



**Academia de Ciencias Matemáticas,  
Físico-Químicas y Naturales de Granada**

**LAS EDADES DE LA TIERRA Y EL DESARROLLO DE LA  
GEOCRONOLOGÍA**

DISCURSO LEÍDO EN EL ACTO DE SU RECEPCIÓN  
COMO ACADÉMICO NUMERARIO POR EL

**ILMO SR. D. FERNANDO BEA BARREDO**

Granada, 2017









**Academia de Ciencias Matemáticas,  
Físico-Químicas y Naturales de Granada**

**LAS EDADES DE LA TIERRA Y EL DESARROLLO DE LA  
GEOCROLOGÍA**

**DISCURSO LEÍDO EN EL ACTO DE SU RECEPCIÓN  
COMO ACADÉMICO NUMERARIO POR EL**

**ILMO SR. D. FERNANDO BEA BARREDO**

Granada, 2017



# **LAS EDADES DE LA TIERRA Y EL DESARROLLO DE LA GEOCROLOGÍA**

**Fernando Bea Barredo**

**Excelentísimo Sr. Presidente de la Academia de Ciencias,  
Excelentísimas e Ilustrísimas Sras. y Sres. Académicos,  
Señoras y Señores,  
Amigos y amigas,**

En primer lugar, quiero mostrar mi agradecimiento a la Academia el haberme propuesto para ser miembro de esta corporación. Es un honor que acepto gustoso y del que espero ser digno.

Me incorporé a la Universidad de Granada como Catedrático de Petrología y Geoquímica en 1992 procedente de la Universidad de Salamanca. Mi actividad profesional se ha desarrollado en los dominios de la geoquímica de altas temperaturas y de la geocronología, siempre en estrecha relación con químicos, físicos y matemáticos. Esto me ha hecho tomar conciencia de la notable falta de sinergia que existe entre los geólogos y los investigadores de las otras ramas científicas, más agudo en la España actual que en otros países con un lugar relevante en la investigación. He concebido, por tanto, este discurso como un intento de tender puentes y mostrar un ejemplo claro de cómo la colaboración

estrecha entre científicos de distinta formación puede llevar a los mayores avances en las Ciencias de la Tierra.

## **Introducción**

La geología es, quizá, la rama de las ciencias naturales menos conocida popularmente porque ni sus conceptos ni su lenguaje tienen muchas aplicaciones directas a la vida diaria. La mayoría de la gente usa habitualmente expresiones tomadas de la física, química, biología o medicina, y entiende cuando se le dice que un gel de ducha tiene un pH alcalino, que una verdura es transgénica, o que los astronautas flotan porque la gravedad en el espacio es nula. No ocurre lo mismo si se le dice que una arena está bien clasificada, que una roca tiene diaclasas, o que el manto terrestre se mueve por convección sólida.

La idea que se tiene de los geólogos es, en general, bastante romántica e inexacta: gente que trabaja en zonas remotas y anda por el campo equipado con un martillo, un cuaderno, una brújula y una lupa buscando fósiles y minerales. Es opinión común, incluso entre muchos geólogos, que la geología no requiere conocimientos de matemáticas, física o química. Nada más erróneo. Los geólogos necesitamos a la física y la química de la misma manera que los físicos y los químicos necesitan a las matemáticas. A fin de cuentas, la geología no es más que la aplicación de los principios y leyes de la física y la química al estudio de la estructura, composición, dinámica, origen y evolución del planeta Tierra y cuerpos planetarios similares (Marte y Luna, de momento).

Una de las ramas de la geología más tecnológicas, y en la que los fundamentos físicos y químicos resultan más evidentes, es la geocronología radiométrica. También es una de las ramas más abstrusas para los no geólogos debido a que aprehender la dimensión temporal de los períodos geológicos requiere un largo entrenamiento. En los párrafos que siguen narraré la historia del desarrollo de la geocronología radiométrica y del establecimiento de las edades del planeta, que constituye un ejemplo magnífico de la interacción entre físicos, químicos y geólogos, no siempre amistosa. Acabará con un breve resumen de la cronología temprana del planeta, el llamado eón Hadeano (4.55 Ga hasta 3.80 Ga) durante el



cual la Tierra adquirió la mayor parte de sus características planetarias y geológicas, y cuyo estudio ilustra, de nuevo, lo fructífera que resulta la investigación interdisciplinar.

## **Geocronología**

La geología es una ciencia con un gran componente histórico, en la que resulta esencial determinar la secuencia temporal y la duración de los procesos. El trabajo de los geólogos es, en muchos aspectos, análogo al de los arqueólogos e historiadores: si estos descubren un yacimiento con una mezcla desordenada de documentos y objetos, necesitan ordenarlos cronológicamente y, si es posible, darles fecha antes de poder extraer conclusiones útiles. Para los geólogos las rocas son los documentos en que está escrita la historia de la Tierra, y la rama de la geología encargada de poner orden fechando las rocas y los procesos geológicos es la *geocronología*, de la que existen dos variantes:

*Geocronología paleontológica* o relativa, basada en el estudio de los fósiles.

*Geocronología radiométrica* o absoluta, basada en las abundancias relativas de los isótopos radioactivos y sus productos de desintegración.

Las dos ramas son complementarias; tienen los mismos objetivos, pero métodos completamente distintos, por lo que son practicadas por especialistas con diferente formación. La geocronología paleontológica pone en orden cronológico las rocas, pero no puede dar fechas concretas —a menos que este calibrada frente a una escala absoluta— y está limitada a aquellas rocas que contienen fósiles, es decir, rocas sedimentarias más jóvenes que 540 Ma (1 Ma =  $10^6$  años). La geocronología radiométrica determina edades absolutas, en años o millones de años, no tiene limitaciones de edad, y puede aplicarse a todo tipo de rocas, tanto terrestres como extraterrestres. Con ella se ha determinado la edad de la Tierra, de la Luna, de los meteoritos y del Sistema Solar. En general, cuando se habla de geocronología se entiende implícitamente que se trata de geocronología radiométrica.

## **Estimaciones históricas de la edad de la Tierra**

La curiosidad por conocer la edad de la Tierra es muy anterior a la geología como ciencia, siendo una de las cuestiones que han ocupado la mente del ser humano desde el mismo momento en que este adquirió consciencia de sí mismo y de su entorno. Los métodos utilizados para estimar la edad de la Tierra han sido muy variados. Hasta el siglo XVIII predominó una perspectiva irracional basada en mitos o creencias religiosas. A partir de esta fecha comenzó a imponerse una perspectiva racional basada en observaciones geológicas y en modelos físicoquímicos que, en el siglo XX con el descubrimiento de la radioactividad y los isótopos, y el perfeccionamiento de la espectrometría de masas, dio lugar a dos ramas nuevas de la geología, la geocronología radiométrica y la geología isotópica.

Las primeras estimaciones de la edad de la Tierra, basadas en criterios religiosos, son muy variables. Las religiones politeistas suelen asumir una Tierra vieja: el hinduismo, por ejemplo, da cifras del orden de miles de millones de años que resultan sorprendentemente similares a las establecidas por métodos isotópicos: un día de Brahma, durante el cual se forma la Tierra y aparece la vida para luego extinguirse, tiene una duración de 4,32 Ga (1 Ga =  $10^9$  años), casi idéntica a la edad radiométrica del planeta (Sagan, 1985; Oldmeadow, 2007). Las religiones monoteistas, por el contrario, suelen asumir una tierra muy joven: los zoroastristas dan edades en torno a 12000 años; las estimaciones de las religiones bíblicas son aún menores, oscilando entre los 3616 a.C. del rabino Yom-Tov Lipmann Heller y los 6984 a.C. propuestos por Alfonso X el Sabio (ver Dalrymple, 1991).

Antes de describir la evolución de las ideas sobre la edad de la Tierra, y para poder evaluar estas con perspectiva, vamos a resumir brevemente el paradigma actual sobre la formación del planeta, expuesto con más detalle en las secciones finales.

### ***El paradigma actual***

La presencia de nuclidos más pesados que el  $^{209}\text{Bi}$  —como el  $^{230}\text{Th}$ ,  $^{235}\text{U}$  y  $^{238}\text{U}$ — en el Sol demuestra que este es una estrella de segunda (o tercera) generación, formada de los restos dejados por la explosión de una estrella previa mucho más masiva. La formación de nuclidos más pesados que el  $^{209}\text{Bi}$  se produce

mediante procesos de captura neutrónica de tipo *r* (rápido) que solamente ocurren durante el enorme flujo de neutrones liberados por la explosión de una estrella en fase supernova. Dicha explosión generó una nebulosa gaseosa formada por hidrógeno, algo de helio y cantidades menores del resto de los elementos; la nebulosa comenzó a condensarse hace 4,567 Ga (1 Ga =  $10^9$  años) para formar el Sol, los planetas y demás cuerpos del Sistema Solar. La condensación ocurrió entre 30 y 50 Ma (1 Ma =  $10^6$  años) después de la explosión y formó planetoides de pequeño tamaño; estos se agregaron para formar otros cada vez más grandes hasta que el campo gravitatorio de los cuerpos de mayor tamaño capturó a los más pequeños que se encontraban en la misma órbita en torno al Sol, creciendo así para dar lugar a los planetas. La Tierra se formó fundamentalmente por la agregación de meteoritos condriticos, que son el tipo más común de meteoritos y están compuestos por silicatos, FeNi metálico, sulfuros, cantidades menores de otros minerales y, en ocasiones, grafito, materia orgánica y agua. La acreción no fue instantánea, pero tenemos evidencia de que la mayor acumulación ocurrió en un período muy corto, de tal manera que en unos 10 Ma - 15 Ma después del comienzo de la condensación el planeta alcanzó una masa en torno al 90% de la actual. Podemos aceptar, pues, que la edad de la Tierra es 4,55 Ga. La diferenciación en núcleo metálico y manto silicatado ocurrió cuando la masa de la proto-Tierra alcanzó un 80-90%. Hace 4,52-4,50 Ga la Tierra recibió un impacto de un planetóide (Theia) de tamaño similar a Marte que fundió, y en gran parte vaporizó, el manto terrestre. Las eyecciones de material resultantes de la colisión que superaron la velocidad de escape terrestre se condensaron rápidamente para formar la Luna, estableciendo así el sistema Tierra-Luna.

### **Estimaciones bíblicas**

Teófilo de Antioquía (115-180), basado en el estudio de la Biblia afirmó que el mundo se había creado en el año 5529 a.C. y criticó duramente las enseñanzas de Aristóteles y Platón que proponían edades más antiguas. Los cálculos de la fecha de la creación efectuados por los primitivos pensadores judíos y cristianos varían según de qué versión de la Biblia partiesen. Los basados en la Biblia Septuaginta fechaban la creación de la Tierra en torno al año 5500 a.C. Los cálculos basados

en la Torah Samaritana, sin embargo, la cifraban en torno a 4300 a.C. y los basados en la Biblia Masorética, aún más jóvenes, en torno a los 4000 a.C. Los primeros pensadores cristianos, como Isidoro de Sevilla, aceptaban las edades basadas en la Septuaginta, hasta que Beda el Venerable, un monje benedictino de vasta cultura, propuso en el año 703 una edad más joven, y fechó la creación el 18 de Marzo de 3952 a.C. lo que le valió una acusación de herejía.

Sin embargo, a partir del siglo X se aceptó el valor de la Biblia Masorética y diversos teólogos, filósofos y científicos propusieron edades para la creación en torno a 4000 años a.C. Entre ellos estaban nombres tan notables como Mariano Scoto (4192 BC), Maimónides (4058 a.C.), Isaac Newton (4000 a.C.), Johannes Kepler (3977 a.C.), y Gerardus Mercator (3928 a.C.), Martin Lutero (3961 a.C.), John Lightfoot (3.960 a.C.) o Benito Arias Montano (3849 a.C.). La estimación más famosa de todas fue la de James Ussher, Arzobispo de Armagh y Primado de Irlanda. Ussher (1650), usando una mezcla de sucesos históricos, ciclos astronómicos y sucesos registrados en la Biblia, calculó que la Tierra se había formado el 22 de Octubre del año 4004 a.C. La edad de Ussher fue aceptada casi universalmente por las autoridades religiosas debido al gran detalle y elaboración de sus cálculos. Posteriormente Ussher ha sido ridiculizado y puesto como ejemplo del pensamiento irracional de la Iglesia, pero no hay que olvidar que científicos prominentes como Newton, Kepler o Mercator pensaban lo mismo. Los cálculos de Ussher muestran un gran rigor y sus conclusiones son erróneas simplemente porque parte de premisas falsas.

