Clase 7: El dínamo terrestre

Qué enciende un campo magnético planetario y qué lo apaga

Todas las cifras de las clases salen de simulaciones reales del motor MHD-INT (la versión de cada clase se indica en su escenario). Las simulaciones parten de los valores ACTUALES de cada planeta y avanzan hacia el futuro. Escenario: 4.5 mil millones de años paso de 50 000 años motor MHD-INT v5.2.3.

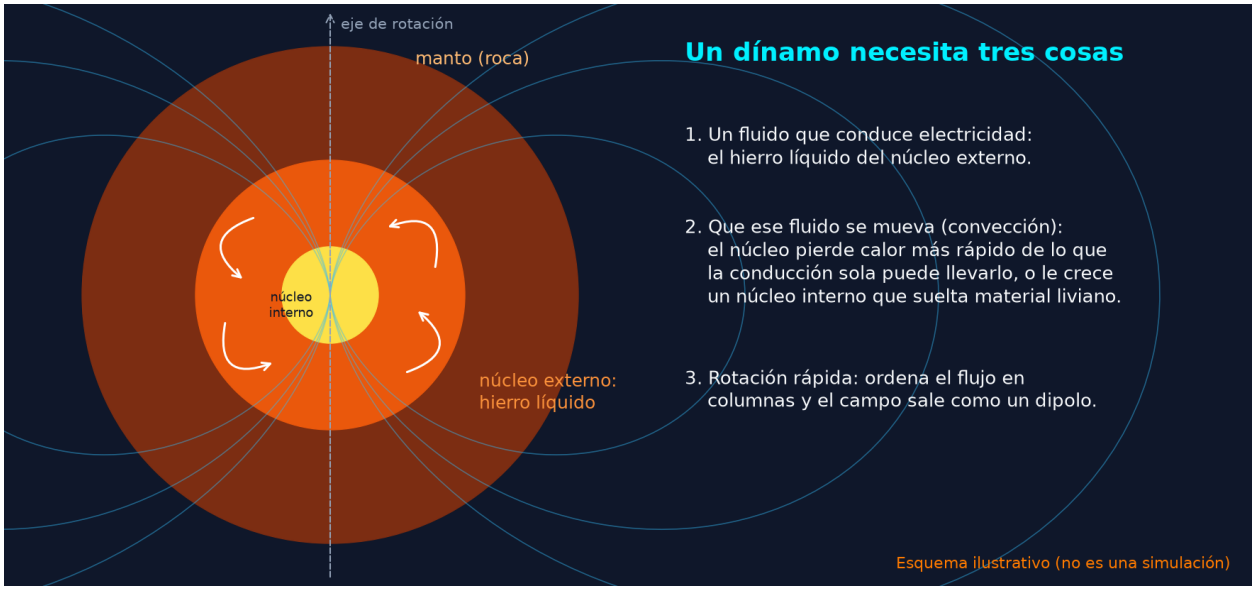
Objetivos

- Explicar los tres ingredientes de un dínamo planetario
- Usar el criterio del flujo adiabático para decidir si un núcleo convecta
- Entender el papel del núcleo interno y de la rotación
- Reconocer lo que el modelo térmico de MHD-INT todavía no explica

