

¿Qué edad tiene el Núcleo Interno de la Tierra?

Augusto E. Rapalini¹

¹Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA), Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires - CONICET. e-mail: rapalini@gl.fcen.uba.ar

La sismóloga danesa Inge Lehmann (Figura 1) descubrió en 1936 la existencia del Núcleo Interno (NI) de nuestro planeta (Lehmann, 1936). Tras casi 90 años de investigaciones, principalmente pero no únicamente, sismológicas, es mucho lo que se ha avanzado en el conocimiento del fragmento más recóndito del interior de la Tierra. A pesar de ello, lo que sabemos del NI es aún muy esquemático, preliminar y en muchos casos hipotético.



Figura 1: Inge Lehmann en 1932

<https://trowelblazers.com/2014/10/16/inge-lehmann/>

Como sabemos desde la escuela primaria, el interior de la Tierra se divide, en base a su composición química, en Corteza (que puede ser continental u oceánica), Manto y Núcleo (Figura 2). Esta división fue descubierta por los pioneros de la Sismología a principios del siglo XX. Mientras que la Corteza tiene espesores que van desde cerca de los 70 km, en algunas grandes cadenas montañosas, hasta literalmente cero, en las cordilleras centro-oceánicas (o dorsales), el Manto se extiende hasta los 2900 km de profundidad. Se produce ahí la principal discontinuidad¹ del interior terrestre. Las rocas sólidas del Manto se apoyan sobre un “océano” de hierro fundido que constituye el Núcleo. La densidad aumenta abruptamente en esa interfase desde algo menos de 6 g/cm³ en el Manto a alrededor de 10 g/cm³ en el

¹Se califican como discontinuidades del interior terrestre a los límites entre las distintas capas principales, pues muchas de las propiedades físicas y químicas, que varían de modo gradual y paulatino dentro de las mismas, sufren cambios abruptos al cruzar el límite.

Núcleo. Semejante diferencia en propiedades físicas genera un efecto tal en las ondas sísmicas que pudo ser observada con el instrumental sismológico comparativamente rudimentario de la primera década del siglo pasado, permitiendo que Oldham detectara la presencia del Núcleo ya en 1906 y Gutenberg pudiera determinar con precisión su profundidad en 1912.

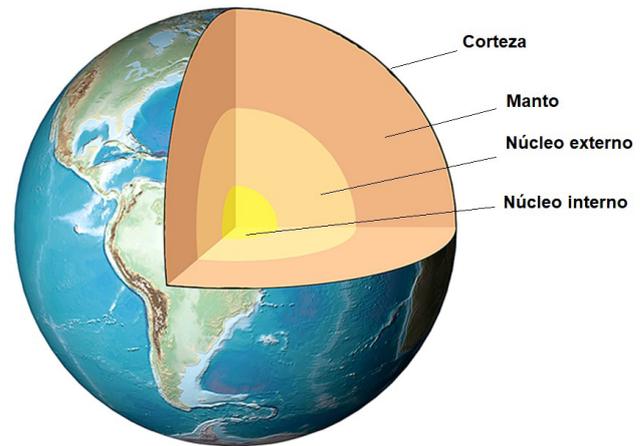


Figura 2: Esquema de las principales capas del interior terrestre

Cuando se produce un sismo relativamente "grande" una parte importante de la energía liberada (véase [Hongn y García, 2011. Temas B&GNOA, vol. 1, n°1](#)) se transmite por el interior terrestre en forma de ondas elásticas. Éstas pueden ser de dos tipos: longitudinales, también llamadas ondas "P", en las que las partículas se mueven paralelas a la dirección de propagación de la onda, o transversales, también llamadas ondas "S", en que el movimiento es transversal al sentido de propagación (Figura 3). Cuando las ondas se transmiten por el interior terrestre son desviadas, reflejadas y modificadas por los distintos medios que van atravesando. Estos procesos son registrados por los sismómetros en superficie e interpretados por los sismólogos. De este modo se pueden inferir las velocidades del interior terrestre y las profundidades y características de las interfases entre las capas principales. Un cambio abrupto de velocidad, y una intensa reflexión en la interfase, sumado a la inexistencia de una fase atribuible a una

