

Apatite–feldspar U–Pb thermochronometer: a reliable, mid-range ($\sim 450^{\circ}\text{C}$), diffusion-controlled system

Kevin R. Chamberlain , Samuel A. Bowring

Rodrigo Barra

Notas Antes de Empezar

Este trabajo es un resumen del original, donde se han eliminado ciertos elementos del trabajo original como los tratamientos químicos de laboratorio y temas estadísticos para facilitar y agilizar la lectura y comprensión del tema central. Así también se quitaron las referencias a otros autores con el mismo propósito, por lo tanto el lector interesado deberá acudir al paper original para revisar las referencias.

Los textos asociados a las figuras se han mantenido en su idioma original en lo posible sin modificarlo. Los números de las figuras no corresponden a las originales del paper.

Cosas Para Tener en Mente

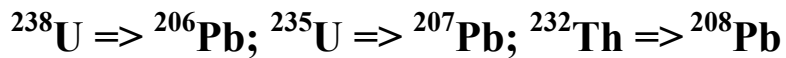


Diagrama de concordia corresponde a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, donde la concordia es la curva donde las edades son iguales calculadas por ambos métodos.

Introducción

Las edades U-Pb en apatitos y zircones coinciden en plutones enfriados rápidamente. Sin embargo en terranes metamórficos o terrains enfriados lentamente las edades de apatitos son substancialmente menores que las de zircones y esfenos. Esto convierte a los apatitos en importantes herramientas para la termocronología.

La T° de cierre para la difusión del Pb en apatito esta entre lo 425 y 500°C en granos de 25 μm de radio. La alta abundancia del Pb común es una limitante en la exactitud y aplicación de dataciones U-Pb en apatito. Para solucionar este problema los autores ocuparon la composición isotópica de Pb en feldespato potásico coexistente como medida del pb común en el apatito.

Atributos del Apatito como Termocronómetro

Estabilidad y ocurrencia

El apatito es un accesorio común en rocas ígneas félsicas y máficas, también se forma en rocas metamórficas, se le encuentra en rocas sedimentarias tanto como granos detríticos y autogénicos y puede precipitar de fluidos hidrotermales.

El apatito es estable en facies de granulita, pero puede recrystalisar a altos grados metamórficos si es que hay formación de monazita (Fig. 1).

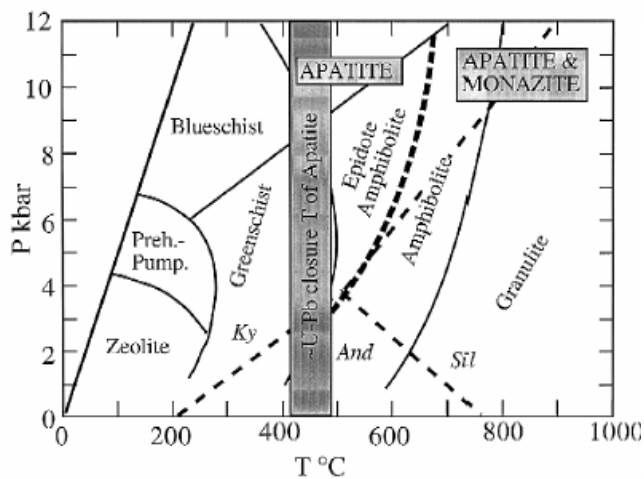


Fig. 1. Pressure-temperature diagram of fields of apatite stability and closure T for Pb diffusion. Metamorphic facies from Spear (1993), aluminosilicate triple point of Holdaway 1971, kyanite (Ky), sillimanite (Sil), andalusite (And). Apatite is stable into granulite facies but may recrystallize during monazite-forming reactions above epidote-amphibolite conditions. Apatite is inert in the range of its closure temperatures, and its U-Pb systematics are dominated by diffusion rather than recrystallization.

T° de cierre

La T° de cierre para la difusión del Pb en apatito es menor que en el zircón, monazita y esfeno, menor o igual a la de K-Ar y Rb-Sr en hornblenda y mayor que la de K-Ar y Rb-Sr en biotita y muscovita.

Determinaciones experimentales de los parámetros de difusión del Pb en apatitos predicen T° de cierre entre 400 y 500°C (tabla 1), lo que es consistente con estimaciones en base a la química del cristal y su porosidad iónica.

En ausencia de fluidos hidrotermales el apatito es estable a temperaturas de facies anfibolita (media), que son superiores a su T° de cierre (Fig. 1) , la sistemática del U-Pb en el apatito será controlada por difusión espacial mas que por nuevo crecimiento o recristalización.