1. El dínamo terrestre

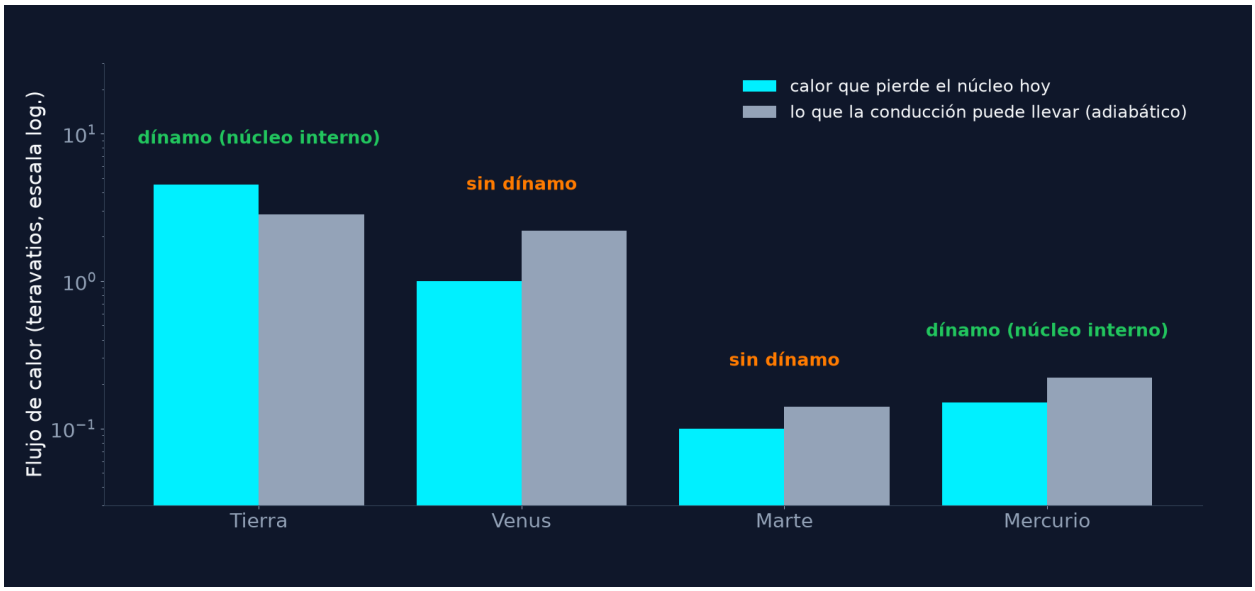
La Tierra tiene campo magnético desde hace al menos tres mil cuatrocientos millones de años. Marte tuvo uno y lo perdió hace unos cuatro mil millones de años, y Venus, casi del mismo tamaño que la Tierra, no tiene. Hoy vamos a ver qué hace funcionar un dínamo planetario y qué lo apaga, usando el modelo térmico del núcleo de MHD-INT.

2. Tres ingredientes



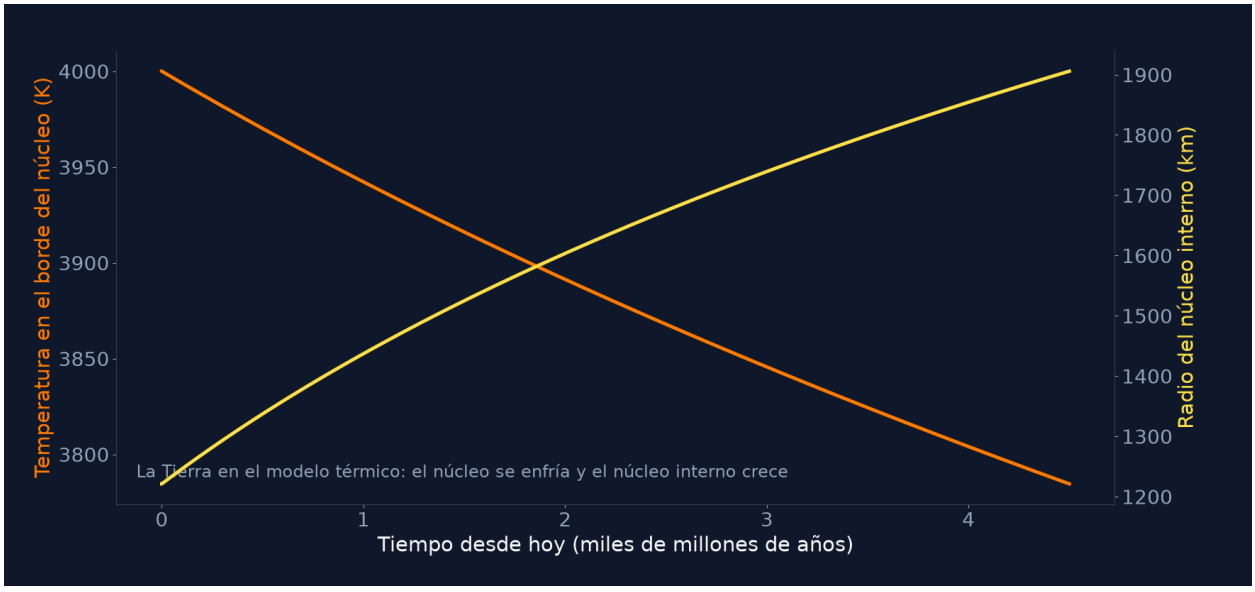
Un dínamo convierte movimiento en campo magnético. Necesita tres cosas. Primero, un fluido que conduzca electricidad: el hierro líquido del núcleo externo. Segundo, que ese fluido se mueva. Y tercero, rotación rápida, que ordena el movimiento en columnas para que el campo salga como un imán de dos polos. El hierro sobra en los cuatro planetas rocosos; lo que cambia de uno a otro es si el núcleo se mueve, y eso depende del calor.