Las fechas de la creación deducidas por Ussher y demás pensadores indica una edad de la Tierra inferior a 7000 años, que es absurdamente joven para cualquier observador de la naturaleza. Dada la velocidad con que se depositan sedimentos en lagos y plataformas marinas, resulta evidente que acumular una secuencia de 10 km de espesor requiere mucho más de 7000 años. Es igualmente evidente que, con la tasa de erosión actual, arrasar una cadena montañosa como Sierra Nevada, por ejemplo, requiere mucho más tiempo, del orden de millones de años.

Desafortunadamente este tipo de reflexiones no fue tenido en cuenta y la idea de una Tierra joven se consideró como una verdad bíblica y parte de la doctrina de la Iglesia, idea que es aceptada todavía hoy por los sectores más recalcitrantes de los

creacionistas. Como veremos más adelante, la idea de una Tierra vieja, evidente para los geólogos, suscitó una gran oposición no solo entre los sectores religiosos sino también entre los físicos incluyendo mentes tan preclaras como la de Lord Kelvin, uno de los científicos más grandes de todos los tiempos.

### **Las primeras estimaciones geológicas: Benoit de Maillet**

La primera estimación geológica de la edad de la Tierra fue efectuada por Benoit de Maillet (1656-1738), un diplomático y naturalista francés que estuvo destinado en Egipto y recorrió exhaustivamente los países ribereños del Mediterráneo. De Maillet se ocupó de biología y geología (de Maillet, 1748). Fue el primero que propuso que la vida se había originado en el mar, y que los organismos terrestres derivaban de organismos marinos. Su contribución más notable fue el estudio de los procesos sedimentarios. Se percató de que el nivel del Mediterráneo oriental había bajado desde los tiempos clásicos y debido a la existencia de edificios históricos que se habían construido a nivel del mar pudo calcular que la tasa de descenso era de tres/cuatro pulgadas por siglo. También reconoció que los fósiles encontrados en rocas de las cumbres montañosas eran de origen marino y aceptó la teoría de Descartes de que la Tierra había estado cubierta enteramente por agua.

A partir de estas premisas efectuó el primer cálculo numérico de la edad de la Tierra. Considerando la altura sobre el nivel del mar de las montañas, suponiendo que estas habían estado sumergidas, y conociendo la velocidad de retirada de mar, estimó que hacían falta 2,4 Ga para que la línea de costa llegase a su nivel actual. Hoy sabemos que las premisas en que se basó De Maillet son erróneas, pero su estimación fue rápidamente aceptada por los estudiosos de geología ya que encajaba bien con sus observaciones diarias.

De Maillet fue remiso a publicar sus opiniones sobre la edad de la Tierra y el origen de los seres vivos, porque tuvo miedo de los tribunales eclesiásticos y del escarnio a que podía ser sometido. Por tanto, escribió sus hallazgos e hipótesis en forma de diálogo entre un misionero francés y un filósofo hindú llamado Telliamed (De Maillet al revés), y no quiso que sus escritos se imprimiesen hasta diez años después de su muerte. El libro se llamó: *Telliamed ou entretiens d'un philosophe*

*indien avec un missionnaire françois, sur la diminution de la Mer, la formation de la Terre, l'origine de l'Homme*, (de Maillet, 1748) pero, desafortunadamente, su contenido fue muy modificado por su editor, un sacerdote católico amigo suyo (Jean Baptiste de Mascrier) que quería conciliar la visión de De Maillet con las de la Iglesia Católica.

### **Las primeras estimaciones astronómicas: Lomonosov**

Mijail Lomonosov (1711-1765) fue el representante más eximio de la ciencia en Rusia durante la Ilustración. Era un hombre de origen muy humilde, analfabeto a los 19 años, pero con una incontenible voluntad de aprender, de tal manera que a los 25 años había concluido sus estudios en la Academia de Ciencias. Fue becado para doctorarse en Alemania, donde se estudió minería, física, química y metalurgia. Descubrió la ley de acción de masas simultáneamente con Lavoisier, sugirió que el calor era una forma de movimiento y que la luz tenía naturaleza ondulatoria, contribuyendo también a enunciar la teoría cinética de los gases. Fue además un notable poeta y lingüista, publicando una de las primeras gramáticas de la lengua rusa.

Las ideas de Lomonosov sobre geología son modernas, y fueron enunciadas antes de Hutton, considerado uno de los padres de la geología. Lomonosov fue el primer autor que describió el origen metamórfico de algunas rocas, y estableció que el metamorfismo era causado por transformaciones debidas al calor y la presión. Su libro: “Sobre los estratos de la Tierra” publicado en 1763 puede ser considerado como el verdadero precursor de la geología moderna. Desafortunadamente dicho libro apenas ha sido conocido en occidente (debido en gran parte a razones políticas de la guerra fría) habiendo sido traducido del ruso en 2012 (Rowland y Korolev, 2012).

Lomonosov, basándose en irregularidades astronómicas del eje de la Tierra propuso que esta debería de tener al menos 100.000 años. De Maillet, Lomonosov y, veremos más adelante, Buffon fueron los primeros científicos que desafiaron las edades bíblicas.

## **La primeras estimaciones físicas: Leclerc conde de Buffon**

El primer científico que estudió la edad de la Tierra experimentalmente fue George-Louis Leclerc, conde de Buffon (1707-1778), otro ejemplo eximio de la ciencia durante la Ilustración. Buffon fue un naturalista, matemático, físico, e ingeniero francés que se propuso reunir en una enciclopedia llamada Historia Natural todo lo conocido en su época sobre la naturaleza y fue capaz de acabar 36 de los 50 volúmenes previstos antes de morir. Buffon, entre otras cosas, fue el precursor de la Teoría de la Evolución, y el primero que discutió científicamente muchos de los aspectos implicados.

Buffon creía que la Tierra y el resto de los planetas se habían formado como bolas incandescentes resultantes de la colisión de un cometa con el sol. Las observaciones de un físico coetáneo, Jean-Jacques Dortous de Mairan, le convencieron de que la Tierra se enfriaba progresivamente y conservaba, por tanto, calor residual de su formación. Por tanto, Buffon consideró que para calcular la edad de la Tierra sólo había que saber el tiempo requerido por una bola con las dimensiones terráqueas para enfriarse desde el rojo blanco hasta la temperatura actual, y atacó este problema de forma empírica.

Buffon poseía una fundición de hierro, Le Petit Fontenet en Montbard, a la que encargó 10 esferas de hierro con diferentes tamaños desde 0,5 hasta 5 pulgadas. Calentó dichas esferas hasta el rojo blanco y las dejó enfriar en una habitación cerrada observando el tiempo que requería cada esfera para poderse tocar con la mano desnuda. Posteriormente refinó los experimentos con esferas de composición pétreas y extrapoló los resultados a una esfera del tamaño de la Tierra. En 1778 publicó sus cálculos arrojaron una edad de 75.000 años, menos de lo que las observaciones geológicas sugerían, pero mucho más de lo proponía la doctrina de la Iglesia. Esto le creó conflictos con la Sorbona y tuvo que retractarse públicamente.

Curiosamente, Buffon no debía de estar contento con su estimación, porque en manuscritos publicados después de su muerte, llegó a proponer una edad de la Tierra de 3,0 Ga (Dalrymple, 1991).

## Lord Kelvin y el enfriamiento de la Tierra

William Thomson, primer barón de Kelvin (1824-1907), fue uno de los científicos más galardonados de todos los tiempos cuyas contribuciones a la física, especialmente a la termodinámica, forman una obra monumental. En 1852 Kelvin demostró que en toda transformación de energía una pequeña parte de la misma se transforma a calor y se pierde, y concluyó que no hay fuentes eternas de energía, de tal manera que incluso el Sol se agotará inexorablemente. Kelvin asumió que tanto el Sol como la Tierra se formaron en un estado más caliente que el actual, y se han ido enfriando progresivamente, calculando su edad a partir de los tiempos requeridos para el enfriamiento (ver Butchfield, 1990).

Kelvin, en 1863, estimó el calor específico de la materia solar y su temperatura media, y propuso que la fuente principal de la energía del Sol era la energía cinética liberada por la contracción gravitatoria de la materia solar y la llegada ocasional de meteoritos. A partir de este razonamiento propuso que la edad del Sol debía de oscilar entre diez y unos pocos centenares de millones de años.

El mismo año publicó otro trabajo sobre el enfriamiento de la Tierra (Kelvin, 1863) en el que argumentaba que la edad de la Tierra podría calcularse a partir de los gradientes térmicos de la corteza terrestre. Kelvin había comenzado estos estudios en 1848 partiendo de la idea de que el planeta se había consolidado a partir de una bola fundida con una temperatura inicial de 3870 °C. Kelvin construyó un modelo de enfriamiento muy sencillo basado en el principio de conservación de la energía para el que asumió (1) que las propiedades físicas de todas las capas del planeta son homogéneas. (2) que la Tierra es rígida y, por tanto, sólo disipa calor por conducción, no por convección. En estas condiciones, la distancia  $L$  a la que se puede difundir el calor en el tiempo  $t$  es:  $L = \sqrt{\pi K t}$ , donde  $K$  es la conductividad térmica. Por tanto, el gradiente térmico  $G$  entre la superficie y la profundidad a la que el material se encuentra aún a la  $T^a$  original es  $G = T_0 / \sqrt{\pi K t}$ . Conociendo la temperatura inicial del planeta ( $T_0$ ) y midiendo el gradiente geotérmico ( $G$ ) o alternativamente el flujo de calor ( $Q$ ), la edad de la Tierra ( $t$ ) se calcula sencillamente como  $t = (T_0/G)^2 / \pi k = (K T_0^2 / Q) / \pi K$ . Los resultados de estos cálculos dieron un valor medio de 96 Ma con una variación entre 24 Ma y 400 Ma al tener



en cuenta las incertidumbres en la determinación de la conductividad térmica de las rocas y en las medidas del gradiente geotérmico.

El modelo de Kelvin fue refinado por el geólogo Clarence King (1842-1901), fundador y primer director del US Geological Survey, y uno de los pioneros de la petrología experimental. King contrató a un físico, Carl Barus, para que estudiase los efectos de la presión y la temperatura sobre las rocas, en particular la influencia de la presión sobre el punto de fusión. A partir de estos datos, y asumiendo que en el interior de la Tierra no hay ninguna capa rocosa fundida, estimó que la temperatura inicial del planeta no debió sobrepasar los 2000 °C y que el tiempo requerido para enfriarse desde ese punto hasta la condición actual fue de 24 Ma (King, 1893).

Kelvin aceptó los datos sobre fusión de las rocas de Barus y King y revisó sus cálculos, estimando una edad probable ligeramente superior a 20 Ma, totalmente de acuerdo con la estimación de King.

Sin embargo, las estimaciones de King y de Kelvin no hacían felices ni a los geólogos de la época ni a Darwin y sus discípulos, especialmente Huxley, que necesitaban más tiempo para producir los cambios incrementales requeridos por la teoría darwiniana. Como consecuencia se abrió una amarga discusión en la que Kelvin a menudo abusó de su prestigio.

### **George H. Darwin y la influencia lunar en la rotación terrestre**

El enfriamiento paulatino no fue el único método usado por los físicos para calcular la edad de la Tierra. George H. Darwin, hijo de Charles, el padre de la teoría de la evolución, era astrónomo matemático y usó la dinámica de rotación-traslación del sistema Tierra-Luna para los mismos propósitos.

Darwin propuso que la Luna se había desgajado de una Tierra fundida en rápida rotación, debido a fuerza centrífuga generada. Estudió el problema de los tres cuerpos y dedicó particular atención al efecto de frenado de la rotación terrestre causado por los movimientos mareales que provoca el giro de la Luna alrededor de la Tierra (Darwin, 1880). Este efecto, descrito por Kant, había sido calculado por Kelvin quien estimó que la rotación terrestre se retrasaba 1 segundo por cada

50.000 años, de tal manera que la rotación hace 7,2 Ga debería haber sido el doble de rápida que actualmente. Como la rotación rápida habría causado el aplastamiento ecuatorial de la Tierra y la acumulación de las masas continentales en el Ecuador, Kelvin concluyó que la Tierra debería de haberse solidificado con una rotación similar a la actual, es decir hace menos de 1 Ga.