Table 1
Typical U–Pb apatite closure temperatures

Effective diffusive radius	Cooling rate	T_c
10 μm	2°C/m.yr.	397°C
	10°C/m.yr.	420°C
	100°C/m.yr.	460°C
25 μm	2°C/m.yr.	425°C
	10°C/m.yr.	455°C
	100°C/m.yr.	497°C
50 μm	2°C/m.yr.	450°C
	10°C/m.yr.	480°C
	100°C/m.yr.	530°C

Based on diffusion parameters of Cherniak et al. (1991).

Abundancias de U-Pb

La estructura cristalina del apatito ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F,Cl,Oh})$) es estable y acepta sustituciones por Sr, Mn, Mg y Pb. El U también entra en la red cristalina y puede sustituir al calcio. Concentraciones típicas de U en apatitos de rocas félsicas son de 5 a 150 ppm, Pb entre 3 y 135 ppm y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 19 y 1090. Los apatitos de pegmatitas tienen mayores concentraciones de U (75 a 1224), mientras que los hidrotermales tienen gran variabilidad en el contenido de U. Como el U y Pb son sustituyentes en la red

cristalina, y el U es abundante, implica que el sistema U-Pb no está controlado por microinclusiones como en otros minerales, y reflejará crecimiento del cristal, recristalización o las propiedades de difusión del cristal

Estimación del Pb inicial y esquemas de ploteo

El apatito puede acumular un monto importante de Pb inicial en su estructura, y la razón de Pb radiogénico vs. Pb común puede ser pequeña (Fig. 2). Como

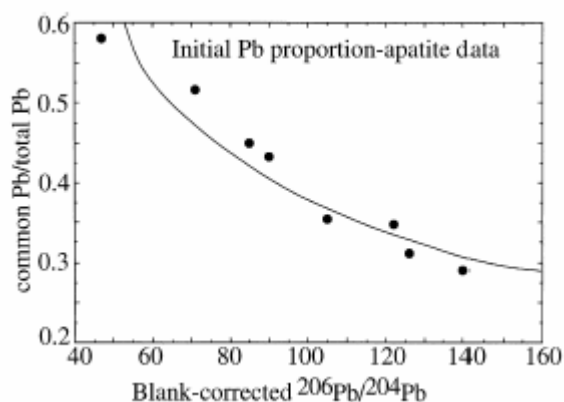


Fig. 2. Plot of proportion of total Pb that is common vs. blank-corrected $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Curve is based on apatite data from this study, scatter reflects differences in the isotopic compositions of the initial Pb. General shape of curve and approximate proportions are applicable for any mineral of any age. The Pb in a mineral with a blank-corrected $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ of 100 is approximately 40% common, 60% radiogenic. For $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ of 60, greater than 50% is common. For blank-corrected $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ below 40, the proportion of common Pb rapidly increases.

Consecuencia hay una limitación en la precisión y exactitud en las edades de apatito dada la necesidad de usar isocronas o hacer una elección del Pb inicial. Las isocronas no requieren el cálculo de Pb inicial, pero requieren 4 o más análisis y un amplio rango de U/Pb para definir un arreglo lineal. Además las isocronas solo serán correctas si los datos de U-Pb son concordantes en el caso de las isocronas U-Pb, o si el sistema ha sido perturbado solo recientemente en el caso de isocronas Pb-Pb. En raros casos estas condiciones se alcanzan, los datos de U-Pb son discordantes posiblemente por ganancia de U a baja T° y pérdida del plomo a condiciones metamórficas de grado medio, también se han reportado discordancias inversas (datos plotan sobre la concordancia) lo que ocurre por pérdida de U.

El uso de esquemas de ploteo de Pb total en 3D donde los datos encajan en un arreglo planar, tiene el potencial de generar intercepciones con la concordia sin asignar el Pb inicial. Pero tienen el problema de que los datos deben estar bien repartidos tridimensionalmente para definir un plano estadísticamente significativo.

La alternativa de plotear datos corregidos con el Pb inicial en un diagrama de concordia convencional (2D) preserva una de las fortalezas únicas del sistema

U-Pb, ser capaz de identificar, cuantificar y corregir comportamientos de sistema abierto en base a datos analíticos solamente.