3. La pieza clave: el calor



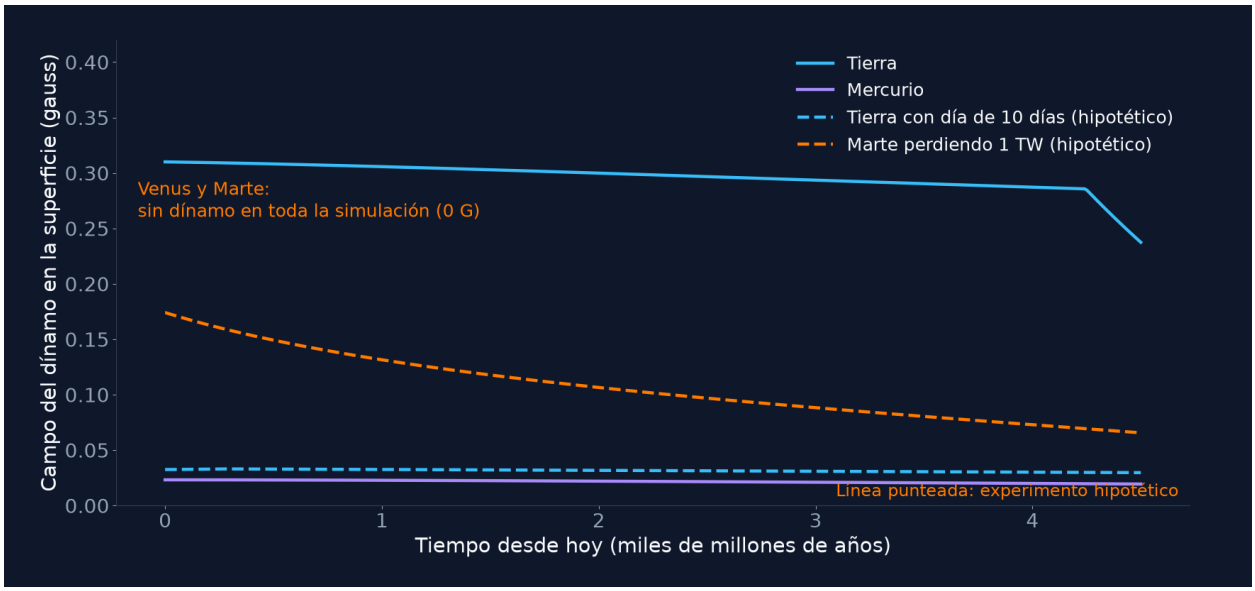
El núcleo convecta solo si pierde calor más rápido de lo que la conducción sola puede llevarlo. Ese límite se llama flujo adiabático. En el modelo, el núcleo de la Tierra pierde hoy 4,5 teravatios y la conducción puede llevar 2,8: sobra calor y el hierro se mueve. Venus pierde 1 y necesitaría más de 2,2: sin placas tectónicas, su manto funciona como una tapa que aísla al núcleo. Marte pierde 0,1 frente a 0,14. Por eso ni Venus ni Marte tienen dínamo hoy. Mercurio también pierde menos que su límite, y aun así tiene dínamo; enseguida vemos por qué.