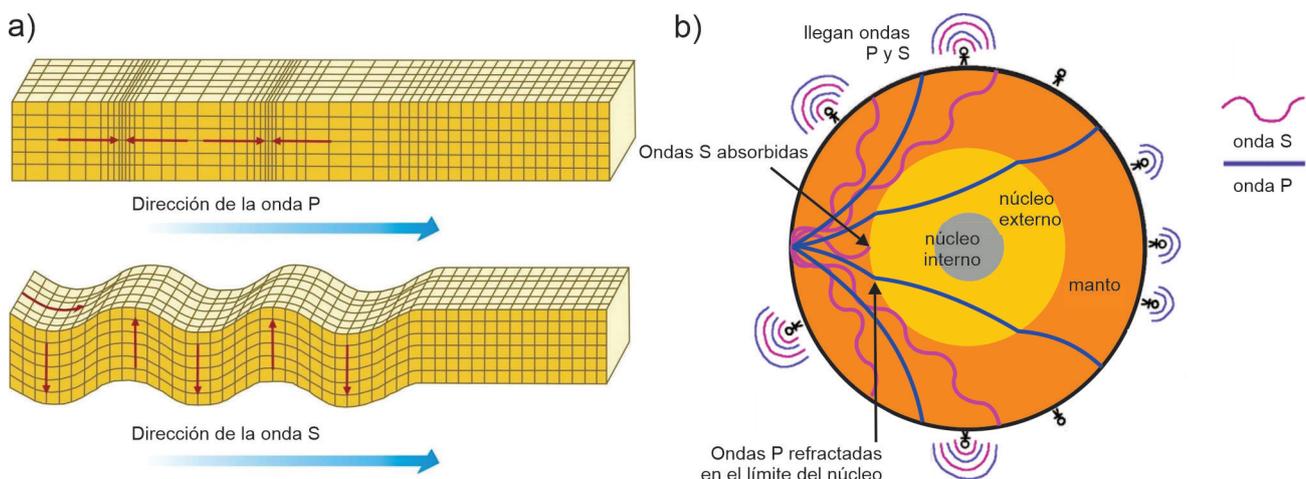


Figura3: a) Representación de los dos tipos de ondas sísmicas de cuerpo; las flechas rojas marcan la dirección de movimiento de las partículas, con respecto a la dirección de avance de la onda, que es hacia la derecha. Tomado de <https://www.meteorologiaenred.com/ondas-sismicas.html>. b) Diagrama esquemático de la transmisión de ondas P y S por el interior terrestre y cómo se desvían al pasar de una capa a la siguiente. En el Núcleo externo no se transmiten ondas S por estar en estado líquido.

Modificado de <http://uraha.de/de/?p=293&lang=en>

onda S permitió no solo descubrir el Núcleo, sino también definir su profundidad y que su estado es líquido, pues en un líquido las ondas S no se transmiten.

El descubrimiento del NI por parte de Lehmann fue más difícil pues los cambios físicos y químicos entre ambas partes del Núcleo son mucho menores que entre éste y el Manto. Además, al encontrarse a mucha mayor profundidad (5150 km), la señal de las ondas que transitan o se reflejan en el NI y que alcanzan la superficie es muy débil.

El progreso sistemático en los estudios sismológicos a lo largo del siglo XX permitió alcanzar a comienzos de la década de 1980 un modelo unidimensional de velocidades sísmicas y otros parámetros físicos para todo el interior terrestre. El modelo, conocido por el acrónimo en inglés de PREM (Dziewonsky y Anderson, 1981), es aún hoy día utilizado como un modelo de referencia, y permitió confirmar que el NI es sólido y que su densidad es ligeramente mayor que la del Núcleo externo (NE), líquido. Las velocidades sísmicas y densidades inferidas para el Núcleo difieren ligeramente, pero de modo sistemático, de las esperadas para el hierro a esas altísimas presiones y temperaturas. Siempre se ha especulado sobre la posible presencia de níquel, además de hierro, en el Núcleo. Sin embargo, esa alternativa no puede explicar las diferencias mencionadas. Es por ello por lo que desde hace décadas se acepta la hipótesis de que el Núcleo está constituido por hierro (más eventualmente níquel) y una contribución menor, pero no despreciable de “elementos livianos”. No se sabe con certeza cuál o cuáles pueden ser estos elementos ni en qué proporción están, siendo los principales candidatos el silicio, el oxígeno, el azufre, el carbono y el hidrógeno.

¿Por qué el sector más profundo del Núcleo es sólido? La respuesta es que cuanto mayor sea la presión, mayor será la temperatura necesaria para mantener a los materiales que componen el Núcleo en estado líquido. Si bien la temperatura aumenta con la profundidad, no alcanza para mantener líquido a la totalidad del Núcleo. A medida que la Tierra se enfría, la temperatura en el Núcleo descenderá llevando a un paulatino crecimiento del NI por cristalización del NE. La mayor densidad del NI no puede explicarse exclusivamente por la transición de líquido a sólido. Existe consenso en que el NI debe tener menor proporción de elementos livianos y la explicación para esto es sencilla. La estructura cristalina del hierro no permite alojar a todos los átomos de elementos livianos que están en el Núcleo líquido. De este modo, el NI, al solidificarse, “expulsa” elementos livianos que deberían producir una disminución en la densidad de la base del Núcleo externo y generar un movimiento convectivo en éste². La convección

²La convección es un proceso por el cual los materiales más livianos, normalmente por estar más calientes, tienden a subir, mientras que los más pesados, normalmente más fríos, tienden a hundirse, producto de la gravedad. Se produce en la atmósfera, los océanos, el Manto terrestre (véase [Hongn y García, 2011. Temas B&GNOA, vol. 1, n°1](#)), y el Núcleo.

“composicional” mencionada es considerada significativamente más eficiente que la convección “térmica” que debe existir además en el Núcleo líquido. Ambos procesos, junto con la rotación terrestre, permiten explicar la presencia del intenso campo magnético de nuestro planeta (véase [Geuna, 2019. Temas B&GNOA, vol. 9, n°2](#)).

La pérdida del calor interno del planeta sugiere que el NI está creciendo producto de la cristalización paulatina del Núcleo externo a medida que éste se va enfriando. Entonces, surge la pregunta: ¿cuánto tiempo hace que este proceso está teniendo lugar? O sea ¿cuándo comenzó a formarse el NI?

El Flujo Calórico de la Tierra

Desde su formación hace cerca de 4500 millones de años, la Tierra está perdiendo calor hacia el espacio exterior. Las fuentes de ese calor son pocas. Por un lado, el planeta aún conservaría una parte significativa del calor original generado durante el proceso de acreción inicial y las incontables colisiones de planetesimales³ que ocurrieron en las etapas tempranas, a lo que debe sumarse la enorme producción de calor asociada a la separación del hierro de los silicatos por acción de la gravedad, para formar el Núcleo y el Manto, cuando la Tierra aún estaba mayormente fundida. Por fuera del calor primordial remanente, nuestro planeta alberga en su composición elementos radiactivos como el uranio, el torio y el potasio, cuya

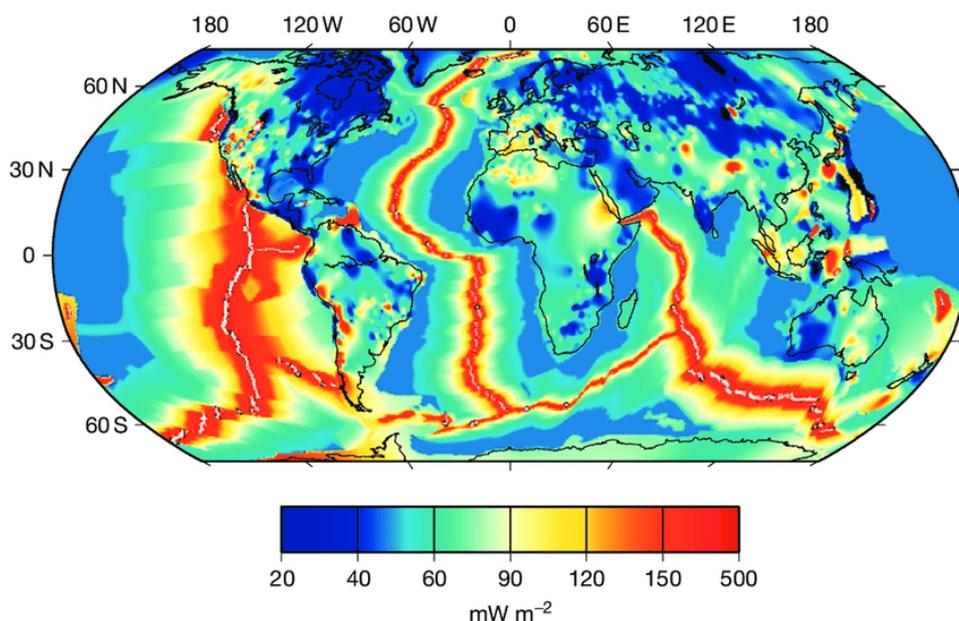


Figura 4: Flujo calórico superficial de la Tierra, según Mareschal y Jaupart (2011)

³Los planetesimales son los millones de fragmentos protoplanetarios de dimensiones métricas a kilométricas, cuyas sucesivas colisiones fueron formando los planetas actuales en las primeras etapas del Sistema Solar.

desintegración paulatina es una fuente importante de calor, conocido como “calor radiogénico”. Fuentes menores corresponden a la cristalización del Núcleo interno y otras reacciones exotérmicas en el Manto.

Si bien no es sencillo medir con precisión el flujo calórico en la superficie del planeta, hoy día ese valor se conoce con razonable certeza: 46 o 47 terawatts (véase Figura 4). Es ilustrativo comparar este valor con la energía calórica recibida por la superficie terrestre debida al sol: 173 mil terawatts. El calor geotérmico es una fracción minúscula del que recibimos en la superficie de nuestro planeta. Sin embargo, la pérdida de calor interno es el motor de todos los procesos geológicos endógenos que afectan a la Tierra, desde la Corteza hasta el NI. La gran incerteza en cuanto a la pérdida de calor es cuánto contribuyen las distintas capas a esos 46 terawatts. A excepción de la Corteza continental, que aporta unos 8 terawatts producto de la desintegración radiactiva, el aporte calórico del Manto y el Núcleo es estimado de manera solo aproximada y con rangos posibles muy amplios. Por ejemplo, el flujo calórico del Núcleo estaría muy probablemente en un rango aún incierto entre 5 y 17 terawatts.

La mayor incerteza surge probablemente del desconocimiento de cuánto calor radiactivo genera el Manto. Si bien la composición de las rocas del Manto sugiere una baja cantidad de elementos radiactivos, el enorme volumen de esta capa del interior terrestre hace que pequeñas diferencias en esas proporciones generen importantes variaciones en la producción de calor. Este proceso podría aportar al flujo calórico del Manto, según diferentes modelos, entre 2 y 22 terawatts. Esa incerteza es de enorme relevancia, pues si el calor producto de la desintegración radiactiva en el Manto es muy alto, la tasa de enfriamiento del planeta será muy lenta, y viceversa.

Como hemos señalado, el NI está creciendo en respuesta al enfriamiento de la Tierra. Si supiéramos razonablemente bien a qué velocidad se produce este enfriamiento, entonces podríamos modelar con alguna seguridad la velocidad de crecimiento del NI. Una Tierra que se enfría muy rápidamente debería tener un NI joven, mientras que éste será más viejo cuanto más lento sea ese enfriamiento.

No se puede aún conocer de manera independiente cuánto calor radiogénico produce el Manto, obstruyendo en gran medida la obtención de la tasa de enfriamiento de nuestro planeta. Como se describe más adelante, estamos a las puertas de empezar a conseguir esas determinaciones, lo que revolucionará sin dudas nuestro conocimiento del interior terrestre y muy probablemente nos permita acotar mucho más ajustadamente la edad del NI.

Las conductividades térmicas del Manto y el Núcleo

Modelos como el PREM permiten inferir la variación de la densidad y con ella de la presión en el interior de la Tierra. A partir de éstas, se pueden hacer estimaciones de cómo varía la temperatura con

la profundidad. Claro que estas estimaciones tienen sus rangos de incertezas y dependen de variables no siempre bien conocidas.

Se estima que el tope del Núcleo externo tendría una temperatura entre 3400 y 4000°C, mientras que cerca de la base del Manto (a unos 2700 km de profundidad), éste debería presentar una temperatura de unos 2700°C. El flujo calórico en la interfase Manto-Núcleo depende del gradiente de temperatura en esa zona, pero también de la conductividad térmica del Manto Inferior. Para estimar estos valores se deben realizar ensayos de laboratorio a altas presiones y temperaturas en materiales similares a los que probablemente constituyan el Manto cerca de su base. En las últimas dos décadas ha habido muchas propuestas diferentes sobre la magnitud de este parámetro.

Cuanto menor sea el flujo calórico en la interfase entre el Núcleo y el Manto, menor debiera ser la pérdida de calor del Núcleo y más lento su enfriamiento. Como ya se mencionó, cuanto más lento éste se enfríe mayor debería ser la edad del NI. Sin embargo, ahí no termina el problema, pues la conductividad térmica del Núcleo Externo también condiciona su capacidad para transmitir y por ende liberar calor. Medir experimentalmente la conductividad térmica del hierro o de una aleación de éste con elementos livianos a las presiones y temperaturas del Núcleo es un desafío tecnológico que sólo en los últimos años ha comenzado a resolverse. Estos estudios se realizan con el conocido “yunque de diamante” (Figura 5) que permite alcanzar presiones muy altas sobre una muestra diminuta (por ejemplo, de 60 micrones de longitud), mientras que las altas temperaturas suelen lograrse a través de haces de laser

(para aquellos lectores que se interesan por estos métodos se recomienda la reciente revisión de Anzellini y Boccato, 2020, y las referencias citadas en ese texto). Las dificultades técnicas de medir con precisión la conductividad térmica de un material en estos experimentos llevó durante bastante tiempo a inferirla a partir de medir la conductividad eléctrica, algo bastante más sencillo de lograr. Para ello se utiliza la ley de

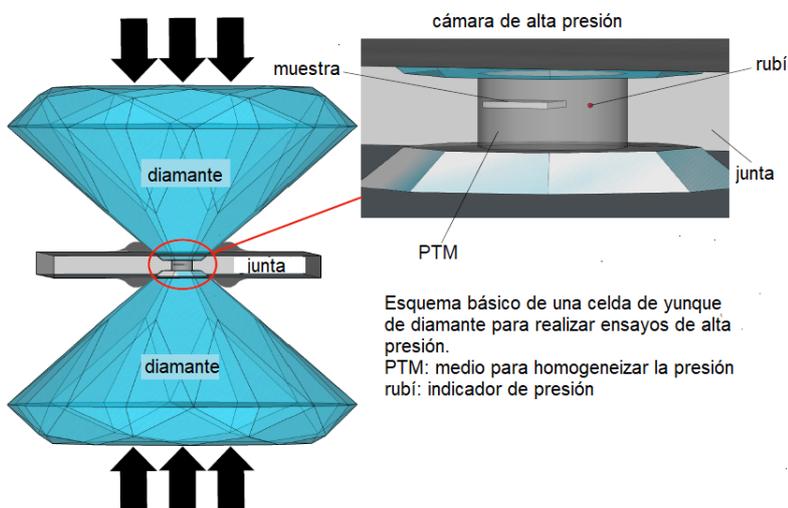


Figura 5: esquema de una celda de yunque de diamante. Modificado de Anzellini y Boccato (2020)

Wiedemann-Franz, descubierta por Lorentz hace 150 años, que prescribe una relación directa entre las conductividades eléctrica y térmica de los metales.

La mayoría de los experimentos de alta presión y temperatura sobre hierro han arrojado valores de conductividad eléctrica que han permitido postular conductividades térmicas altas para el material del Núcleo, del orden de 100 W/m °K. Con estos valores y flujos calóricos del orden de 13 terawatts en la interfase Manto-Núcleo se han realizado modelados termodinámicos que indican una edad geológicamente muy joven para el NI, que bajo ciertas condiciones es del orden de 500 o 600 millones de años (Davies et al., 2015). En el caso de que se considerara un flujo calórico mucho menor en el tope del Núcleo, de 6 terawatts, la edad del NI crecería hasta 1200 o 1300 millones de años.

Sin embargo, muy recientemente se han publicado ensayos de alta presión y temperatura en los que se ha logrado medir de modo directo la conductividad térmica del hierro y varias aleaciones con elementos livianos con resultados sorprendentemente bajos. Konopkova y colaboradores, en 2016, obtuvieron valores entre 18 y 44 W/m °K. Magnitudes similares han sido obtenidas más recientemente por otros autores. Estos resultados apuntarían a un NI muy antiguo, con más de 2000 y eventualmente hasta 4000 millones de años de antigüedad.

Como se desprende de lo expuesto, más allá de los enormes avances observacionales y experimentales, los distintos modelos termodinámicos, según sobre qué información se basen, pueden sugerir un NI casi tan antiguo como el propio planeta hasta uno originado a fines del Proterozoico (600 millones de años) o inicios del Paleozoico (500 millones de años).

El campo magnético terrestre

Los movimientos convectivos y de rotación del material que compone el Núcleo Externo son la fuente generadora del campo magnético terrestre. Los modelos magnetohidrodinámicos del Núcleo sugieren que la presencia del NI tendría un efecto ordenador en las corrientes convectivas a favor de una mayor eficiencia en la generación del campo. Así, el movimiento convectivo del fundido metálico sería muy diferente dentro del "cilindro tangente" definido por el diámetro del NI que fuera de él. Un diagrama conceptual sencillo de lo mencionado se presenta en la figura 6.

Más importante aún es el hecho de que previo a la formación del NI, la convección que da origen al campo magnético tiene que haber sido exclusivamente térmica sin la componente composicional. Es de esperar, entonces, que al comenzar la cristalización de las zonas más profundas del Núcleo debería

haber aumentado la energía de la convección. Esto a su vez debería notarse en la intensidad del campo magnético. Modelos sencillos propuestos para su evolución previa y posterior a la formación del NI sugieren un paulatino decrecimiento de la intensidad del campo a medida que el Núcleo se va enfriando, y la convección pierde fuerza, hasta alcanzar un mínimo justo antes del comienzo de la formación del NI. A partir de ese momento, se esperaría un aumento de la magnitud del campo, al sumarse la convección composicional. De ser esto correcto, hallar un período en la historia del planeta en que el campo haya sido mínimo podría indicar la probable edad del NI.

El paleomagnetismo es muy conocido por servir para realizar reconstrucciones paleogeográficas y estudios tectónicos y estratigráficos, basados en la posibilidad de reconstruir la dirección del campo magnético de la Tierra en el pasado geológico (véase [Geuna, 2019. Temas B&GNOA, vol. 9, n°2](#)). Tal vez sea menos conocido, en la comunidad geológica, las posibilidades de los estudios paleomagnéticos de reconstruir también la intensidad del paleo campo magnético. Estos estudios son más complejos y laboriosos que los tradicionales que buscan recuperar la dirección y por ello también son menos numerosos, principalmente para tiempos anteriores al Mesozoico (antes de los 250 millones de años).

En las últimas dos décadas los avances en la calidad y cantidad de estudios de paleointensidades ha sido espectacular. Los protocolos de trabajo se han sofisticado, así como varios aspectos metodológicos e instrumentales. Como resultado, las determinaciones de la intensidad del campo magnético en el pasado geológico son hoy mucho más confiables y precisas.

El registro magnético conservado en las rocas más antiguas expuestas en la superficie del planeta, tanto direccional como de intensidad demuestra que la Tierra ha tenido campo magnético desde hace, por lo menos, 3500 millones de años (Tarduno et al., 2014), y aún podría haberlo tenido en el Hadeano, hace más de 4000 millones de años, aunque las evidencias al respecto son muy controvertidas.

Recientemente, varios estudios sobre paleointensidades en rocas volcánicas del Ediacarano, el último

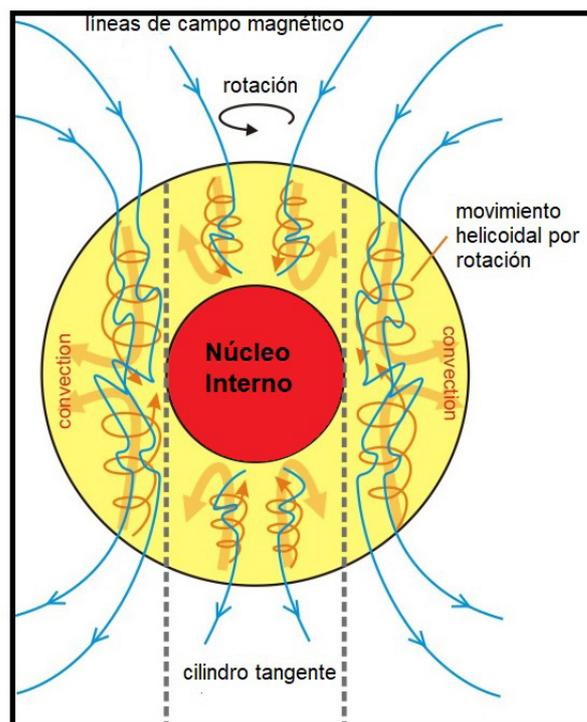


Figura 6: esquema simplificado de la generación del campo magnético en el Núcleo externo por rotación y convección. Modificado de <https://jolyastronomy.com/2014/03/29/magnetic-fields-its-purpose-on-earth/>

período del Precámbrico, que se extendió desde los 635 hasta los 541 millones de años, han hallado que el campo magnético en ese lapso habría sido extraordinariamente débil (véase por ejemplo Thallner et al., 2022). Según estos datos, en el Ediacarano la intensidad del dipolo magnético terrestre podría haber sido una décima parte de la actual. De hecho, esas determinaciones corresponden al lapso de campo magnético terrestre más débil que se ha registrado. Como se observa en la Figura 7, determinaciones en el Cámbrico, entre los 500 y 520 millones de años sugieren un paulatino ascenso en la intensidad.

Una edad tan joven para el NI tiene importantes implicancias para la historia térmica de la Tierra. De hecho, implica un origen muy caliente para la formación del Núcleo. Algunos modelos sugieren que, bajo esas condiciones, la base del Manto debería haber estado fundida durante parte del Arqueano (hace más de 2500 millones de años). Sin embargo, y más allá de que las observaciones sobre un campo magnético ultra débil a finales del Precámbrico parecen robustas, podrían no indicar la fecha del comienzo de formación del NI. Hawkins y colaboradores (2019) han encontrado que, durante el período Devónico, hace unos 370 millones de años, el campo magnético terrestre fue también muy débil, en valores que se aproximan mucho a los del Ediacarano. Llamativamente, en ambos casos el campo magnético de la Tierra habría experimentado muy frecuentes reversiones de polaridad. Cabe agregar aquí, que, durante el Jurásico, hace unos 170 millones de años, el campo magnético también experimentó muy frecuentes reversiones de polaridad y tuvo una intensidad, que sin alcanzar los mínimos del Ediacarano o el Devónico fue particularmente débil. A estos períodos, les siguieron, 50 a 70 millones de años después, tres lapsos de unos 20 a 40 millones de años de duración en que el campo magnético mantuvo una única polaridad. Se trata de los llamados “supercrones”, que existieron en el Ordovícico, iniciado hace unos 480 millones de años, el Carbonífero-Pérmico (300 millones de años) y el Cretácico (120 millones de años).

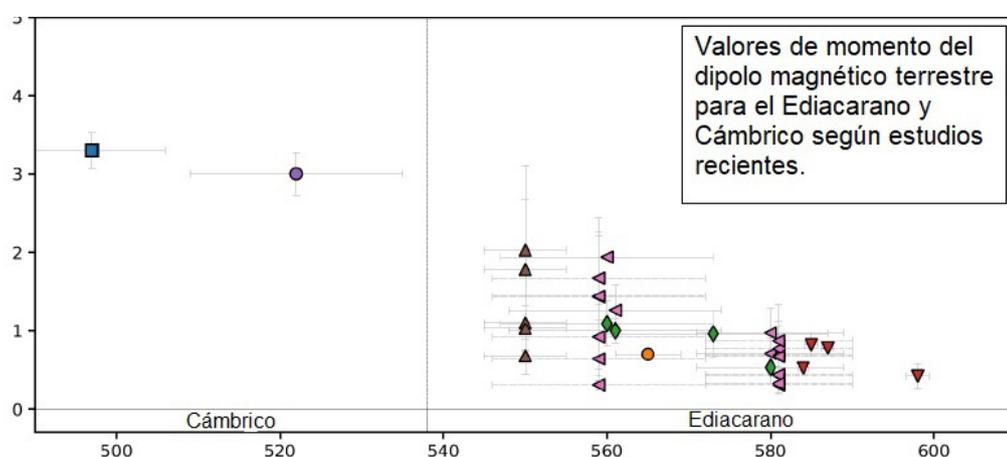


Figura 7: determinaciones recientes de paleointensidades en rocas volcánicas del Ediacarano y Cámbrico. Cada símbolo indica un estudio diferente. En el eje de abscisas se representa la edad en millones de años, en ordenadas la intensidad del dipolo magnético terrestre ($\times 10^{22}$ ampere/m²). Para comparación, el valor presente del dipolo magnético es de alrededor de 8×10^{22} ampere/m². Modificado de Thallner et al. (2022)

Es posible, entonces, que el planeta alterne períodos de campo magnético débil y alta tasa de reversiones con otros sin reversiones y campo mucho más intenso en ciclos de unos 200 millones de años, presumiblemente gobernados por los procesos de convección en el Manto que se producen en esa escala temporal. Debemos conocer mucho mejor la historia de nuestro campo magnético para hallar en él sin ambigüedades la señal de formación del NI.

Los geoneutrinos

Curiosamente, una posible respuesta a la pregunta que titula este artículo podría provenir de la física de partículas. Los neutrinos son partículas subatómicas con una masa extraordinariamente pequeña y que no tienen prácticamente interacción alguna con la materia. Se trata de una de las partículas más abundantes del universo, si bien su detección es compleja por su prácticamente nula interacción. Se producen principalmente por las reacciones nucleares en las estrellas. El estudio del flujo de neutrinos en la Tierra es una rama de la astronomía con fines cosmológicos. Dada la rareza de una interacción que permita detectar un neutrino se utilizan enormes recipientes de decenas de miles de toneladas de agua ultrapura ubicados a uno o más kilómetros de profundidad en la Corteza. Al interactuar con un positrón o un electrón, se genera un fotón, que puede ser multiplicado millones de veces mediante dispositivos fotomultiplicadores. Cada evento y sus características energéticas son entonces registrados.

El decaimiento radiactivo del uranio, torio y potasio genera antineutrinos (la antipartícula⁴ del neutrino). Éstos son llamados "geoneutrinos". Si se pudiera medir la cantidad de geoneutrinos que produce el Manto, estaríamos en condiciones de calcular cuánto calor radiactivo produce. Esto reduciría enormemente las incertezas sobre la tasa de enfriamiento general de la Tierra con efecto directo en la posible edad del NI.

Desde hace algo más de una década funcionan dos observatorios de geoneutrinos en el mundo. Uno en Italia, llamado Borexino, y otro en Japón, denominado KamLAND. La tecnología actual solo permite detectar geoneutrinos producto del uranio y el torio, pero no del potasio. Su identificación no es trivial. Por un lado, los eventos de geoneutrinos son extremadamente raros, menos de una decena al año en cada observatorio. Dado que los reactores nucleares también generan antineutrinos, aquellos provenientes de centrales nucleares relativamente cercanas a los observatorios deben ser cuidadosamente identificados y excluidos del conteo. Por otro lado, la mayor concentración de elementos radiactivos en la Corteza hace que se deban diferenciar geoneutrinos provenientes de ésta

⁴Todas las partículas que forman la materia poseen una partícula equivalente de antimateria. El caso tal vez más conocido es el positrón, que no es otra cosa que la antipartícula del electrón. A diferencia de éste, el positrón tiene carga positiva.

de aquellos del Manto. Esto se logra a partir de sofisticados modelos de la composición y espesores corticales en las “vecindades” (algunos cientos de km) de los observatorios. Por ello, debió transcurrir al menos una década de registro para que ambos observatorios alcanzaran a proveer valores de conteo de geoneutrinos con incertezas moderadas. Bellini y colaboradores (2021) publicaron recientemente el mayor trabajo de revisión sobre el tema y sobre los resultados de ambos observatorios. El conteo de geoneutrinos asignados al Manto en Borexino y KamLAND es llamativamente diferente. Mientras en el observatorio italiano es relativamente alto, en el japonés es significativamente menor, alcanzando apenas una cuarta parte del anterior. Considerados de manera directa, estos valores supondrían un cálculo de una alta producción radiactiva del Manto en Borexino, equivalente a 25 ± 11 terawatts, que subiría a 30 si se estima un 18% más de producción por desintegración del potasio (cuyos geoneutrinos son indetectables en los observatorios actuales). Esto implicaría que unos 38 de los 47 terawatts del flujo calórico superficial serían producto de la radiactividad del Manto y la Corteza y la pérdida de calor por enfriamiento del planeta sería pequeña, apuntando a un origen muy antiguo para el NI.

Sin embargo, si se consideran, además de los valores de Borexino, los de KamLAND para obtener un valor medio para el Manto, la producción radiogénica mantélica total (incluyendo el potasio) sería de 13 ± 7 terawatts, indicando que el calor liberado por el enfriamiento del planeta sería sustancialmente mayor y permitiendo un NI más joven.

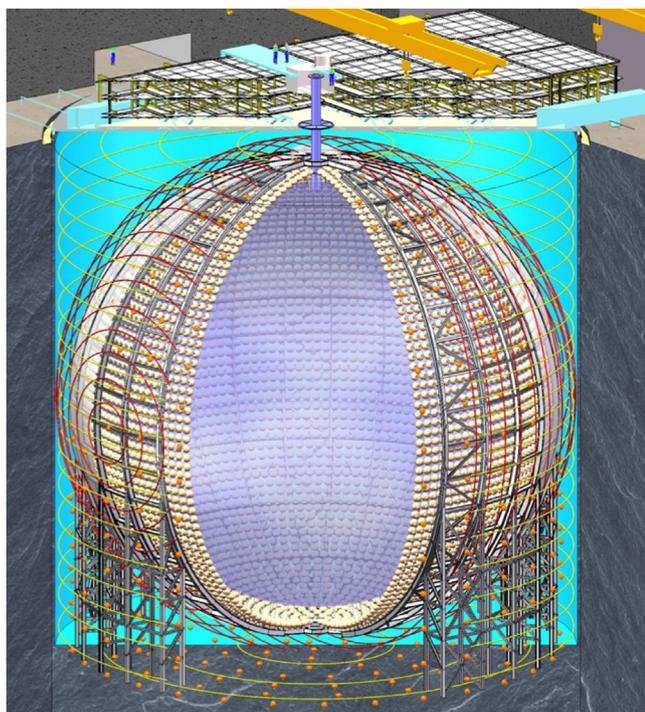


Figura 8: esquema del observatorio de neutrinos (y geoneutrinos) JUNO, en etapas finales de construcción en China. Figura obtenida de Cerna (2020)