Las estimaciones del Pb inicial en apatitos son típicamente derivadas de los modelos de evolución del Pb o de composiciones isotópicas de Pb en fases minerales coexistentes bajas en U como moscovita y feldespatos. El feldespato potásico tiene razones U/Pb muy bajas, y estudios comparativos “tempranos” sugieren que su temperatura de cierre para la difusión del Pb es similar a la del apatito. Entonces la composición isotópica del Pb en feldespatos coexistentes puede ser un buen estimador de la del apatito, aun si la roca a sido enfriada lentamente, recalentada y el Pb en el apatito ha sido reequilibrado con una roca total de composición isotópica evolucionada. Experimentos recientes indican que la T° de cierre para la difusión del Pb en feldespato alcalino es 100°C mayor a la del apatito. Sin embargo a pesar de la discrepancia en las T° de cierre, en los ejemplos a continuación se observa que la composición isotópica de Pb en feldespatos coexistente es el mejor estimador para el Pb inicial de los apatitos.

Ejemplos de Termocronología U-Pb en Apatito-Feldespato

Alzamiento en bloque Proterozoico, montes centrales de Laramie, SE de Wyoming

El margen sur de la provincia arqueana de Wyoming fue tectónicamente enterrada por el cabalgamiento de los terrenos de arco proterozoico durante 1.78 y 1.74 Ga. Las rocas arqueanas actualmente expuestas en los Montes Laramie (Fig. 3), son rocas metamórficas de facies anfibolita (>7 kbar, 650°C) de 1.766 Ga (edad del metamorfismo) que se alzaron y expusieron a los 1.74 Ga a menos de 4 kbar y 500°C.

Parte de esta historia tectónica viene de evidencia de edades de enfriamiento de apatitos pertenecientes a los granitos y gneisses arqueanos recogidos del norte y sur de la zona de cizalle de Laramie peak, una falla inversa de alto ángulo interpretada como el limite norte del bloque alzado. Al norte de esta estructura las edades son de 2.1 Ga, al sur son menores a 1.78Ga.

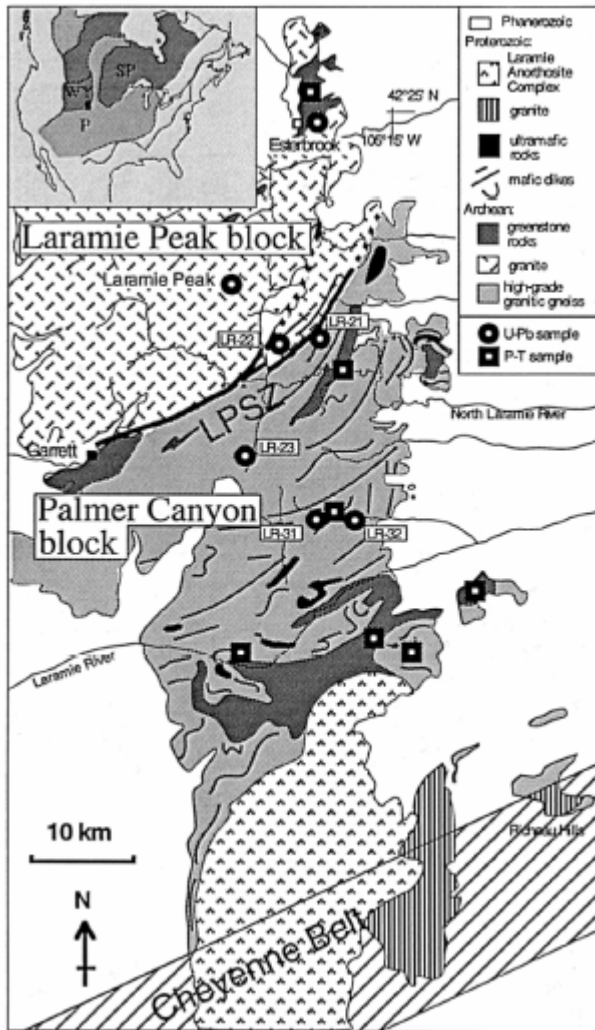


Fig. 3. Geologic sketch map of central Laramie Mountains of southeastern Wyoming. Archean, high-grade granitic gneiss terrain (Palmer Canyon block) reached its present level of exposure relative to the lower grade granite terrain to the north (Laramie Peak block) by uplift along the mylonitic, ductile faults of the Laramie Peak shear zone (LPSZ) during the late Paleoproterozoic Medicine Bow orogeny (ca. 1.76 Ga, Chamberlain et al., 1993, Resor et al., 1996a, Chamberlain 1998). Simple locations for U-Pb zircon and apatite dates and $P-T$ determinations by thermobarometry are indicated. