un reservorio planetario no son el mismo suceso.

En qué punto estamos

Los oasis locales explican cómo la oxidación precedió a una atmósfera oxigenada sin descartar ningún registro. También eliminan un falso disparador biológico: la fotosíntesis no forzó cambio global inmediato. El problema siguiente es definir la propia Gran Oxidación, una transición cuyo inicio y fases rápidas proceden de relojes y secciones distintos.

5. La Gran Oxidación fue una transición

La pregunta

Un evento suena instantáneo. La Gran Oxidación abarca desaparición de proxies, minerales oxidados, glaciaciones, excursiones isotópicas y cambio ecológico cuyas edades no colapsan en una frontera. ¿Qué comenzó, aceleró o se estabilizó en cada fecha propuesta?

La GOE nombra la primera acumulación atmosférica sostenida a gran escala, reconocida por pérdida del MIF, meteorización oxidativa, cambio mineral sedimentario y nuevos ciclos biogeoquímicos.[1,2,35] No es la primera molécula de oxígeno. Los autores pueden fechar inicio, cruce de umbral, final o excursión asociada de modo distinto si la definición acompaña a la fecha.

Ashley Gumsley y colegas usaron una edad de $2,426 \pm 0,003$ Ga para magmatismo de la Formación Ongeluk junto con correlación estratigráfica y paleomagnética, situando un inicio entre unos 2,460 y 2,426 Ga.[8] El resultado adelantó un marco. Depende de correlacionar sucesiones lejanas y elegir qué señal marca el inicio.

Genming Luo y colegas resolvieron un patrón rápido de desaparición en isótopos de azufre cerca de 2,33 Ga.[7] Es una fase posterior al inicio de Gumsley y no debe promediarse con él. Rápido significa rápido respecto a muestreo e incertidumbre de edad. Ambos límites son compatibles si la oxigenación cruzó varios umbrales químicos y ecológicos.

La transición también osciló. Registros de azufre, nitrógeno y otros muestran excursiones, reversiones e inestabilidad climática asociada, no ascenso monótono.[7,8,25,29] Un cambio en una cuenca puede ser local y correlacionar cratones tiene coste. Aun así, la no monotonicidad replicada vuelve una función escalón mala representación de la evidencia.

El mecanismo reside en el balance prolongado. El oxígeno se acumula cuando fuentes biológicas y geológicas superan sumideros de gases reducidos, rocas, hierro y materia orgánica.[26,27,37,38] Los modelos reparten causalidad entre volcanismo, metano, nutrientes, tectónica y enterramiento. Ningún balance aceptado convierte la GOE en el día de invención del fotosistema II.

En qué punto estamos

La GOE sobrevive a perder un cumpleaños único porque varios registros establecen cambio planetario sostenido. Su cronología interna sigue estratificada y compiten modelos causales. Incluso tras entrar oxígeno en la atmósfera, no llenó uniformemente el océano en toda cuenca ni profundidad marina. La química conservó otra jerarquía de estados redox.

6. Una atmósfera oxigenada no significaba un océano oxigenado

Atmósfera y océano intercambian gases, pero una atmósfera oxigenada puede cubrir a la vez agua superficial oxigenada, profundidad anóxica y sedimento sulfídico.[2,17,20] Mezcla, productividad y respiración modelan la estructura vertical. Una lutita negra registra su cuenca y columna de agua; no muestrea el océano global solo porque la cuenca era marina.

Los registros de hierro transformaron la imagen del Proterozoico medio. El influyente modelo de Canfield destacó euxinia generalizada —agua anóxica y sulfurosa—; síntesis posteriores de hierro y metales hallaron mayor papel de anoxia ferruginosa rica en hierro.[17,20–22] La euxinia no desapareció. Lo superado fue su supuesto dominio del océano profundo.

La revisión muestra progreso científico. El modelo original organizó observaciones y generó pruebas; mejores extracciones, más datos y nuevas cuencas cambiaron el reparto global.[17,20,21] Un marco puede errar en extensión y aun aportar preguntas y mediciones que lo reemplazan. «Superado» no es sinónimo de necio.

El molibdeno ilustra el problema de escala. La meteorización oxidativa aporta Mo soluble; el mar lo mezcla; adsorción y sulfuro cambian concentración e isótopos.[9,10,21,30] Una cuenca euxínica restringida puede retirar Mo localmente e imitar un reservorio global pequeño. Interpretar atmósfera exige circulación y enterramiento, no solo concentración en lutita.