Darwin hizo un análisis mucho más sofisticado en el que consideró los efectos mareales no sólo sobre la Tierra, sino también sobre la Luna (Darwin, 1880). De su análisis matemático se deduce que a medida que la rotación del planeta se hace más lenta, frenada por el efecto mareal, también aumenta el período orbital del satélite y la distancia entre ambos se hace mayor. Darwin calculó que, para que la Luna recién expulsada de la Tierra no fuese destruida por las mareas o capturada de nuevo, debería de tener un período orbital ligeramente inferior al período de rotación terrestre. A partir de aquí la Luna se iría separando paulatinamente de la Tierra, y tanto la rotación terrestre como el período orbital lunar irían aumentando hasta los valores actuales, para lo cual hacen falta al menos 56 Ma, cifra que representaría, por tanto, una estimación mínima de la edad de la Tierra. El desarrollo de la geofísica en el siglo XX mostró que los fenómenos mareales y su interacción con la rotación terrestre y lunar son mucho más complejos que lo que pensaba Darwin y que, por tanto, no constituye un método válido para estimar la edad de la Tierra

### **Estimaciones geológicas: acumulación de sedimentos**

A finales del siglo XIX Kelvin, con su inmensa autoridad, había fijado la edad de la Tierra en unos 20 Ma. Los geólogos y paleontólogos, sin embargo, no se sentían conformes con ese valor porque su experiencia en el campo les decía que la Tierra era necesariamente más antigua.

Por esta razón muchos de ellos decidieron calcular la edad del planeta estimando el tiempo requerido para acumular los grandes depósitos de rocas sedimentarias encontrados en algunas regiones de la Tierra. En teoría el principio es muy simple: consiste en sumar el espesor de los sedimentos acumulados en las diversas eras geológicas, y dividirlo por la tasa estimada de sedimentación. En la práctica, sin

embargo, es una tarea formidable debido a la gran cantidad de medidas requeridas y a las incertidumbres asociadas.

Una de las estimaciones más sofisticadas fue hecha por Charles D. Walcott, un notable geólogo americano. En 1893 publicó un artículo detallando sus cálculos sobre las rocas sedimentarias Paleozoicas del “Mar Cordillerano”, y estimó que habían hecho falta 17,5 Ma para acumularlas (Walcott, 1893). Con este dato y las estimaciones de otros autores para el Mesozoico y Cenozoico, así como sus propias ideas de la duración del Precámbrico y del Arcaico, calculó que la edad de la Tierra era de 55 Ma (Walcott, 1893), superior por tanto a la última estimación de Kelvin pero del mismo orden que las primeras estimaciones del gran físico y de Darwin. Cálculos posteriores hechos por Geikie (1892) y Reade (1893) cifraron la edad de la Tierra entre 100 Ma y 600 Ma, un valor que fue ampliamente aceptada por la comunidad geológica hasta el desarrollo de los métodos radioactivos.

### **Estimaciones químicas: La salinidad de lagos y océanos**

El famoso astrónomo inglés Edmund Halley estudió el magnetismo terrestre entre 1698 y 1700, en varias expediciones al Atlántico Sur, estableciendo el concepto de declinación magnética y los mapas de isogonas. Como todo los científicos de la época tenía sus ideas sobre la Tierra, proponiendo que estaba formada por varias esferas concéntricas entre las cuales había atmósfera y luminosidad y, posiblemente, vida. Los escapes de atmósfera de las esferas inferiores producían las auroras boreales. La idea, totalmente descabellada a la luz de los conocimientos actuales, había surgido para explicar fluctuaciones del campo magnético que ahora sabemos se deben al componente no dipolar del mismo.

Halley también sugirió que la edad de la Tierra podía estimarse midiendo la salinidad de lagos y océanos puesto que estos, observó, son siempre más salados que los ríos. Halley asumió correctamente que las sales disueltas en lagos y océanos han sido llevadas allí por los ríos y concentradas debido a la evaporación. Resulta evidente, por tanto, que la salinidad de lagos y océanos ha debido incrementarse con el tiempo. Halley propuso que para calcular la edad de la Tierra, habría que

haber medido la salinidad en diferentes momentos históricos, y lamentó que los griegos y los romanos no lo hubiesen hecho.

En 1876 Thomas Mellard Reade reconsideró el proceso, al que denominó denudación química, y propuso un método práctico para calcular la edad de la Tierra a partir de la salinidad (Reade, 1879). Dicho método partía de la hipótesis de que los océanos primordiales no eran salinos, y consistía en calcular la cantidad de sales aportada anualmente al océano por los ríos, calcular la cantidad de sales contenidas en océanos y lagos y aplicar una simple división. La tarea suena fácil pero, además de determinar analíticamente la concentración de sales en aguas de muchas partes del mundo, requiere calcular el volumen anual de agua aportado por los ríos y el volumen de agua de los océanos, una tarea formidable especialmente en la época de Meade cuando no se conocía ni la profundidad de los océanos ni el relieve de los fondos marinos. Reade estimó que para conseguir las concentraciones actuales de  $\text{CaSO}_4$  y  $\text{MgSO}_4$  hacían falta 25 Ma y para conseguir las concentraciones de  $\text{NaCl}$  se requerían unos 200 Ma (Reade, 1879).

El método de Reade fue refinado por John Joly, un geólogo y mineralogista irlandés de pensamiento sumamente creativo quien, entre otras, cosas propuso usar el elemento radio para el tratamiento del cáncer. Joly (1899) consideró que los cálculos basados en la concentración de sales tenían mucha incertidumbre y que era más sencillo basarlas en la concentración de un elemento, por ejemplo, el sodio que ni se incorporaba fácilmente a los sedimentos ni se perdía apreciablemente por la evaporación.

Joly (1899) calculó una edad de 99.4 Ma, muy parecida a las estimadas por Kelvin. Años más tarde revisó los cálculos y propuso un valor entre 80 y 150 Ma. Este valor fue revisado a la baja por George F. Becker quien razonó que el flujo de sodio hacia el océano disminuye con el tiempo y estimó la edad de la Tierra entre 50 y 70 Ma.

El desarrollo posterior de la geoquímica ha mostrado que el método de la circulación salina para calcular la edad de la Tierra es inválido porque la concentración de elementos en las aguas oceánicas está en equilibrio secular y lo que estos autores estaban midiendo era, en realidad, el tiempo de residencia oceánica de los elementos considerados. La moderna geología planetaria, por otra

parte, indica que los océanos primordiales ya eran salinos invalidando así el postulado inicial del método.

### **Las críticas a Kelvin: Thomas Chrowder Chamberlin**

Una de las críticas más certeras y más severas que recibió el modelo de Kelvin vino de un geólogo, Thomas Chrowder Chamberlin, fundador del Departamento de Geología de la Universidad de Chicago. Este, cansado de que los argumentos de Kelvin estuviesen basados en el principio de autoridad, con el abuso de frases como: “no hay alternativa posible”, “verdad cierta”, “asunción totalmente segura”, etc... escribió:

*The fascinating impressiveness of rigorous mathematical analysis, with its atmosphere of precision and elegance, should not blind us to the defects of the premises that condition the whole process. There is perhaps no beguilement more insidious and dangerous than an elaborate and elegant mathematical process built on unfortified premises* (Chamberlin, 1899b).

Chamberlin fue un hombre con vasta experiencia en muchos campos de la geología, y fue el primero que propuso que las variaciones de concentración de CO<sub>2</sub> en la atmósfera pueden causar cambios climáticos (Chamberlin, 1899a).

En 1905, y durante varios años, colaboró con el astrofísico Forest Ray Moulton para desarrollar un modelo de formación del sistema solar que desafió la hipótesis nebular de Laplace (ver Moulton, 1916). Esta teoría, conocida como la hipótesis planetesimal de Chamberlin-Moulton fue parcialmente descartada en los años 40 porque resultaba incompatible con el momento angular de Júpiter, pero la parte que establecía que los planetas habían crecido por aglomeración de objetos más pequeños es totalmente aceptada hoy en día. Chamberlain notó que la física de la acreción meteorítica favorece un crecimiento lento, y que considerando este, los gradientes geotérmicos observados en la Tierra necesitan edades mucho más antiguas que las propuestas por Kelvin, del orden de miles de millones de años.

Chamberlin también sugirió que podía haber fuentes de calor todavía desconocidas y profetizó el papel del recientemente descubierto fenómeno de la radioactividad como fuente de energía planetaria y solar:

*What the internal constitution of the atoms may be is yet an open question. It is not improbable that they are complex organizations and the seats of enormous energies* (Chamberlin, 1899b).

### **El modelo de Kelvin y el descubrimiento de la radioactividad**

Kelvin no incluyó el calor generado por reacciones nucleares en sus cálculos, lo que frecuentemente ha servido como base para desacreditarlos. Ciertamente el calor generado por las reacciones de fusión en el Sol, síntesis de núcleos de He a partir de núcleos de H, invalidan totalmente las estimaciones de Kelvin sobre la edad solar. La influencia del calor radiactivo sobre la evolución térmica de la Tierra es, sin embargo, mucho menos importante.

En la Tierra hay cuatro isótopos radioactivos que producen calor de manera perceptible:  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{230}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$ . La abundancia de dichos isótopos y la cantidad de calor que generan son bien conocidas. Sin embargo, la inclusión de este factor en los cálculos de Kelvin no cambia esencialmente los resultados ya que los isótopos productores de calor se concentran en la zona superior de la corteza continental y su abundancia decrece exponencialmente hacia el interior del planeta.

### **El modelo de Kelvin y la convección del manto terrestre: John Perry**

La invalidación de las edades de Kelvin no vino dado por el descubrimiento del calor radiogénico terrestre, sino por el descubrimiento de los movimientos convectivos del interior del planeta propuestos por John Perry, un discípulo y amigo de Lord Kelvin (Perry, 1895a; Perry, 1895b).

Kelvin opinaba que el manto terrestre era rígido como el acero, ya que las ondas sísmicas lo atravesaban acelerándose progresivamente. Perry, sin embargo, consideró que un mismo cuerpo puede comportarse de manera rígida, si se somete a esfuerzos de corta duración, o de manera dúctil —similar a un fluido— si se somete a esfuerzos de larga duración, y lo probó experimentalmente de manera muy ingeniosa usando un experimento diseñado por Kelvin para demostrar las propiedades del éter. Kelvin puso agua en un cilindro de vidrio sobre la que

flotaban unos corchos; los cubrió con una capa de cera sobre la cual colocó unos perdigones de plomo. La configuración se mantuvo estable al principio, pero al cabo de seis meses tanto los corchos como los perdigones estaban dentro de la capa de cera, y al cabo de un año los corchos estaban encima de la cera y los perdigones totalmente hundidos. Parece que del grupo de Kelvin y sus discípulos solo Perry se dio cuenta que este era el comportamiento del manto terrestre a largo plazo, y razonó que, siendo así, el manto podía entrar en convección y disipar calor mucho más efectivamente que el modelo fijista de Kelvin.

A pesar de que Perry publicó sus hallazgos en *Nature* se le prestó poca o nula atención debido a la grandísima influencia de Kelvin. Desafortunadamente este olvido retrasó la aceptación de la deriva continental y, como consecuencia, de la tectónica de placas, dos de los pilares de la moderna geología (England et al., 2007).

### **El descubrimiento de la radioactividad y la geocronología**

El descubrimiento de la radiactividad natural, es decir que un isótopo de un elemento se transforma a un isótopo de otro elemento, y que la velocidad de la transformación es independiente del estado físico y de las propiedades químicas, estando regulada, además, por una fórmula muy sencilla, abrió de par en par las puertas a la geocronología radiométrica y le dio la puntilla a la hipótesis de una Tierra joven.

La posibilidad de usar la radiactividad natural como geocronómetro fue planteada por Ernest Rutherford ya en 1905. Frederick Soddy y William Ramsay habían demostrado que las emanaciones radioactivas del radio contenían helio, y por tanto el He se producía en última instancia a partir del uranio (Soddy, 1909). Rutherford determinó la producción de He por gramo de uranio puro, aproximándose así al concepto de constante de desintegración radiactiva. Con este método Rutherford calculó en 497 Ma y 500 Ma la edad de dos ejemplares de minerales ricos en uranio, una fergusonita y una uraninita, considerando estas edades como valores mínimos debido al posible escape de helio del sistema (Rutherford, 1906).