Es obvio que la valiosa información provista por los dos observatorios de geoneutrinos es aún insuficiente para alcanzar determinaciones robustas y con incertezas pequeñas en cuanto al calor radiogénico del Manto. Varios desafíos al respecto podrían resolverse en la próxima década. Por un lado, un nuevo observatorio ha comenzado a funcionar recientemente en Canadá (Sudbury) y existen dos proyectos muy avanzados en China (JUNO y Jinping, figura 8). Por otro lado, está avanzando por parte de Japón la construcción de un observatorio de muchas menores dimensiones para ser ubicado en el fondo oceánico. Este podría ser un avance fundamental al reducir enormemente el aporte de geoneutrinos corticales. Es decir, mediría

mayoritariamente geoneutrinos mantélicos. Otros avances esperados son la posibilidad de determinar la dirección de proveniencia de los geoneutrinos y la expansión de los límites de detección a energías menores compatibles con la desintegración del potasio.

El proyecto de laboratorio subterráneo Andes, a construirse en el túnel del paso de Agua Negra que unirá la provincia de San Juan con Chile, incorpora un observatorio de neutrinos que incluye geoneutrinos. Se trataría del primer observatorio en el hemisferio sur. Previsto originalmente para comenzar a funcionar a mediados de esta década, sucesivas demoras, entre otras razones por decisiones políticas, han pospuesto su posible puesta en funcionamiento para no antes de 2030.

Conclusión

La edad en que comenzara a formarse el NI de la Tierra sigue sin conocerse. Según la evidencia y los modelos que se prioricen, éste podría ser casi tan antiguo como el propio planeta o no tener más de 600 millones de años. Los avances enormes en sismología, ensayos de alta presión y temperatura, modelados termodinámicos, estudios del paleocampo magnético y producción de geoneutrinos, todavía conducen a resultados contradictorios o ambiguos. El presumible avance en todas estas líneas en la presente década sugiere que el día en que podamos afirmar con confianza la edad del sector más profundo de nuestro planeta podría no estar muy lejano.

REFERENCIAS Y LITERATURA RECOMENDADA

ANZELLINI S, S BOCCATO. 2020. A practical review of the laser-heated diamond anvil cell for university laboratories and synchrotron applications. *Crystals*, 10(6): 459.

BELLINI G., K INOUE, F MANTOVANI, A SERAFINI, V STRATI, H WATANABE. 2021. Geoneutrinos and geoscience: an intriguing joint-venture. *La Rivista del Nuovo Cimento*, 1-105.

CERNA C. 2020. The Jiangmen Underground Neutrino Observatory (JUNO). *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment*, 958: 162183.

DAVIES C, M POZZO, D GUBBINS, D ALFE. 2015. Constraints from material properties on the dynamics and evolution of Earth's core. *Nature Geoscience*, 8(9): 678-685.

DZIEWONSKI AM, DL ANDERSON. 1981. Preliminary reference Earth model. *Physics of the earth and planetary interiors*, 25(4): 297-356.

GEUNA S. 2019. Paleomagnetismo: Lo que las rocas saben (y cuentan) sobre el campo magnético de la Tierra. *Temas B&G NOA*, 9 (2): 45-52.

HAWKINS LMA, T ANWAR, VV SHCHERBAKOVA, AJ BIGGIN, VA KRAVCHINSKY, AV SHATSILLO, VE PAVLOV. 2019. An exceptionally weak Devonian geomagnetic field recorded by the Viluy Traps, Siberia. *Earth and Planetary Science Letters*, 506: 134-145.

HONGN F, V GARCÍA. 2011. Tectónica de placas: Teoría integradora de las ciencias de la Tierra. *TemasB&G NOA*, 1 (1): 21-31

KONOPKOVÁ Z, RS MCWILLIAMS, N GOMEZ PEREZ, AF GONCHAROV. 2016. Direct measurement of thermal conductivity in solid iron at planetary core conditions. *Nature*, 534(7605): 99-101.

LEHMANN I. 1936. P'. *Publications du Bureau central seismologique international, Serie A : Travaux scientifiques*, fasc. 14: 87-115.

MARESCHAL JC, C JAUPART. 2011. Energy Budget of the Earth. *Encyclopedia of Earth Sciences Series*, 285-291.

TARDUNO JA, EG BLACKMAN, EE MAMAJEK. 2014. Detecting the oldest geodynamo and attendant shielding from the solar wind: Implications for habitability. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 233: 68-87.

THALLNER D, VV SHCHERBAKOVA, VG BAKHMUTOV, VP SHCHERBAKOV, GV ZHIDKOV, IB POLIACHENKO, AJ BIGGIN. 2022. New palaeodirections and palaeointensity data from extensive profiles through the Ediacaran section of the Volyn Basalt Province (NW-Ukraine). *Geophysical Journal International*, 231(1): 474-492.