Proxies aparentemente opuestos pueden cartografiar estructura real. Producción somera oxigenada convive con profundidad ferruginosa y bolsillos euxínicos si edades y ambientes son coetáneos.[20,21,30,31] Antes de invocar gradientes se excluyen alteración y mala correlación. Superadas esas pruebas, el desacuerdo se vuelve sección de un océano antiguo.

En qué punto estamos

Atmósfera, océano superficial y cuencas profundas se oxigenaron con calendarios distintos, así que una curva no los representa a todos. La misma cautela rige después de la GOE. Niveles mesoproterozoicos, cambios neoproterozoicos y requisitos animales forman capítulos posteriores cuyo tiempo y magnitud siguen parcialmente discutidos antes de poder construir una síntesis final.

7. El oxígeno subió en más de una etapa

Isótopos de cromo y otros modelos han producido estimaciones bajas de oxígeno atmosférico mesoproterozoico, muy inferiores al nivel moderno.[12,23,24] Los porcentajes exactos están discutidos. Algunos resultados son límites, no puntos, y la ruta desde umbral de meteorización hasta oxígeno global depende de manganeso, erosión, roca fuente y preservación.

Los registros oceánicos también rechazan una edad media plana. Compilaciones de molibdeno, hierro y otros apoyan oxigenación escalonada y heterogénea, con cambios superficiales y

profundos en tiempos distintos.[2,30–32] Escalonada no significa una escalera común a toda cuenca. Más resolución divide mesetas en excursiones o revela cambios separados espacialmente.

El Evento de Oxigenación Neoproterozoico es, por tanto, un paraguas, no un segundo interruptor. Metales traza, especiación del hierro, ciclos de carbono y azufre y fósiles cambian en intervalos amplios.[31,32] Cada cual responde a reservorios distintos. Tratar sus primeras desviaciones como una fecha repetiría el error evitado para la GOE.

Los animales añaden restricción biológica, no medidor atmosférico. Experimentos y modelos fisiológicos estiman oxígeno requerido por esponjas u organismos concretos, y algunas concentraciones bajas sostienen respiración.[33,34] Los requisitos cambian con tamaño, temperatura, actividad, difusión y ecología. Sobrevivir como análogo no fija el oxígeno antiguo global.

El oxígeno tampoco causa solo la complejidad. Su ascenso amplía posibilidades energéticas y ecológicas, mientras los animales alteran a su vez carbono y hábitats.[2,32,33] Nutrientes, desarrollo, depredación y preservación también intervienen. La afirmación defendible es acoplamiento entre varias transiciones, no un umbral universal que enciende vida compleja.

En qué punto estamos

La oxigenación posterior es una familia de transiciones atmosféricas, oceánicas y biológicas, no repetición tardía de un suceso paleoproterozoico. Los niveles numéricos son más frágiles que la secuencia general. Una síntesis final debe preservar la identidad de cada proxy y explicar cómo se combinan las incertidumbres independientes y compartidas sin falsa precisión.

8. El acuerdo debe construirse entre proxies

La pregunta

Más proxies no significan automáticamente más evidencia independiente. Pueden compartir muestras, cronologías, supuestos de meteorización o modelos oceánicos. La confianza crece solo cuando sus funciones de respuesta distintas predicen una historia compatible sin ocultar esas dependencias.

Triangular no promedia pirita, isótopos de azufre y molibdeno en una cifra. Pregunta si métodos con observables y fallos distintos apoyan la misma historia acotada.[1,2,35] Dos artículos que usan el mismo testigo y modelo de edad no son plenamente independientes. Un mapa de dependencias debe acompañar la compilación.

La inversión cuantitativa empieza con modelo directo. La atmósfera impulsa meteorización o fotoquímica; productos viajan por ríos y océano; se forman minerales; el entierro los altera; el laboratorio mide lo restante.[3,5,23,27] Recorrer la cadena hacia atrás permite varias atmósferas compatibles con una señal. Incertidumbre estrecha dentro de un modelo no incluye todo modelo alternativo.

La discordancia puede ser útil. Un proxy de azufre limita atmósfera, la especiación del hierro cartografía profundidad local y el molibdeno responde al reservorio global y eliminación restringida.[2,20,30] Si pasan edad y preservación, respuestas distintas revelan gradientes. Si fallan, el desacuerdo identifica correlación, alteración o modelo de respuesta como siguiente objetivo.

La cronología impide comodidad narrativa. El marco de inicio 2,460–2,426 Ga, la fase rápida de 2,33 Ga y el límite de oxígeno significativo a 2,32 Ga proceden de secciones y argumentos distintos. [6–8,35] Su proximidad no los duplica. Una cronología creíble registra qué acota cada fecha antes de ordenarlas en transición.

Con esa disciplina emerge una escalera de confianza. La Tierra temprana tenía poquísimo oxígeno atmosférico; oxidación local precedió acumulación global; la GOE estableció ascenso sostenido; océanos y atmósferas posteriores se oxigenaron heterogéneamente.[1–3,32] Porcentajes, sincronía y pesos causales siguen interpretaciones actuales. QTC-026 pregunta ahora cómo una asociación celular cambió lo que podían ser mundos oxigenados.

En qué punto estamos

La atmósfera antigua no se lee en roca como texto en una página. Se reconstruye probando una cadena desde química planetaria hasta medición preservada y de vuelta. El resultado es más fuerte cuando los proxies discrepan por razones comprensibles y aun convergen en secuencia. Desde ese ambiente cambiante, el artículo siguiente sigue la célula dentro de la célula.

Lo que sabemos y cómo lo sabemos

- El gran MIF arcaico del azufre registra fotoquímica atmosférica bajo una atmósfera con poquísimo oxígeno.[4,5]
- Varios cambios independientes establecen un primer ascenso atmosférico sostenido a gran escala en el Paleoproterozoico.[1,2,6–8]
- Señales oxidativas anteriores a la GOE pueden registrar oxígeno local o transitorio sin atmósfera globalmente oxigenada.[9–13]
- La oxigenación atmosférica no oxigenó todo el océano; persistieron aguas ferruginosas y euxínicas heterogéneas.[17,20–22]
- Interpretar proxies exige edad geológica, pruebas de preservación y modelo explícito desde ambiente hasta medición.[1,2,14,35]

Lo que todavía no sabemos

- Las concentraciones atmosféricas exactas asociadas con muchos umbrales e intervalos de proxies.
- La extensión y duración de oasis arcaicos de oxígeno y su intercambio con la atmósfera.
- Los pesos causales relativos de innovación biológica, tectónica, gases volcánicos, nutrientes y enterramiento orgánico en la GOE.
- Las proporciones globales de océano óxico, ferruginoso y euxínico durante muchos intervalos proterozoicos.
- Cómo interactuó causalmente la oxigenación con el tiempo y ecología de la vida compleja temprana.

Qué podría hacernos cambiar de opinión

- Nuevas secciones fechadas con precisión que sincronicen azufre, metales, paleosuelos y sedimentos entre cratones.

- Calibraciones de campo y laboratorio que revisen umbrales de oxígeno de proxies de azufre, cromo o molibdeno.
- Cribado mineral que muestre que una señal central es secundaria o, al contrario, excepcionalmente preservada.
- Compilaciones redox globales corregidas por cuenca, litología, preservación y sesgo compartido de muestreo.
- Modelos acoplados de fuentes y sumideros que predigan trayectorias independientes mejor que mecanismos GOE existentes.

Si solo recuerdas una cosa

Las rocas no preservan directamente aire antiguo. La historia atmosférica emerge cuando convergen proxies minerales, isotópicos y sedimentarios fechados, manteniendo visibles condiciones locales, alteración e incertidumbre de modelo.

Artículos relacionados

- QTC-017 — Cómo aprendimos a fechar el pasado
- QTC-024 — El planeta microbiano
- QTC-026 — La célula dentro de la célula

Referencias

- [1] Heinrich D. Holland. The oxygenation of the atmosphere and oceans. Philosophical Transactions of the Royal Society B 361, 903–915 (2006). DOI 10.1098/rstb.2006.1838. <https://doi.org/10.1098/rstb.2006.1838>
- [2] Timothy W. Lyons; Christopher T. Reinhard; Noah J. Planavsky. The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere. Nature 506, 307–315 (2014). DOI 10.1038/nature13068. <https://doi.org/10.1038/nature13068>
- [3] David C. Catling; Kevin J. Zahnle. The Archean atmosphere. Science Advances 6, eaax1420 (2020). DOI 10.1126/sciadv.aax1420. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aax1420>
- [4] James Farquhar; Huiming Bao; Mark Thiemens. Atmospheric influence of Earth's earliest sulfur cycle. Science 289, 756–758 (2000). DOI 10.1126/science.289.5480.756. <https://doi.org/10.1126/science.289.5480.756>
- [5] A. A. Pavlov; J. F. Kasting. Mass-independent fractionation of sulfur isotopes in Archean sediments: strong evidence for an anoxic Archean atmosphere. Astrobiology 2, 27–41 (2002). DOI 10.1089/153110702753621321. <https://doi.org/10.1089/153110702753621321>
- [6] A. Bekker; H. D. Holland; P.-L. Wang; D. Rumble, III; H. J. Stein; J. L. Hannah; L. L. Coetzee; N. J. Beukes. Dating the rise of atmospheric oxygen. Nature 427, 117–120 (2004). DOI 10.1038/nature02260. <https://doi.org/10.1038/nature02260>
- [7] Genming Luo; Shuhei Ono; Nicolas J. Beukes; David T. Wang; Shucheng Xie; Roger E. Summons. Rapid oxygenation of Earth's atmosphere 2.33 billion years ago. Science Advances 2, e1600134 (2016). DOI 10.1126/sciadv.1600134. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1600134>

- [8] Ashley P. Gumsley; Kevin R. Chamberlain; Wouter Bleeker; Ulf Söderlund; Michiel O. de Kock; Emilie R. Larsson; Andrey Bekker. Timing and tempo of the Great Oxidation Event. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 114, 1811–1816 (2017). DOI 10.1073/pnas.1608824114. <https://doi.org/10.1073/pnas.1608824114>
- [9] Ariel D. Anbar; Yun Duan; Timothy W. Lyons; Gail L. Arnold; Brian Kendall; Robert A. Creaser; Alan J. Kaufman; Gwyneth W. Gordon; Clinton Scott; Jessica Garvin; Roger Buick. A whiff of oxygen before the Great Oxidation Event? *Science* 317, 1903–1906 (2007). DOI 10.1126/science.1140325. <https://doi.org/10.1126/science.1140325>
- [10] M. Wille; J. D. Kramers; T. F. Nägler; N. J. Beukes; S. Schröder; Th. Meisel; J. P. Lacassie; A. R. Voegelin. Evidence for a gradual rise of oxygen between 2.6 and 2.5 Ga from Mo isotopes and Re-PGE signatures in shales. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 2417–2435 (2007). DOI 10.1016/j.gca.2007.02.019. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.02.019>
- [11] Sean A. Crowe; Lasse N. Døssing; Nicolas J. Beukes; Michael Bau; Stephanus J. Kruger; Robert Frei; Donald E. Canfield. Atmospheric oxygenation three billion years ago. *Nature* 501, 535–538 (2013). DOI 10.1038/nature12426. <https://doi.org/10.1038/nature12426>
- [12] Robert Frei; Claudio Gaucher; Simon W. Poulton; Don E. Canfield. Fluctuations in Precambrian atmospheric oxygenation recorded by chromium isotopes. *Nature* 461, 250–253 (2009). DOI 10.1038/nature08266. <https://doi.org/10.1038/nature08266>
- [13] Noah J. Planavsky; Dan Asael; Axel Hofmann; Christopher T. Reinhard; Stefan V. Lalonde; Andrew Knudsen; Xiangli Wang; Frantz Ossa Ossa; Ernesto Pecoits; Albertus J. B. Smith; Nicolas J. Beukes; Andrey Bekker; Thomas M. Johnson; Kurt O. Konhauser; Timothy W. Lyons; Olivier J. Rouxel. Evidence for oxygenic photosynthesis half a billion years before the Great Oxidation Event. *Nature Geoscience* 7, 283–286 (2014). DOI 10.1038/ngeo2122. <https://doi.org/10.1038/ngeo2122>
- [14] R. Rye; H. D. Holland. Paleosols and the evolution of atmospheric oxygen: a critical review. *American Journal of Science* 298, 621–672 (1998). DOI 10.2475/ajs.298.8.621. <https://doi.org/10.2475/ajs.298.8.621>
- [15] D. Grandstaff. Origin of uraniferous conglomerates at Elliot Lake, Canada, and Witwatersrand, South Africa: implications for oxygen in the Precambrian atmosphere. *Precambrian Research* 13, 1–26 (1980). DOI 10.1016/0301-9268(80)90056-x. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(80\)90056-x](https://doi.org/10.1016/0301-9268(80)90056-x)
- [16] Birger Rasmussen; Roger Buick. Redox state of the Archean atmosphere: evidence from detrital heavy minerals in ca. 3250–2750 Ma sandstones from the Pilbara Craton, Australia. *Geology* 27, 115–118 (1999). DOI 10.1130/0091-7613(1999)027<0115:RSOTAA>2.3.CO;2. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027%3C0115:RSOTAA%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027%3C0115:RSOTAA%3E2.3.CO;2)
- [17] D. E. Canfield. A new model for Proterozoic ocean chemistry. *Nature* 396, 450–453 (1998). DOI 10.1038/24839. <https://doi.org/10.1038/24839>
- [18] Simon W. Poulton; Donald E. Canfield. Development of a sequential extraction procedure for iron: implications for iron partitioning in continentally derived particulates. *Chemical Geology* 214, 209–221 (2005). DOI 10.1016/j.chemgeo.2004.09.003. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.09.003>