En la misma época Robert Strutt (1905, 1908), 4º barón de Rayleigh y descubridor de la capa de ozono, midió las concentraciones de U, Th, Ra y He en diversos minerales y calculó edades de hasta 2200 Ma.

Rutherford, consciente de que la desintegración de uranio produce He y Pb como elementos estables finales, propuso que las edades U/Pb deberían ser notablemente más precisas que las edades U/He, ya que el Pb es un elemento mucho menos móvil que el He. Bertrand Boltwood demostró esa posibilidad, calculó la constante de desintegración del U, y determinó edades entre 400 Ma y 2200 Ma en diversos minerales (Boltwood, 1905, 1907).

Arthur Holmes, al que quizá pueda considerarse el primer geocronólogo de pleno derecho, recalculó en 1911 la constante de desintegración del U y modificó ligeramente las edades de Boltwood dando un rango entre 340 Ma y 1640 Ma y concluyó que las edades U/Pb estaban de acuerdo con las observaciones geológicas cuando la evidencia era clara (Holmes, 1911).

La posibilidad de datar minerales llevó a Henry Russell, astrónomo estadounidense y coautor del famoso diagrama HR de evolución estelar, a proponer que la edad del planeta podía calcularse a partir de las abundancias relativas en la corteza terrestre de los elementos radiactivos y sus hijos radiogénicos. Basado en esta idea propuso que la edad de la Tierra debía de estar comprendida entre 2 Ga y 8 Ga (Russel, 1921). Holmes (1927) refinó los cálculos y propuso que la edad de la Tierra debía ser ligeramente superior a 3 Ga. Este valor, no muy diferente de la edad aceptada hoy en día, era perfectamente consistente con la edad de 3 Ga del Sistema Solar calculada por Harold Jeffreys a partir de las excentricidades de las órbitas planetarias (mencionado en Dalrymple, 1991).

Hay que notar que las edades U/Pb de esta época son previas al descubrimiento de los isótopos de U y Pb. Son por tanto “edades químicas” basadas en relaciones elementales. Aunque imprecisas, dichas edades causaron un impacto enorme en la comunidad geológica porque por primera vez los métodos físicos indicaban edades de la Tierra del orden de varios miles de millones de años y permitían calibrar la secuencia de fósiles. Así, en una fecha tan temprana como 1917, Barrell calibró con edades radiométricas la secuencia estratigráfica del Fanerozoico llegando a valores notablemente similares a los actuales (Barrell, 1917). La resistencia de los pocos



geólogos que no estaban conformes con la idea de una Tierra vieja (Becker, 1910; Clarke, 1924) se disipó pronto gracias, sobre todo, a los trabajos de Holmes en los años 40.

### **El descubrimiento de los isótopos**

Los estudios de Frederick Soddy y su asistente Ada Hitchins mostraron que elementos radioactivos con distinta masa atómica tenían las mismas propiedades químicas. Se trataba, por tanto, del mismo elemento químico y las dos sustancias con distinta masa debían ocupar el mismo lugar en la tabla periódica (Soddy & Hitchins, 1915). Por esta razón, y a sugerencia de su amiga Margaret Todd (una de las primeras mujeres británicas que se licenció en Medicina) Soddy llamó a estas sustancias isótopos. Posteriormente J. J. Thomson y F. Aston descubrieron que los elementos no radioactivos también podían tener varios isótopos (Aston, 1927).

En 1913, Soddy y, de manera independiente, Kasimierz Fajans descubrieron los desplazamientos de masas asociados con las emisiones alfa y beta (ley de Fajans-Soddy) lo que representó un paso fundamental para entender las relaciones entre padres radioactivos e hijos radiogénicos (Soddy, 1923).

El descubrimiento de los isótopos hizo evidente que las edades basadas en relaciones elementales eran aproximadas y que, para obtener edades precisas era necesario usar razones isotópicas, y esto requiere el uso de la espectrometría de masas, una técnica analítica cuya historia está inextricablemente mezclada con la de la investigación nuclear y el proyecto Manhattan para crear armas nucleares.

Puesto que el elemento radioactivo natural por excelencia era el uranio, y este se desintegraba a plomo, hubo un gran interés en determinar la composición isotópica de ambos elementos. Que el plomo tiene diversos isótopos naturales y que al menos dos de ellos eran radiogénicos se conocía ya en 1913. Clarke (1918) calculó el peso atómico del Pb separado de los minerales de uranio ( $^{206}\text{Pb}$  y una pequeña fracción de  $^{207}\text{Pb}$ ) y de torio ( $^{208}\text{Pb}$ ) comprobando que diferían en más de una unidad de masa atómica. En 1927 Aston empezó a trabajar en los isótopos de plomo y encontró que el plomo radiogénico estaba formado por tres isótopos abundantes de masas 206, 207 y 208 en proporciones que explicaban su peso

atómico; encontró también que en los minerales de uranio dominaban los isótopos 206 y 207, mientras que en los de torio dominaba el isótopo 208 (Aston, 1937). Basado en estos datos Rutherford (1929) propuso que el uranio debería de estar formado por dos isótopos radioactivos diferentes.

El descubrimiento de los isótopos de uranio fue varios años más tardío. Fue llevado a cabo por el físico canadiense-americano Arthur Jeffrey Dempster, quien de manera paralela a Aston comenzó a estudiar en Chicago los isótopos de los elementos naturales. En 1918 Dempster construyó un espectrómetro de masas con fuente de ionización térmica (TIMS) cuyo diseño es la base de los instrumentos modernos (Dempster, 1918). Este instrumento tenía una resolución de masas mucho más alta que los espectrómetros de Aston y sirvió para establecer la composición isotópica de muchos elementos pesados, más difícil de determinar que la de los isótopos ligeros. No se entiende como el comité del premio Nobel no propuso a Dempster para compartir con Aston el premio de Química de 1922.

Dempster (1935) descubrió que el uranio estaba formado por dos isótopos de masa 235 y 238 y determinó sus abundancias relativas. Este descubrimiento fue esencial para la geocronología y para el desarrollo de la energía nuclear, y le supuso a Dempster la incorporación al proyecto Manhattan, del que fue actor relevante.

A finales de los años 40 ya era bien conocido que los isótopos  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ , y  $^{230}\text{Th}$  se desintegraban mediante una serie de emisiones alfa y beta para dar como productos finales  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ , y  $^{208}\text{Pb}$  respectivamente. El isótopo  $^{204}\text{Pb}$ , mucho menos abundante, no es radiogénico y puede usarse como isótopo de referencia para calcular la fracción no radiogénica de los isótopos 206, 207, y 208. Por tanto, el sistema U-Th-Pb cuenta con cuatro relojes radiactivos:  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{230}\text{Th}$ , y  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Entre ellos el más capaz de dar edades precisas es el sistema  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ya que, al derivar de isótopos del mismo elemento, elimina incertidumbres asociadas a la determinación de las razones elementales Pb/U y Pb/Th.

## **Espectrometría de masas: la base instrumental para la geocronología**

La espectrometría de masas es la técnica fundamental para la investigación de la composición isotópica de la materia. Debido al proyecto Manhattan, primero, y a la industria nuclear, después, adquirió una gran madurez, lo que ha sido de gran utilidad para el desarrollo de las dos ramas más modernas y sofisticadas de la geología: la geocronología y la geología isotópica.

Las bases de la espectrometría de masas se deben a W. Wien quien en 1898 desarrolló el primer instrumento capaz de seleccionar iones según su razón masa/carga. Como hemos mencionado, Aston desarrolló el primer espectrógrafo de masas en 1919, y Dempster lo mejoró, pero fue el norteamericano Alfred Nier quien lo convirtió en un instrumento de precisión. En 1940 se discutía qué isótopo de uranio era el mayor responsable de la radioactividad mostrada por ese elemento. Niels Bohr, basado en su modelo nuclear de la gota líquida predijo que era el isótopo  $^{235}\text{U}$ , mucho menos abundante que el  $^{238}\text{U}$ . Para verificar esto, Enrico Fermi le pidió a Nier que aislase una pequeña cantidad de  $^{235}\text{U}$  usando el espectrómetro de masas que había fabricado en 1938. Así lo hizo y envió por correo el concentrado de  $^{235}\text{U}$  al equipo de J. Dunning, que confirmó la hipótesis de Bohr el mismo día que recibió el envío. Este descubrimiento hizo posible el Proyecto Manhattan para el que Ernest Lawrence desarrolló los calutrones, unos gigantes espectrómetros de masas para concentrar  $^{235}\text{U}$  (Yergey and Yergey, 1997).

Durante la vida activa del proyecto Manhattan, Nier desarrolló los espectrómetros de masas analíticos necesarios para controlar el grado de enriquecimiento del uranio. Después de la guerra dichos espectrómetros fueron aplicados a las ciencias de la Tierra produciendo un enorme impulso en el desarrollo de la geocronología. Los últimos espectrómetros desarrollados por Nier fueron instrumentos miniaturizados para las sondas espaciales Viking.

## **Las edades isotópicas**

Una vez conocida la composición isotópica de uranio y plomo, y habiéndose desarrollado los espectrómetros de masas con fuente de ionización térmica, los geólogos tenían las bases conceptuales y metodológicas para calcular la edad de la

Tierra. Nier y colaboradores habían medido precisamente la composición isotópica del plomo en diversos minerales y rocas, y sugirieron que las variaciones observadas resultaban de la mezcla de dos componentes, un plomo primordial presente en el planeta desde su origen, y un plomo radiogénico, generado por la desintegración progresiva de  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$  y  $^{230}\text{Th}$  (Nier, 1938, 1939; Nier et al., 1941).

Basados en estos datos, el ruso Gerling (1942), el inglés Holmes (1946), y el alemán Houtermans (1946) abordaron la tarea. Ninguno de los tres obtuvo buenos resultados porque partían de datos aún muy parciales e incompletos, pero el método de cálculo establecido, conocido como el modelo Holmes-Houtermans (la desaparición del nombre de Gerling fue otro efecto colateral de la guerra fría), es la base que permitió precisar la edad de la Tierra.

El modelo Holmes-Houtermans considera que el reservorio a partir del cual se originó el planeta era isotópica y químicamente homogéneo. La fraccionación química asociada al crecimiento y diferenciación planetaria produjo zonas y materiales con distintas razones elementales U/Pb. La desintegración del  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$  y  $^{230}\text{Th}$  ha ido cambiando progresivamente la composición isotópica del plomo dependiendo del tiempo transcurrido y de las razones iniciales U/Pb y Th/Pb del material considerado. Para eliminar incertidumbres asociados a la fraccionación elemental post-formación se usa el geocronómetro  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  formado por los dos isótopos de plomo que provienen de la desintegración del uranio. Dado que la constante de desintegración del  $^{235}\text{U}$  ( $9,8485\text{E}^{-10}$  años $^{-1}$ ) es más grande que la del  $^{238}\text{U}$  ( $1,55125\text{E}^{-10}$  años $^{-1}$ ), la razón  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de cualquier material que contiene uranio aumenta con el tiempo. Si se proyectase la razón  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  frente a  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de cualquier material a medida que pasa el tiempo (recordemos que el  $^{204}\text{Pb}$  no es radiogénico y se usa simplemente como isótopo de referencia para eliminar el efecto de la concentración elemental de plomo), se vería que ambas razones aumentan según una curva cóncava a partir del punto que representa la composición inicial. Esto es lo que los geocronólogos llamamos una curva de crecimiento. Materiales con distinto U/Pb producen distintas curvas, pero los puntos de la misma edad de cada curva de crecimiento forman una línea recta llamada isocrona que pasa por la composición inicial. Las isocronas son una de las herramientas básicas de la geocronología porque su pendiente es función del

tiempo transcurrido desde que comenzó a funcionar el geocronómetro, la edad del sistema en otras palabras, y los especímenes exentos de U tienen la misma composición isotópica que el sistema original.

Gerling (1942) consideró que las galenas de los yacimientos de plomo, que contienen poco o ningún uranio, podrían tener una composición isotópica similar a la de la corteza terrestre en el momento de su formación. Basado en esto, construyó una isocrona de dos puntos: el punto superior correspondía a la media de galenas de yacimientos de plomo con una edad promedio de 130 Ma, y el punto bajo correspondía a una galena de Groenlandia con razones  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  muy bajas. La pendiente de dicha isocrona arrojó un valor de 3,1 Ga. Repitiendo el procedimiento con otras galenas Gerling consideró que la edad de la Tierra no debía ser inferior a 4,0 Ga.