4. Un núcleo que se enfría y cristaliza



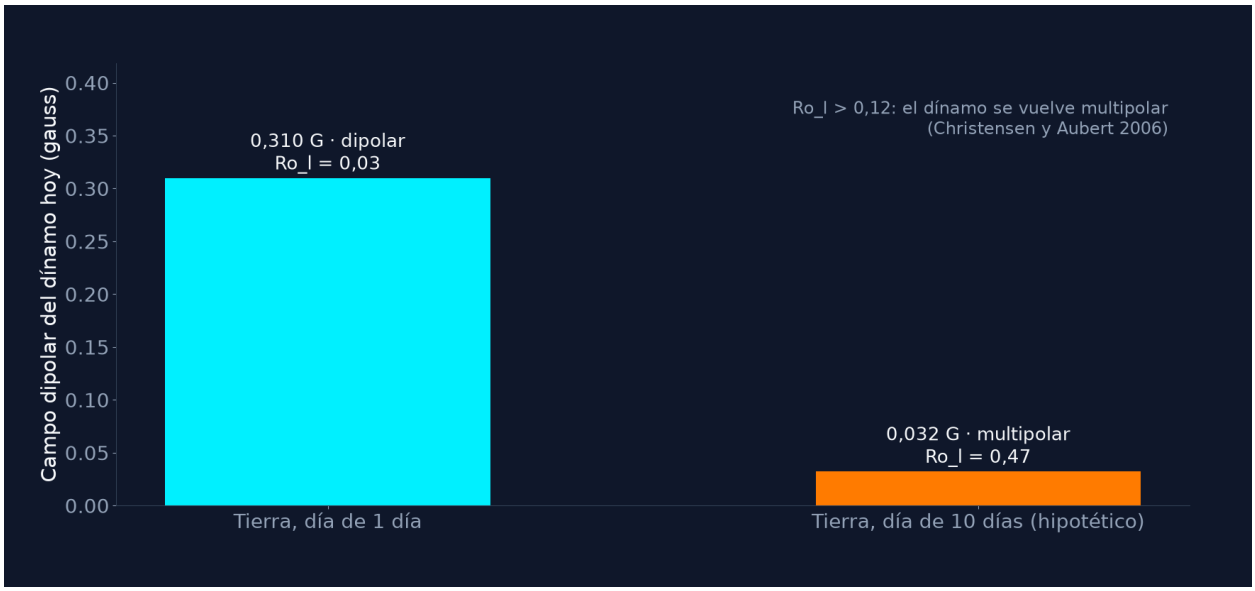
Al perder calor, el núcleo se enfría. En el modelo, en cuatro mil quinientos millones de años el borde del núcleo terrestre baja de 4000 a 3785 kelvin. Al enfriarse, el hierro cristaliza en el centro, y el núcleo interno sólido crece de 1221 a 1906 kilómetros de radio. Cuando el hierro se solidifica deja en el líquido elementos más livianos, como azufre y oxígeno, que suben y empujan la convección. En el modelo, esa flotabilidad química aporta hoy el 57 por ciento del motor del dínamo terrestre. Eso explica a Mercurio: tiene un núcleo interno de unos 1000 kilómetros que sigue creciendo.

5. El campo que resulta



El resultado: el dínamo de la Tierra funciona durante todo el tiempo simulado, y su campo pasa de 0,31 a 0,24 gauss. Al final la curva baja más rápido: la marea de la Luna frena la rotación hasta un día de 3 días, y el dínamo empieza a perder orden. Lo veremos en un momento. Marte y Venus no generan nada. Mercurio mantiene un dínamo químico débil. Ahora, un experimento: ¿y si el núcleo de Marte perdiera diez veces más calor, un teravatio? En esa simulación hipotética, Marte tendría hoy un campo de 0,17 gauss, más de la mitad del terrestre. A Marte no le falta hierro: le falta un núcleo que se enfríe lo bastante rápido.

6. La rotación ordena el campo



La rotación también importa. Imaginemos la misma Tierra, con el mismo núcleo, pero con un día de diez días. El hierro convecta igual, pero la rotación ya no alcanza a ordenar el flujo. Un número llamado Rossby local pasa de 0,03 a 0,47, por encima del límite de 0,12 que encontraron las simulaciones de dínamo, y el campo se vuelve multipolar: el dipolo cae de 0,31 a 0,032 gauss, unas 10 veces menos. Por eso se espera que los planetas que giran despacio, como muchos exoplanetas en rotación sincrónica, tengan dipolos débiles.