- [19] R. Raiswell; D. E. Canfield. Sources of iron for pyrite formation in marine sediments. *American Journal of Science* 298, 219–245 (1998). DOI 10.2475/ajs.298.3.219.
<https://doi.org/10.2475/ajs.298.3.219>
- [20] S. W. Poulton; D. E. Canfield. Ferruginous conditions: a dominant feature of the ocean through Earth's history. *Elements* 7, 107–112 (2011). DOI 10.2113/gselements.7.2.107.
<https://doi.org/10.2113/gselements.7.2.107>
- [21] Noah J. Planavsky; Peter McGoldrick; Clinton T. Scott; Chao Li; Christopher T. Reinhard; Amy E. Kelly; Xuelei Chu; Andrey Bekker; Gordon D. Love; Timothy W. Lyons. Widespread iron-rich conditions in the mid-Proterozoic ocean. *Nature* 477, 448–451 (2011). DOI 10.1038/nature10327.
<https://doi.org/10.1038/nature10327>
- [22] Donald E. Canfield; Simon W. Poulton; Andrew H. Knoll; Guy M. Narbonne; Gerry Ross; Tatiana Goldberg; Harald Strauss. Ferruginous conditions dominated later Neoproterozoic deep-water chemistry. *Science* 321, 949–952 (2008). DOI 10.1126/science.1154499.
<https://doi.org/10.1126/science.1154499>
- [23] Noah J. Planavsky; Christopher T. Reinhard; Xiangli Wang; Danielle Thomson; Peter McGoldrick; Robert H. Rainbird; Thomas Johnson; Woodward W. Fischer; Timothy W. Lyons. Low Mid-Proterozoic atmospheric oxygen levels and the delayed rise of animals. *Science* 346, 635–638 (2014). DOI 10.1126/science.1258410. <https://doi.org/10.1126/science.1258410>
- [24] Erik A. Sperling; Charles J. Wolock; Alex S. Morgan; Benjamin C. Gill; Marcus Kunzmann; Galen P. Halverson; Francis A. Macdonald; Andrew H. Knoll; David T. Johnston. Statistical analysis of iron geochemical data suggests limited late Proterozoic oxygenation. *Nature* 523, 451–454 (2015). DOI 10.1038/nature14589. <https://doi.org/10.1038/nature14589>
- [25] Aubrey L. Zerkle; Simon W. Poulton; Robert J. Newton; Colin Mettam; Mark W. Claire; Andrey Bekker; Christopher K. Junium. Onset of the aerobic nitrogen cycle during the Great Oxidation Event. *Nature* 542, 465–467 (2017). DOI 10.1038/nature20826. <https://doi.org/10.1038/nature20826>
- [26] Lee R. Kump; Mark E. Barley. Increased subaerial volcanism and the rise of atmospheric oxygen 2.5 billion years ago. *Nature* 448, 1033–1036 (2007). DOI 10.1038/nature06058.
<https://doi.org/10.1038/nature06058>
- [27] David C. Catling; Mark W. Claire. How Earth's atmosphere evolved to an oxic state: a status report. *Earth and Planetary Science Letters* 237, 1–20 (2005). DOI 10.1016/j.epsl.2005.06.013.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.013>
- [28] K. Zahnle; M. Claire; D. Catling. The loss of mass-independent fractionation in sulfur due to a Palaeoproterozoic collapse of atmospheric methane. *Geobiology* 4, 271–283 (2006). DOI 10.1111/j.1472-4669.2006.00085.x. <https://doi.org/10.1111/j.1472-4669.2006.00085.x>
- [29] Qingjun Guo; Harald Strauss; Alan J. Kaufman; Stefan Schröder; Jens Gutzmer; Boswell Wing; Margaret A. Baker; Andrey Bekker; Qusheng Jin; Sang-Tae Kim; James Farquhar. Reconstructing Earth's surface oxidation across the Archean-Proterozoic transition. *Geology* 37, 399–402 (2009). DOI 10.1130/G25423A.1. <https://doi.org/10.1130/G25423A.1>
- [30] Christopher T. Reinhard; Noah J. Planavsky; Leslie J. Robbins; Camille A. Partin; Benjamin C. Gill; Stefan V. Lalonde; Andrey Bekker; Kurt O. Konhauser; Timothy W. Lyons. Proterozoic ocean

- redox and biogeochemical stasis. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 110, 5357–5362 (2013). DOI 10.1073/pnas.1208622110. <https://doi.org/10.1073/pnas.1208622110>
- [31] C. Scott; T. W. Lyons; A. Bekker; Y. Shen; S. W. Poulton; X. Chu; A. D. Anbar. Tracing the stepwise oxygenation of the Proterozoic ocean. *Nature* 452, 456–459 (2008). DOI 10.1038/nature06811. <https://doi.org/10.1038/nature06811>
- [32] Lawrence M. Och; Graham A. Shields-Zhou. The Neoproterozoic oxygenation event: environmental perturbations and biogeochemical cycling. *Earth-Science Reviews* 110, 26–57 (2012). DOI 10.1016/j.earscirev.2011.09.004. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.09.004>
- [33] Daniel B. Mills; Lewis M. Ward; CarriAyne Jones; Brittany Sweeten; Michael Forth; Alexander H. Treusch; Donald E. Canfield. Oxygen requirements of the earliest animals. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 111, 4168–4172 (2014). DOI 10.1073/pnas.1400547111. <https://doi.org/10.1073/pnas.1400547111>
- [34] Shuichang Zhang; Xiaomei Wang; Huajian Wang; Christian J. Bjerrum; Emma U. Hammarlund; M. Mafalda Costa; James N. Connelly; Baomin Zhang; Jin Su; Donald E. Canfield. Sufficient oxygen for animal respiration 1,400 million years ago. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 113, 1731–1736 (2016). DOI 10.1073/pnas.1523449113. <https://doi.org/10.1073/pnas.1523449113>
- [35] D. E. Canfield. The early history of atmospheric oxygen: homage to Robert M. Garrels. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 33, 1–36 (2005). DOI 10.1146/annurev.earth.33.092203.122711. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.33.092203.122711>
- [36] James Farquhar; Aubrey L. Zerkle; Andrey Bekker. Geological constraints on the origin of oxygenic photosynthesis. *Photosynthesis Research* 107, 11–36 (2011). DOI 10.1007/s11120-010-9594-0. <https://doi.org/10.1007/s11120-010-9594-0>
- [37] D. T. Johnston; F. Wolfe-Simon; A. Pearson; A. H. Knoll. Anoxygenic photosynthesis modulated Proterozoic oxygen and sustained Earth's middle age. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106, 16925–16929 (2009). DOI 10.1073/pnas.0909248106. <https://doi.org/10.1073/pnas.0909248106>
- [38] Kurt O. Konhauser; Ernesto Pecoits; Stefan V. Lalonde; Dominic Papineau; Euan G. Nisbet; Mark E. Barley; Nicholas T. Arndt; Kevin Zahnle; Balz S. Kamber. Oceanic nickel depletion and a methanogen famine before the Great Oxidation Event. *Nature* 458, 750–753 (2009). DOI 10.1038/nature07858. <https://doi.org/10.1038/nature07858>
- [39] Kurt O. Konhauser; Tristan Hamade; Rob Raiswell; Richard C. Morris; F. Grant Ferris; Gordon Southam; Donald E. Canfield. Could bacteria have formed the Precambrian banded iron formations? *Geology* 30, 1079–1082 (2002). DOI 10.1130/0091-7613(2002)030<1079:cbhftp>2.0.co;2. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030%3C1079:cbhftp%3E2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030%3C1079:cbhftp%3E2.0.co;2)
- [40] Andreas Kappler; Claudia Pasquero; Kurt O. Konhauser; Dianne K. Newman. Deposition of banded iron formations by anoxygenic phototrophic Fe(II)-oxidizing bacteria. *Geology* 33, 865–868 (2005). DOI 10.1130/G21658.1. <https://doi.org/10.1130/G21658.1>