Holmes (1946) usó también los datos de Nier y colaboradores, pero con una aproximación diferente a la de Gerling, encaminado a encontrar la composición isotópica inicial del plomo terrestre. Su método básicamente consistió en calcular isocronas para cada posible par de 19 yacimientos de plomo y buscar el punto de intersección. A partir de aquí estimó que la edad más probable de la Tierra era 3,35 Ga.

El método de Houtermans (1946) era muy similar al de Holmes, y calculó una edad de 2.9 Ga para la corteza terrestre. En 1947 sugirió que la composición isotópica del plomo de los meteoritos féreos podría representar la composición inicial de la Tierra (Houtermans, 1957). Patterson et al. (1953a) analizaron los isótopos del plomo en la troilita del meteorito de Canyon Diablo que, como la concentración de uranio era muy baja ( $\text{U}/\text{Pb} = 0,0005$ ) estaba claro que no había podido cambiar mucho desde la formación del meteorito. Houtermans (1953) usó este dato con el método de Gelding sustituyendo la galena de Groenlandia por la troilita de Canyon Diablo, y encontró un valor de 4,5 Ga, casi idéntico al actual.

## **Las edades de los meteoritos**

El cálculo de Houtermans presentaba dos puntos débiles: (1) había asumido sin ninguna justificación que la composición isotópica del plomo en un meteorito era

idéntica a la composición isotópica del plomo inicial de la Tierra, (2) era una isocrona de dos puntos, por tanto, sujeta a mucho error de cálculo.

Patterson (1956) hizo un cambio metodológico radical —y muy afortunado— que solucionó los inconvenientes mencionados antes. En vez de estimar la edad de la Tierra directamente calculó primero la edad de los meteoritos. Esto es una buena idea porque la mayoría de los meteoritos no han sufrido procesos geológicos importantes después de su formación favoreciendo así que el sistema isotópico Pb-U haya permanecido cerrado. Las rocas terrestres, por el contrario, han experimentado multitud de procesos capaces de cambiar significativamente las razones U-Pb. Como veremos más adelante, estos cambios son la razón de que las estimaciones de Gelding, Holmes y Houtermans se quedasen cortas.

Patterson usó la composición isotópica del plomo de tres meteoritos líticos y de la troilita de dos meteoritos féreos, obteniendo una isocrona de cinco puntos cuya pendiente indicaba a una edad de la Tierra de 4,55 Ga. El ajuste de los cinco puntos a la isocrona era tan bueno que no había duda de que los cinco meteoritos se habían originado a partir de materiales con idéntica composición isotópica inicial del plomo.

El problema era ahora demostrar que la Tierra se había originado a partir de los mismos materiales, para lo cual la composición media del plomo terrestre debería proyectarse en la isocrona meteorítica. Para estimar dicha composición media Patterson y sus colaboradores (1953b) usaron el valor determinado en los sedimentos abisales del Pacífico, que son una mezcla de los aportes terrígenos de todas las áreas continentales de América y Asia, y encontraron que se proyectaba perfectamente en la isocrona meteorítica. Adicionalmente, usando los parámetros derivados de esta calculó el valor teórico de la razón actual  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  de la corteza terrestre, y encontró que coincidía exactamente con la determinada analíticamente. Dicha coincidencia indicaba sin el menor género de dudas que la Tierra y los meteoritos derivaron de materiales con la misma composición isotópica del plomo y Patterson propuso la edad de 4,55 Ga como el punto en que la Tierra alcanzó una masa similar a la actual.

## **Cronología de la formación de la Tierra**

La edad de 4,55 Ga de la isocrona  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  meteorítica ha sido confirmada con otros métodos isotópicos. No hay duda, por tanto, de que dicha edad representa el final de la homogeneización isotópica de la nébula solar y el comienzo de la individualización de los cuerpos planetarios. Posteriormente Amelin et al. (2002) estudiaron las inclusiones ricas en Ca-Al de los meteoritos condriticos que, al ser sumamente refractarias, representan los condensados de más alta temperatura y establecieron que la condensación de la nébula solar comenzó hace 4,567 Ga.

### ***La edad de la nucleosíntesis***

Una vez datado el inicio de la condensación de la nébula solar, cabe preguntarse por la fecha de la explosión de la supernova que la originó, puesto que la diferencia entre ambas fechas marca la evolución del proto-sistema solar. La respuesta se encontró al estudiar la composición isotópica del xenon en los meteoritos condriticos y compararla con la composición del xenon terrestre. Reynolds (1960) halló que muchos meteoritos contienen un exceso de  $^{129}\text{Xe}$  y propuso que dicho exceso era debido a la desintegración “in situ” de  $^{129}\text{I}$ , un isótopo radioactivo del iodo con un período de semidesintegración de tan solo 15,7 Ma. Jeffery and Reynolds (1961) confirmaron esta hipótesis experimentalmente al demostrar que, a diferencia de los otros isótopos del xenon, el  $^{129}\text{Xe}$  reside en aquellos minerales meteoríticos que contienen iodo. Como el  $^{129}\text{I}$  es marcadamente radioactivo y su abundancia se reduce por un factor de 1000 en unos 150 Ma, los meteoritos que incorporaron  $^{129}\text{I}$  en las cantidades requeridas por la justificar el exceso de  $^{129}\text{Xe}$  necesariamente se han tenido que formar en un período de 50-100 Ma después de que cesó la nucleosíntesis. Podemos, por tanto, fechar la explosión de la supernova en unos 4.60-4.65 Ga.

Desde la condensación de la nébula hasta que la Tierra adquirió una masa y una configuración similar a la actual, ya diferenciada en núcleo-manto-corteza y orbitada por la Luna, sucedieron muchos fenómenos de escala global que conformaron el planeta. Estos fenómenos forman parte de pleno derecho de la historia de la Tierra y se incluyen en eón Hadeano, el primero y menos conocido de los cuatro eones (Hadeano, Arcaico, Proterozoico, Fanerozoico) en que los geólogos dividen la historia del planeta.

## ***El eón Hadeano***

El eón Hadeano incluye la formación y estabilización del planeta tal como lo conocemos actualmente: orbitado por la Luna y ya diferenciado en núcleo metálico, manto silícico, y corteza silícica. El nombre de Hadeano viene de Hades, el dios griego de los infiernos. También se ha llamado Priscoano (del latín *priscus*: antiguo) pero ha sido Hadeano el término que ha hecho fortuna, probablemente por las condiciones infernales que se suponía existían en la superficie terrestre en dicho eón: atmósfera irrespirable y extremadamente caliente, continuos bombardeos meteoríticos, numerosos volcanes y océanos de lava, etc...

Desafortunadamente no existe registro rocoso de la mayor parte de este tiempo puesto que las rocas más antiguas que se conocen —los neises de Acasta en Canadá— tienen edades en torno a 4,0 Ga (Bowring and Williams, 1999). Esto dificulta sobremanera el estudio del eón Hadeano que solo puede abordarse multidisciplinariamente combinando métodos isotópicos, estudios planetarios, y simulaciones físicas.

Las dificultades son tales que ni siquiera hay acuerdo en la duración del eón. Para algunos autores el Hadeano acaba cuando comienza el registro rocoso. Para otros acaba cuando comienza la actividad biológica. Un tercer grupo ponen el límite al final del Bombardeo Pesado Tardío meteorítico (LHB: Late Heavy Bombardment), bien representado en la Luna, que ocurrió hace 3.8 Ga aproximadamente. Los dos primeros límites llevan a definiciones “in absentia”; por tanto, están sujetas a modificación si se descubriesen rocas aún más antiguas que los neises de Acasta, o apareciesen evidencias de vida aún más precoz. La tercera definición es “in presentia” y, aún sujeta a imprecisiones, resulta más rigurosa. Es, por tanto, la que adoptaremos aquí.

## ***La formación de la Luna***

El suceso más importante del eón Hadeano fue, sin lugar a dudas, la formación de la Luna que, en muchos aspectos, representa una singularidad dentro del Sistema Solar. Es el quinto satélite de mayor masa, ligeramente inferior a Ganimedes, Calisto y Titán, y prácticamente igual a Io, a pesar de que la masa de la Tierra es 318 veces inferior a la de Júpiter y 95 veces a la de Saturno. Es por tanto el satélite más masivo en relación a su planeta y tiene una influencia decisiva sobre el mismo.



Geológicamente la Luna puede considerarse un planeta rocoso como Mercurio, Venus, Tierra o Marte pero con una notable diferencia. El núcleo metálico de la Luna es anormalmente pequeño. Dado que el tamaño relativo del núcleo de los planetas terrestres varía regularmente con la distancia al Sol —desde Mercurio, que tiene el núcleo proporcionalmente más grande, a Marte, que tiene el núcleo proporcionalmente más pequeño— la Luna debería tener un núcleo con un tamaño relativo similar al de la Tierra, pero no es así. Este hecho nos da claves para entender cómo se formó.

Las composición isotópica del oxígeno de las rocas lunares traídas por las misiones Apollo se proyectan exactamente dentro de la línea de fraccionación terrestre ( $\delta^{17}\text{O}$  vs  $\delta^{18}\text{O}$  con una pendiente de 0.5), lo que indica que ambos cuerpos se formaron a partir del mismo reservorio de isótopos de oxígeno (Wiechert et al., 2001), es decir, dentro de la misma órbita que la Tierra. Si la Luna se hubiese agregado de manera independiente de la Tierra para luego ser capturada por esta, su núcleo ocuparía una fracción del total similar a la que ocupa el núcleo terrestre. Para explicar el pequeño tamaño relativo del núcleo lunar, Hartmann y Davis (1975) propusieron que la Luna se formó por consolidación del material catapultado al espacio por la colisión de la proto-Tierra con otro planeta. Esta hipótesis ha sido refinada por muchos autores de tal manera que el paradigma actual es el impacto de un planeta (el proyectil) de tamaño similar a Marte con la proto-Tierra (el blanco) con una masa en torno al 90% de la actual y la mayor parte de su hierro migrado hacia el núcleo. El planeta proyectil se suele llamar Theia (la madre mitológica de Selene), y se considera que creció en un punto lagrangiano estable de la órbita terrestre situado a unos 150 millones de kms de la Tierra. Cuando la masa de Theia alcanzó un valor tal que su posición en el lagrangiano se volvió inestable, fue capturada por el campo gravitatorio de la Tierra y acelerado hacia esta. La colisión resultante lanzó al espacio una gran cantidad de materia con velocidad tal que escapó de la gravedad terrestre para agregarse posteriormente formando la Luna.

La geocronología sobre las rocas lunares ha revelado que la corteza lunar contiene rocas con edades en torno a 4,4-4,5 Ga (Dalrymple, 1991), que solo son ligeramente inferiores a la edad de la Tierra. Esto indica que el impacto Tierra-Theia debió ocurrir en los primeros 20-30 Ma después de la condensación nebular.

La geocronología lunar también demuestra que la Luna sufrió un intenso bombardeo meteorítico después de su formación, y que dicho bombardeo no disminuyó de forma regular, sino que hubo un máximo hace 3.8 Ga - 4.0 Ga que culminó con los impactos gigantes que formaron los mares lunares. Este máximo es lo que se conoce como Late Heavy Bombardment, y tuvo que ser mucho más intenso en la Tierra que en la Luna debido al mayor campo gravitatorio de la primera.

### ***Los circones Hadeanos de Jack Hill***

Los únicos materiales conocidos más antiguos que 4,0 Ga son algunos granos del mineral circón ( $ZrSiO_4$ ) con edades entre 4,2 Ga y 4,4 Ga (Wilde et al., 2001) que aparecen como fragmentos detríticos en los metasedimentos de Jack Hills, Australia Occidental, cuya edad deposicional es 3,1 Ga o más joven (Compston and Pidgeon, 1986). La composición isotópica del oxígeno y las temperaturas de cristalización de los circones Hadeanos de Jack Hills indican que han cristalizado a partir de un magma granítico (Harrison, 2009). Hay un aforismo entre los geólogos planetarios que dice: *No water, no granites — no oceans, no continents* (Campbell and Taylor, 1983). Por tanto, los circones de Jack Hill indican que hace 4,4 Ga la Tierra ya tenía hidrosfera y una corteza félsica sometida a meteorización bajo condiciones de alta actividad de agua. También se han encontrado en dichos circones inclusiones de material carbonoso con una signatura isotópica que indica que es de origen biológico, lo que podría significar que la vida apareció un par de centenares de millones de años después de la formación del planeta

### ***Breve historia del Hadeano***

Juntando todas las evidencias, es posible reconstruir la historia temprana de la Tierra de la siguiente manera (ver Zahnle et al., 2007):

- Hace 4.567 Ga comenzó la condensación de la nébula solar, que formó un disco orbital de polvo y gas alrededor del proto-Sol. Este tardó unos 50 Ma en alcanzar la secuencia principal durante los cuales experimentó grandes variaciones de luminosidad que tuvieron una influencia decisiva en la evolución de la atmósfera terrestre.

- El polvo del disco orbital se aglomeró para formar cantos de tamaño progresivamente mayor hasta formar embriones planetarios de ~1 km de diámetro que crecen rápidamente hasta 1000 km de diámetro.
- Los embriones planetarios se forman en un estado caliente debido a dos factores: calor radiogénico generado por isótopos de vida corta ya extintos, especialmente  $^{26}\text{Al}$  y  $^{60}\text{Fe}$ , y calor desprendido durante el colapso gravitacional. Como consecuencia el metal se funde y migra hacia el núcleo.
- Algunos de los embriones planetarios colisionan, se funden, y forman así cuerpos más grandes de tamaños similares a los planetas terrestres. Estas colisiones son tremendamente catastróficas, y liberan una cantidad de energía tal que funden y vaporizan la mayor parte de los mantos de los dos cuerpos. El núcleo del proyectil, sin embargo, penetra al blanco y se funde con el núcleo de este. Así ocurrió en el impacto Tierra-Theia, lo que explica la escasez de metal en la Luna. Este impacto ocurrió entre 30 Ma y 50 Ma después del comienzo de la condensación y fundió la mayor parte del manto vaporizando aproximadamente el 20% del mismo (Canup, 2004); las temperaturas en la superficie terrestre alcanzaron hasta 8000 K.
- No se sabe si la atmósfera terrestre en el momento del impacto era primaria, es decir formada mayoritariamente por hidrógeno, o secundaria, formada ya por diferentes mezclas de agua y óxidos o hidruros de N y C. En el primer caso, el impacto de Theia tiene que haber causado la pérdida total de la atmósfera en el espacio. En el segundo caso, la mayor parte debió quedar retenida por el campo gravitatorio terrestre.
- Después del impacto, la tierra era un océano de magma con una atmósfera formada por roca vaporizada, con nubes de silicatos a 2500 K. Ciertamente debería de parecer el infierno. Muy pronto se condensaron nubes de agua en la parte superior de la atmósfera. Mezclado con el vapor de silicatos, había restos de volátiles inicialmente presentes en la atmósfera junto con volátiles degasificados del manto. La atmósfera silicatada no duró mucho. En aproximadamente 1000 años los silicatos se condensaron y “llovieron” dejando una atmósfera formada por los volátiles. Lo que quedó entonces fue

una atmósfera muy caliente sobre un océano profundo de magma cuya composición varía con la temperatura, fugacidad de oxígeno y solubilidad en el magma de los diferentes componentes volátiles. A 2000 K la atmósfera debe haber estado compuesta por CO, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, and H<sub>2</sub>, en ese orden, pero el manto, a medida que enfriaba, desprendió gran cantidad de agua de tal manera que a 1500 K la composición de la atmósfera era H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, CO, and H<sub>2</sub>, en ese orden. También contenía pequeñas cantidades de elementos volátiles como S, Na, Zn, Cl, y K, que no condensaron totalmente hasta que el manto se volvió totalmente sólido, lo que requirió unos 20 Ma.

- A partir de ese punto, comenzó a llover agua y se formaron los primitivos océanos, ya salinos debido al Cl y Na presentes en la atmósfera. La formación de los océanos dejó una atmósfera rica en CO<sub>2</sub> que provocó un tremendo efecto invernadero. La cantidad de CO<sub>2</sub> no fue suficiente para llegar al límite RGE (Runaway Greenhouse Effect) tal como sucedió en Venus, pero bastó para mantener temperaturas superficiales del orden de 500 K. Estas condiciones permanecieron hasta que la mayor parte del CO<sub>2</sub> fue secuestrado por la corteza oceánica y subducido en el manto (Sleep, 2010). No está claro cuánto duró esta fase de efecto invernadero. Zahnle et al. (2007) estiman un mínimo de 10 Ma y un máximo de 100 Ma.
- La fase invernadero dio paso a una época fría, debido a que la luminosidad del Sol era de un 71% aproximadamente de la actual. En esta época, hace 4.4 Ga, ya existían océanos y una corteza félsica como evidencian los circones de Jack Hills. También fue la época en que pudo haber surgido la vida, fundamentalmente como organismos termófilos asociados a campos hidrotermales (Gaucher et al., 2010).
- Desde la formación de los océanos hasta hace 4.0 Ga la Tierra pare haber sido un lugar relativamente tranquilo, perturbada ocasionalmente por algún impacto meteorítico. Pero hace 4.0 Ga, probablemente debido a cambios en las órbitas de Júpiter y Saturno, se produjeron perturbaciones gravitatorias de los asteroides que orbitaban el Sol, y muchos de ellos fueron captados por los campos gravitatorios de los planetas interiores que se vieron así sometidos a

un intenso bombardeo, el LHB mencionado anteriormente. La corteza lunar registra claras evidencias de este bombardeo tardío, responsable de los “mares” lunares de la cara visible.

- La intensidad del bombardeo sobre la Tierra tuvo que ser mayor que sobre la Luna debido a la diferencia entre los respectivos campos gravitatorios. Se calcula que la Tierra sufrió unos 14 impactos de cuerpos con diámetros superiores a 200 km.
- Los impactos de cuerpos con ese tamaño supusieron una terrible catástrofe ambiental. Debieron de destrozar la mayor parte de la corteza continental, y causar la ebullición de los océanos produciendo temperaturas superficiales altísimas, lo que prácticamente esterilizó la Tierra de toda la vida que se hubiese podido formar antes, excepto de regiones del interior de la corteza situadas a profundidades en torno a 1 km, dependiendo del gradiente geotérmico (Sleep, 2010). Una vez que el agua evaporada de los océanos se condensó, la superficie del planeta volvió a condiciones habitables en unos pocos miles de años.
- Los impactos meteoríticos durante el LHB contribuyeron a crear la atmósfera secundaria. Los meteoritos férricos liberaron vapor de hierro a la atmósfera y hierro metálico a los océanos donde reaccionó para formar óxido ferroso e hidrógeno. Este reaccionó con el  $\text{CO}_2$  y el  $\text{N}_2$  atmosféricos para formar metano y amoníaco. Los impactos grandes exhumaron fragmentos del manto. Esto se alteraron a serpentinitas que pueden actuar como medio para sintetizar ribosa (Benner et al., 2010). Por último, las eyecciones de los impactos, altamente pulverizadas y de composición máfica o ultramáfica, son unas trampas muy eficaces para el  $\text{CO}_2$ . La disminución de  $\text{CO}_2$  en la atmósfera supuso la disminución de la temperatura de la misma hasta el punto que los océanos pudieron congelarse parcial o totalmente.
- El eón Hadeano finaliza con el LHB. En ese momento la Tierra ya es similar a como la conocemos y evoluciona debido fundamentalmente a su propia dinámica. Será un planeta geológicamente activo mientras disipe calor por

convección, siendo el modo de esta lo que ha determinado los estilos tectónicos, magmáticos y metamórficos de los eones posteriores.

### **Consideraciones finales**

El desarrollo de la geocronología y el estudio de las edades tempranas de la Tierra ilustran cómo la sinergia entre matemáticas, física y química, por un lado, y las ciencias de la Tierra, por el otro, ha llevado a avances espectaculares. Todos los científicos que han contribuido a estos avances eran de amplio espectro, no super-especialistas restringidos a una parcela minúscula de la ciencia.

Desafortunadamente, en el futuro será cada vez más raro encontrar científicos de estas características ya que las tendencias de los planes de estudio y la formación de los jóvenes investigadores van en sentido contrario. En los planes de estudio de geología (y no creo que sea el único caso) proliferan materias de especialidad propia —a veces banales o reiterativas— a costa de la formación en ciencias básicas, matemáticas, física y química. Los investigadores jóvenes tienen una presión por publicar tan tremenda —de ello depende su futuro— que difícilmente tienen tiempo para formarse en los métodos teóricos y experimentales imprescindibles para poder hacer aportaciones sustanciales en su campo. Es revelador que cada vez se use más la expresión “publica bien” para referirse a la calidad de un joven investigador, sin otro tipo de consideraciones. Sin embargo, la mayoría de los post-doc de mi entorno que han sido aceptados en importantes instituciones extranjeras lo han sido más por sus capacidades técnicas —llevar una microsonda electrónica o un equipo LA-ICPMS, montar un laboratorio de separación mineral, realizar modelizaciones numéricas, etc...— que por su registro de publicaciones.

En mi opinión, la super-especialización a expensas de las ciencias básicas, así como la falta de experiencia en el trabajo analítico y experimental, están llevando a un empobrecimiento de la formación y de la capacidad científica de las nuevas generaciones que puede tener consecuencias nefastas para el futuro de la ciencia en España. La colaboración estrecha entre físicos, químicos, y geólogos en otras Universidades ha llevado a la creación de nuevos materiales e instrumentación.

Sirva, como ejemplo el desarrollo de las microsondas iónicas SHRIMP en la Australian National University que ha contribuido de manera fundamental al avance de las ciencias geológicas y planetarias, y ha creado una empresa tecnológica.

Creo que las Academias de Ciencias, en general, y esta de Granada, en particular, puede tener un papel decisivo en fomentar la formación y colaboración multidisciplinar entre las nuevas generaciones, lo que sólo traerá beneficios científicos, económicos y sociales. Mi propósito y mi ilusión como nuevo miembro de la Academia es contribuir en lo que pueda a este empeño.

### **Agradecimientos**

Le agradezco al Profesor Dr. D. Francisco González Lodeiro actuar como padrino en mi recepción como miembro de esta Academia. El Profesor Lodeiro, desde sus puestos de Vicerrector y Rector, después, ha sido clave en la creación de los laboratorios de geocronología de la UGR. Le agradezco también al Profesor Dr. Juan Antonio Vera Torres su apoyo desde que me incorporé a esta Universidad. Por último, quiero manifestar mi gratitud a la Prof. Dra. Pilar G. Montero, quien ha compartido conmigo el desarrollo de la geocronología en la UGR y sin cuya inteligencia, generosidad y dedicación no existirían los laboratorios TIMS e IBERSIMS del Centro de Instrumentación Científica de la UGR.

### **Referencias**

- Amelin, Y., Krot, A. N., Hutcheon, I. D., Ulyanov, A. A. 2002. Lead isotopic ages of chondrules and calcium-aluminum-rich inclusions. *Science*, 297(5587), 1678-1683.
- Aston, F. A. 1927. New mass spectrograph and the whole number rule. *Proceedings of the Royal Society of London*, 115, section A, 487-513.
- Aston, F. W. 1937. The isotopic composition and atomic weight of lead from different sources. *Proceedings of the Royal Society of London*, 140, series A, 535-543.

- Barrell, J. 1917. Rhythms and the measurement of the geological time. *Bulletin of the Geological Society of America*, 28, 745-904.
- Becker, G. F. 1910. The age of the Earth. *Smithsonian Miscellaneous Collections*, 56(6), 1-28.
- Benner, S. A., Kim, H. J., Kim, M. J., Ricardo, A. 2010. Planetary organic chemistry and the origins of biomolecules. *Cold Spring Harbor perspectives in biology*, 2(7), a003467.
- Boltwood, B. B. 1905. On the ultimate disintegration products of the radioactive elements. *American Journal of Science*, 20, 253-267.
- Boltwood, B. B. 1907. On the ultimate disintegration products of the radioactive elements. Part II. The disintegration products of uranium. *American Journal of Science*, 23, 77-88.
- Bowring, S. A., Williams, I. S. 1999. Priscoan (4.00–4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(1), 3-16.
- Butchfield, J. D. (1990). *Lord Kelvin and the Age of the earth*. University of Chicago Press. pp.
- Campbell, I. H., Taylor, S. R. 1983. No water, no granites-no oceans, no continents. *Geophysical Research Letters*, 10, 1061-1064.
- Canup, R. M. 2004. Simulations of a late lunar-forming impact. *Icarus*, 168(2), 433-456.
- Chamberlin, T. C. 1899a. An Attempt to Frame a Working Hypothesis of the Causes of Glacial periods on an Atmospheric basis. *Journal of Geology*, 7, 545-584.
- Chamberlin, T. C. 1899b. On Lord Kelvin's address on the age of the Earth as an abode fitted for life. *Annual Report of the Smithsonian Institution*, 223-246.
- Clarke, F. W. 1918. Notes on Isotopic Lead. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 4(6), 181-188.
- Clarke, F. W. 1924. Data of geochemistry. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 770, 1-841.



- Compston, W., Pidgeon, R. T. 1986. Jack Hills, evidence of more very old detrital zircons in Western Australia. *Nature*, 321, 766-769.
- Dalrymple, G. B. (1991). *The Age of the Earth*. Stanford University Press. pp. 474.
- Darwin, G. H. 1880. On the secular changes in the elements of the orbit of a satellite revolving about a tidally distorted planet. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 171, 713-891.
- de Maillet, B. (1748). *Telliamed ou entretiens d'un philosophe indien avec un missionnaire françois, sur la diminution de la Mer, la formation de la Terre, l'origine de l'Homme, etc.* Mis en ordre sur les Mémoires de feu M. de Maillet par J. Antoine Guers. 2 vols, Amsterdam L'Honoré et Fils. pp.
- Dempster, A. J. 1918. A new Methods of Positive Ray Analysis. *Physical Reviews*, 11(316), 316-325.
- Dempster, A. J. 1935. Isotopic Constitution of Uranium. *Nature*, 136, 180-180.
- England, P., Molnar, P., Richter, F. 2007. John Perry's neglected critique of Kelvin's age for the Earth: A missed opportunity in geodynamics. *Gsa Today*, 17(1), 4.
- Gaucher, E. A., Kratzer, J. T., Randall, R. N. 2010. Deep phylogeny - how a tree can help characterize early life on earth. *Cons Spring Harb Perspect Biol*, 2: a002238.
- Geikie, A. 1892. Address of the President. Report of the 62nd Meeting of the British Association for the Advancement of the Science, Edinburgh, 3-26.
- Gerling, E. K. 1942. The age of the Earth according to radioactivity data (in Russian). *Doklady Nauk SSSR*, 34, 259-261.
- Harrison, T. M. 2009. The Hadean Crust: Evidence from >4 Ga Zircons. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 37(1), 479-505.
- Hartmann, W. K., Davis, D. R. 1975. Satellite-sized planetesimals. *Icarus*, 25, 504-515.
- Holmes, A. 1911. The association of lead with uranium in rocks-minerals and its applications to the measurement of geological time. *Proceedings of the Royal Society of London*, 85, series A, 248-256.

- Holmes, A. 1927. *The Age of the Earth: An Introduction to Geological Ideas*. London: Benn's Sixpenny Library, N° 102.
- Holmes, A. 1946. An estimate of the age of the earth. *Nature*, 157, 680-684.
- Houtermans, F. G. 1946. Die Isotopenhäufigkeiten im Naturalische Blei und das Alter des Uran. *Naturwissenschaften*, 33, 185-186.
- Houtermans, F. G. 1947. Das Alter des Uran. *Zeitschrift für Naturforschung*, 2a, 322-328.
- Houtermans, F. G. 1953. Determination of the age of the earth from the isotopic composition of meteoritic lead. *Nuovo Cimento*, 10(12), 1623-1633.
- Jeffery, P. M., Reynolds, J. H. 1961. Origin of Excess  $^{129}\text{Xe}$  in Stone Meteorites, *J. Journal of Geophysical Research*, 66, 3582-3583.
- Joly, J. 1899. An estimate of the geological age of the Earth. *Annual Report of the Smithsonian Institution for 1899*, 247-288.
- Kelvin, W. T. 1863. On the secular cooling of the Earth. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 23, 157-160.
- King, C. 1893. The age of the Earth. *American Journal of Science*, 45, 1-20.
- Moulton, F. R. (1916). *An Introduction to Astronomy*. New York: The McMillan Company. pp.
- Nier, A. O. 1938. Variations in the relative abundances of the isotopes of common lead from various sources. *Journal of the American Chemical Society*, 60, 1571-1576.
- Nier, A. O. 1939. The isotopic constitution of radiogenic leads and the measurement of geological time. II. *Physical Review*, 55, 153-163.
- Nier, A. O., W., T. R., Murphey, B. F. 1941. The isotopic constitution of lead and the measurement of geological time. III. *Physical Review*, 60, 1571-1576.
- Oldmeadow, H. *Light from the East: Eastern Wisdom for the Modern West (Perennial Philosophy Series)*. World Wisdom Books Inc. pp.
- Patterson, C. C. 1956. Age of meteorites and the earth. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 10, 230-237.

- Patterson, C. C., Brown, H., Tilton, G. R., Inghram, M. G. 1953a. Concentration of uranium and lead and the isotopic composition of lead in meteoritic material. *Physical Review*, 92, 1234-1235.
- Patterson, C. C., Goldberg, E. D., Inghram. 1953b. Isotopic composition of Quaternary leads from the Pacific Ocean. *Geological Society of America Bulletin*, 64, 1387-1388.
- Perry, J. 1895a. On the age of the Earth. *Nature*, 51, 224-227.
- Perry, J. 1895b. The age of the Earth. *Nature*, 51, 582-585.
- Reade, T. M. (1879). *Chemical Denudation in Relation with Geological Time*. London: David Bogue. pp.
- Reade, T. M. 1893. Measurement of geological time. *The Geological Magazine*, 30, 97-100.
- Reynolds, J. H. 1960. Isotopic composition of xenon from enstatite chondrites. *Zeitschrift für Naturforschung*, 15a, 1112-1114.
- Rowland, S.M. & Korolev, S. (2012): *On the Strata of the Earth - A Translation of О СЛОЯХЪ ЗЕМНЫХЪ*; by Mikhail Vasil'evich Lomonosov. *Geological Society of America Special Paper* 485: 41
- Russel, H. N. 1921. A superior limit to the age of Earth's crust. *Proceedings of the Royal Society of London*, 99, series A, 84-86.
- Rutherford, E. 1906. *Radioactive Transformations*. New York: Charles Scribner's Sons.
- Rutherford, E. 1929. Origin of actinium and age of the earth. *Nature*, 123, 313-314.
- Sagan, C. (1985). *Cosmos*. Ballantine Books. pp.
- Sleep, N. H. 2010. The Hadean-Archaean environment. *Cold Spring Harb Perspect Biol*, 2(6), a002527.
- Soddy, F. 1909. *The interpretation of Radium*. New York: G. P. Putnam's Sons.
- Soddy, F. 1923. The Origins of the Conception of Isotopes. *Nature*, 112(2806), 208-213.

- Soddy, F., Hitchens, A. F. R. 1915. XVII. The relation between uranium and radium.—Part VI. The life-period of ionium. *Philosophical Magazine Series* 6, 30(176), 209-219.
- Strutt, R. J. 1905. On the radioactive minerals. *Proceedings of the Royal Society of London*, 76, series A, 88-101.
- Strutt, R. J. 1908. On the accumulation of the helium in geological time. *Proceedings of the Royal Society of London*, 81, series A, 272-277.
- Ussher, J. (1650). *Annals of the World: James Ussher's Classic Survey of World History* ISBN 0-89051-360-0 (Modern English republication, ed. Larry and Marion Pierce, Green Forest, AR: Master Books, 2003). pp.
- Walcott, D. C. 1893. Geological time, as indicated by the sedimentary rocks of North America. *Journal of Geology*, 1, 639-676.
- Wiechert, U., Halliday, A. N., Lee, D. C., Snyder, G. A., Taylor, L. A., Rumble, D. 2001. Oxygen Isotopes and the Moon-Forming Giant Impact. *Science*, 294(5541), 345-348.
- Wilde, S. A., Valley, J. W., Peck, W. H., Graham, C. M. 2001. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature*, 409(6817), 175-178.
- Yergey, A. L., Yergey, A. K. 1997. Preparative scale mass spectrometry: A brief history of the calutron. *Journal of the American Society for Mass Spectrometry*, 8(9), 943-953.
- Zahnle, K., Arndt, N., Cockell, C., Halliday, A., Nisbet, E., Selsis, F., Sleep, N. H. 2007. Emergence of a Habitable Planet. *Space Science Reviews*, 129(1-3), 35-78.





**Contestación al discurso de Ingreso en la Academia de Ciencias  
Matemáticas, Físico-Químicas y Naturales de Granada del  
Ilmo. Sr. D. Fernando Bea Barredo**

**Excmo. Sr D. Francisco González Lodeiro**

**Excelentísimo Sr. Presidente**

**Excelentísimos e Ilustrísimos Señores Académicos**

**Señoras y Señores**

Quiero en primer lugar agradecer al Excelentísimo Señor Presidente de la Academia el haberme encargado la contestación al Discurso de ingreso del nuevo académico Doctor Fernando Bea Barredo en la Sección de Ciencias Naturales.

Es para mí una satisfacción hacer la contestación a un compañero de claustro al que conozco desde 1974 y con el que he venido colaborando desde entonces a pesar de que durante una decena de años nos separaran más de 600 kilómetros.

Conocí al profesor Bea en Salamanca a finales de 1973. Él procedía de la Universidad de Oviedo donde había obtenido el título de licenciado en Ciencias Geológicas en 1972 y yo de la de Montpellier en donde había realizado una larga

estancia en el laboratorio del profesor Mattauer una vez terminados mis estudios de licenciatura en la Universidad de Madrid.

Las enseñanzas de la licenciatura de Ciencias Geológicas se habían iniciado en Salamanca en el curso 1968-1969. En aquella Universidad existía una Cátedra de Cristalografía y Mineralogía escasamente dotada dado que solo se impartían asignaturas de Geología en el curso selectivo de ciencias y en las licenciaturas de Ciencias Químicas y Biológicas. Para la impartición de las asignaturas de la nueva licenciatura de Geología se tuvieron que dotar cátedras, agregaciones, adjuntías y plazas de profesores ayudantes. Las plazas de docentes funcionarios fueron ocupadas, fundamentalmente, por profesores agregados procedentes de diversas universidades españolas: Barcelona, Granada, y Oviedo. Una de las primeras cátedras que se dotó fue la de Petrología que ocupó, por concurso de traslado, el Catedrático de la Universidad de Oviedo Don Luis Carlos García de Figuerola. Junto con el profesor García de Figuerola se trasladó la mayor parte de su equipo en él que estaba como doctorando Fernando Bea. Su Tesis de Doctorado trató sobre la geoquímica de los granitos del Sistema Central situados al oeste del meridiano de Ávila. Fue la primera tesis en España que se utilizaron los análisis geoquímicos como método fundamental para el estudio petrogenético de las rocas graníticas. Si las investigaciones en Geología no tienen en España una larga tradición, no más allá de doscientos años, los estudios geoquímicos no alcanzan más de ochenta años. Las rocas ígneas y metamórficas se estudiaban a partir de las observaciones de campo y mediante el análisis de láminas delgadas con el microscopio petrográfico técnica que introdujo en España, en el último tercio del siglo XIX, el gaditano José Mcpherson. Los estudios de las rocas mediante análisis químicos son, sin embargo, mucho más recientes. El primer laboratorio de Geoquímica, por cierto de corta vida, se creó en 1933 en la Universidad de Santiago de Compostela por Isidro Parga Pondal. No es hasta 1947 cuando en el Instituto Lucas Mallada, del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, se creó por encargo del Catedrático Don Maximino San Miguel de la Cámara, bajo la dirección del Doctor José María Fuster



Casas, el Laboratorio de Petroquímica. Entre los investigadores adscritos al Laboratorio, todos ellos discípulos del profesor San Miguel de la Cámara, estaba su maestro el Doctor Don Luis Carlos García de Figuerola. La mayor parte de los análisis geoquímicos que se realizaron en dicho laboratorio estuvieron dedicados al estudio de rocas volcánicas de edad neógeno-cuaternario procedentes de Canarias, Campo de Calatrava, del NE de Cataluña, Cabo de Gata y Murcia. Sin embargo, eran muy escasos los análisis geoquímicos de rocas graníticas variscas y más antiguas.

En este contexto la Tesis de Fernando Bea, leída en 1975 en la Universidad de Salamanca, marco el inicio en España de una nueva línea de investigación en petrología mediante la utilización de métodos geoquímicos en rocas graníticas que posteriormente ha sido utilizada ampliamente por grupos de investigación de universidades y centros de investigación.

La falta de una infraestructura adecuada para llevar a cabo su labor investigadora obligo al Doctor Bea a que una parte importante de su trabajo estuviera dedicada a la creación de laboratorios con una instrumentación analítica indispensable para que su investigación pudiera prosperar. Esta tarea ha hecho que en las universidades en las que ha realizado su actividad investigadora cuenten con una infraestructura importante para que se puedan llevar a cabo estudios geoquímicos, geocronológicos y de geología isotópica con técnicas avanzadas.

Así, los estudios sobre minerales accesorios, como marcadores petrogenéticos, le llevo a crear en 1987 el Laboratorio de Geoquímica Analítica en la Universidad de Salamanca que dirigió hasta 1992 en que se trasladó como Catedrático de Petrología y Geoquímica a nuestra Universidad. La continuación de esta línea de investigación en nuestra Universidad le llevo a la puesta en marcha en 1994 del laboratorio de ICP-MS y posteriormente en el año 2001, en el Centro de Instrumentación Científica, el laboratorio de LA-ICP-MS.

Otra infraestructura que fue necesario dotar para la datación de rocas y para la investigación sobre la supervivencia y estabilidad de los circones heredados fue la

creación de un laboratorio de geocronología y geología isotópica a finales del 2007 dotado con una microsonda iónica SHRIMP única, en su momento, en el continente europeo.

Uno de los méritos a resaltar en el profesor Bea es el haber conseguido estas infraestructuras en propuestas presentadas en convocatorias competitivas en las que figuro como investigador principal y que fueron avaladas con su currículum. El éxito que se obtuvo con la aprobación de estas propuestas ha permitido dotar al Centro de Instrumentación Científica de unos medios que le ha convertido en un centro de referencia en geoquímica y geocronología.

Además de conseguir estas infraestructuras es de resaltar la labor llevado a cabo por él y por los miembros de su grupo en la puesta en marcha de los equipos y en el mantenimiento de los mismos.

La labor investigadora del profesor Bea ha estado dirigida fundamentalmente en dos ámbitos: en los estudios regionales de las formaciones graníticas variscas y más antiguas y en la investigación de los procesos endógenos que dan lugar al origen de las rocas graníticas.

La financiación para llevar a cabo su actividad investigadora ha estado sustentada en dieciocho proyectos de investigación obtenidos en convocatorias competitivas realizadas por los ministerios de Educación y Ciencia, de Economía y Competitividad y por la Junta de Andalucía. Los resultados de sus investigaciones han dado lugar a la publicación de cerca de 160 artículos de los cuales 110 están en revistas indexadas con un número de total de citas en torno a 3800 según la Web of Science y con un índice h 34.

Como he señalado anteriormente su labor investigadora no ha estado solamente dirigida a los estudios regionales sino también al estudio de los procesos endógenos en el ámbito de la petrología ígnea, de la geoquímica de altas temperaturas, de la geocronología y de la geología isotópica.

Estas dos líneas de investigación una en el ámbito regional y otra dedicada al estudio de los procesos petrogenéticos es también uno de los puntos más

sobresalientes de su actividad investigadora y que destaca sobre la realizada por la mayor parte los investigadores españoles en Ciencias de la Tierra que ha estado dedicada fundamentalmente a los estudios regionales en España y muy excepcionalmente al estudio de los procesos geológicos.

Aunque en su currículum se advierten claramente estas dos líneas de trabajo es importante resaltar que en los trabajos de carácter regional siempre ha considerado los procesos petrogenéticos. Así, en sus primeros trabajos, dedicados al estudio del Batolito granítico de Ávila, además de las descripciones de carácter regional investigó sobre los procesos de fusión y diferenciación a baja presión en magmas peroaluminosos y sobre la importancia de los minerales accesorios como marcadores petrogenéticos. La importancia de estos trabajos se pone de manifiesto por el alto nivel citación, en algunos casos más de quinientas veces, que tienen los artículos publicados en revistas de alto impacto.

El estudio realizado sobre las fuentes de energía para producir los fenómenos de anatexia de la corteza continental que dan lugar a la formación de granitos y el estudio de los mecanismos físicos de los procesos petrogenéticos le han permitido proponer modelos dinámicos de cristalización de cámaras magmáticas y de difusión en minerales.

La línea de investigación en geocronología y geología isotópica la ha centrado por una parte en la datación de gneises cambro-ordovícicos y granitos variscos de Iberia y por otra en el problema de la supervivencia y estabilidad de los circones heredados.

En lo referido a los mecanismos de herencia del circon en gneises cambro-ordovícicos le ha llevado a investigar la cinética de disolución de estos minerales, la difusión del plomo radiogénico durante la incorporación del magma y la estabilidad estructural e isotópica de los circones heredados. Los resultados de estas investigaciones fueron publicados en las revistas de mayor impacto en el campo de la petrología y geoquímica.

La aparición de circones continentales en rocas paleo-oceánicas le permitió mostrar la primera evidencia del reciclaje de una corteza continental en el manto. Esta evidencia le ha llevado a dirigir junto a investigadores de la Academia de Ciencias de Rusia la investigación sobre los circones de edad paleozoica y más antigua que han sido encontrados por los barcos oceanográficos rusos en los basaltos de la Dorsal atlántica.

Sus investigaciones, tanto regionales como temáticas, se han realizado, además de en la Península Ibérica en otras regiones de Europa, Asia y África en las que los procesos que investigaba tenían una mejor expresión. Durante sus estancias en el extranjero pudo vivir acontecimientos excepcionales como los que sucedieron en agosto de 1991, con el golpe de estado que la llamada “Banda de los ocho” dieron al Presidente Gorbachov, mientras realizaba recorridos de campo en la Península de Kola y de las que fui testigo. En otras regiones de Rusia donde ha realizado trabajos de investigación es en la Cordillera de los Urales y en la región de Transbalkalia con investigadores de la Academia de Ciencias de Rusia. Más recientemente sus trabajos han estado dedicados al estudio de rocas ígneas en Egipto y en el Sahara Occidental.

En el tema objeto del Discurso sobre “Las edades de la Tierra y el desarrollo de la geocronología” trata por una parte las controversias que existieron en el pasado y por otra el estado actual del conocimiento sobre la cronología de la formación de la Tierra gracias a la geología isotópica y a las técnicas geocronológicas.

El tema elegido es uno de los que más debate ha suscitado en la Geología hasta entrado el siglo veinte. Como bien expone en su discurso hasta el siglo XVIII el debate sobre la edad de la Tierra estuvo muy condicionado por el relato bíblico que, en Europa occidental, al utilizar la escolástica como método de razonamiento. No es hasta la Ilustración en que el método científico basado en la observación y la experimentación permitieron hacer cálculos para determinar la edad de la Tierra. La mayor parte de estos cálculos se basaban en procesos que se desarrollaban de manera progresiva y constante de tal forma que se podía estimar su velocidad y por

tanto el tiempo transcurrido desde su inicio. El enfriamiento de la Tierra fue utilizado por primeramente Buffon y Lord Kelvin después, la tasa de sedimentación por John Phillips y por Charles D. Walcott que utilizó los espesores de materiales en el cañón del Colorado o la salinidad del mar y la tasa de erosión propuesta por John Joly. Todas ellas erraron por defecto al estar fundamentadas en excesivas conjeturas. No es hasta finales del siglo XIX con el descubrimiento de los rayos X por el alemán Röntgen, premio Nobel en 1902, en su laboratorio en la Universidad de Würzburg, la detección de la radioactividad natural por Henri Becquerel que obtuvo el premio nobel junto al matrimonio Curie en 1903, la realización de los experimentos de Rutherford sometiendo las radiaciones a un campo electromagnético y demostrando que los materiales radiactivos generan calor lo que permite mantener caliente a la Tierra lo cual le llevó en 1904, en presencia de Lord Kelvin, a proponer una edad de la Tierra de miles de millones de años. Como bien se señala en el Discurso es el geólogo británico Arthur Holmes el primer geocronólogo que publicó en 1911 la primera datación radiométrica por el método uranio-plomo y en 1913 su libro sobre la edad de la Tierra. Holmes ha sido probablemente el geólogo más sobresaliente del siglo veinte pues a sus trabajos sobre geocronología hay que añadir su defensa de las teorías de Wegener sobre la deriva continental y la propuesta de un modelo geodinámico en el que consideraba la existencia de corrientes de convección en el manto terrestre que disipan el calor generado por la radioactividad lo que produce el desplazamiento de la corteza terrestre. Holmes obtuvo en 1964 el premio Vetlesen, establecido en 1959 por la Fundación Unger Vetlesen para científicos que hayan contribuido al progreso en el conocimiento de la Tierra, en su historia y en sus relaciones con el universo. Este premio se considera como el premio Nobel en ciencias de la Tierra y es gestionado por la Universidad de Columbia.

La geocronología es una de las especialidades que más han hecho avanzar el conocimiento de la historia de la Tierra y de los procesos que en ella se dan. No solo ha permitido conocer las edades de los distintos acontecimientos como son los

primeros momentos en los que se formó la Tierra como bien ha mostrado el profesor Bea en su discurso, sino que también nos permite conocer la velocidad de los procesos que se producen en ella. Este último aspecto era hasta no hace muchos años algo imposible de saber. Hoy gracias a las técnicas de la geocronología podemos calcular, por ejemplo, la velocidad a la que se produce el levantamiento de una cordillera, la edad de los procesos metamórficos o de una superficie de erosión.

Los avances en la geocronología y geología isotópica han sido importantes gracias a la mejora de los instrumentos de medida y en especial a la construcción por la Universidad de Camberra de una microsonda iónica de tipo SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Micro Probe) que permite medir en cualquier mineral la cantidad de un elemento y sus isótopos en una escala de 20 micras. El circón es uno de los minerales conocidos más resistentes que contiene uranio radiactivo y que suele tener una estructura zonada debida a sucesivos crecimientos. Los análisis con la SHRIMP de estos minerales permiten conocer los procesos geológicos por los que han pasado pues mediante la datación de las aureolas de recrecimiento se pueden conocer la edad de los episodios de recalentamiento debidos a fenómenos orogénicos posteriores a su formación inicial.

El Doctor Bea Barredo se ha dedicado desde hace más de diez años al análisis de circones procedentes de rocas que han sufrido varios episodios orogénicos con la microsonda SHRIMP del Centro de Instrumentación Científica de nuestra Universidad que como anteriormente he señalado es un centro de referencia mundial en este tipo de análisis gracias a su trabajo y al de su equipo.

Para terminar quiero referirme a los comentarios que realiza en sus consideraciones finales las cuales comparto en su totalidad. Efectivamente la geocronología es un buen ejemplo de cómo su avance se ha debido al aporte de otras ciencias como la física y la química. Este ejemplo es extensivo a la geología en general la cual ha progresado con las aportaciones de las ciencias antes citadas y de otras como las matemáticas, la zoología y la biología. La necesidad de científicos y profesionales

que posean una formación de amplio espectro a nivel de grado no se corresponde con lo que hoy se practica en nuestras universidades en donde se busca desde el principio una cierta especialización la cual es, sin duda, necesaria en los niveles de máster o de formación de postgrado. Se dice frecuentemente que la formación universitaria no es la adecuada a las necesidades del mercado de trabajo y es cierto. Ahora bien, también es cierto que en el mercado de trabajo están por definir dichas necesidades de formación a medio y largo plazo. La mayor parte de las previsiones sobre las necesidades del mercado de trabajo se hacen a corto plazo sin considerar la variabilidad laboral que se da en la actualidad. Algunas universidades han implantado hace unos años titulaciones de grado siguiendo los criterios del mercado de trabajo y vemos como al poco tiempo van siendo suprimidas debido a la falta de clientela dada la escasez de puestos de trabajo que se necesitan para esa formación tan especializada. Es precisamente la formación de postgrado la que debe atender precisamente a esas necesidades, pero sobre personas que tienen una formación básica sólida tanto teórica como en el trabajo experimental.

La experiencia docente e investigadora del Doctor Bea Barredo es incuestionable y su aportación al avance en el conocimiento de los procesos petrogenéticos y en geocronología y geología isotópica han sido reconocidos por la comunidad científica nacional e internacional como lo demuestra su ingreso en la Academia de Ciencias de Rusia una de las instituciones científicas más reconocida mundialmente. Su ingreso en la Sección de Naturales en nuestra Academia completa una de las ramas de la Geología que, hasta ahora, no existía la Petrología y Geoquímica que prestigiara a nuestra Institución.

Muchas gracias.