7. Lo que el modelo todavía no explica

• Mercurio: el modelo da 0,023 G; lo medido es 0,002 G
• Arranca de hoy: no reconstruye cuándo se apagó Marte
• Exoplanetas: sus núcleos son estimaciones, no datos

Hay que ser honestos con lo que el modelo no logra. Para Mercurio da 0,023 gauss, y la sonda MESSENGER midió 0,002: unas 12 veces menos. Es un problema conocido; las explicaciones propuestas, como una capa estable en la parte alta del núcleo, no están en el modelo. Además, la simulación arranca del presente: no reconstruye cuándo ni por qué se apagó el dínamo de Marte. Y para los exoplanetas, el tamaño y el calor del núcleo son estimaciones, así que su dínamo es un escenario, no una predicción.

8. Para practicar

Para practicar: en MHD-INT activa el modelo térmico, simula la Tierra y Marte, y anota en cada caso el flujo de calor del núcleo y el flujo adiabático. Después, en el Modo Sintético de la versión PRO, prueba un planeta como la Tierra que gire más despacio y observa cómo cambia el campo. En la próxima clase veremos qué tan grande es el escudo que forma ese campo.

Datos de la simulación

Simulación	Dínamo hoy	Q núcleo / Q adiab. (TW)	Núcleo interno (km)	Campo del dínamo (G)	T borde núcleo (K)
Tierra	dipolar	4,50 / 2,83	1221 → 1906	0,310 → 0,237	4000 → 3785
Venus	no	1,00 / 2,19	0 → 0	0,000 → 0,000	4200 → 4080
Marte	no	0,10 / 0,14	0 → 0	0,000 → 0,000	1950 → 1873
Mercurio	multipolar	0,15 / 0,22	1000 → 1076	0,023 → 0,019	2000 → 1952
Tierra con día de 10 días (hipotético)	multipolar	4,50 / 2,83	1221 → 1906	0,032 → 0,030	4000 → 3785
Marte perdiendo 1 TW (hipotético)	dipolar	1,00 / 0,14	0 → 0	0,174 → 0,066	1950 → 1599

Ejercicio

1. Simula la Tierra y Marte con el modelo térmico activado. Anota el flujo núcleo-manto y el flujo adiabático de cada uno y explica cuál tiene dínamo.
2. Con los datos del documento, calcula cuántos grados por cada mil millones de años se enfría el borde del núcleo terrestre en el modelo.
3. En el Modo Sintético (PRO), con el modelo térmico, simula una Tierra con un día de 5, 10 y 20 días. ¿Desde qué rotación el dínamo es multipolar?
4. Investiga la capa estable en el tope del núcleo de Mercurio: ¿por qué debilitaría su campo?

Limitaciones del modelo

• Esta clase usa el modelo térmico rediseñado en octubre de 2026, disponible desde MHD-INT v5.2.3. Con versiones anteriores el modelo térmico es otro (marcado como experimental) y da resultados distintos.
• El modelo térmico es parametrizado: no resuelve las ecuaciones del fluido ni de la inducción, usa leyes de escala de simulaciones de dínamo (Christensen y Aubert 2006).
• La única constante ajustada es la razón entre el campo interno y el dipolo ($b \approx 3{,}7$), calibrada para que la Tierra de hoy dé 0,31 G. Que la Tierra coincida no es una predicción.
• La simulación parte del estado actual: no reconstruye la historia de Marte ni la edad del núcleo interno terrestre.
• Mercurio sale unas diez veces más fuerte que lo medido; no se modela la capa estable del tope del núcleo.
• En la Tierra con día de 10 días, la marea lunar sigue actuando y la rotación cambia durante la simulación; el gráfico de rotación usa el estado inicial.
• Los dos experimentos (día de 10 días, Marte con 1 TW) son hipotéticos.

Referencias

• Christensen y Aubert (2006), Scaling properties of convection-driven dynamos in rotating spherical shells, Geophys. J. Int. 166.
• Christensen (2010), Dynamo scaling laws and applications to the planets, Space Sci. Rev. 152.
• Driscoll y Bercovici (2014), On the thermal and magnetic histories of Earth and Venus, PEPI 236.

• Labrosse (2015), Thermal evolution of the core with a high thermal conductivity, PEPI 247.
• Hemingway y Driscoll (2021), History and future of the Martian dynamo, JGR Planets 126.
• Tarduno et al. (2010), Geodynamo, solar wind, and magnetopause 3.4 to 3.45 billion years ago, Science 327.
• Christensen (2006), A deep dynamo generating Mercury's magnetic field, Nature 444.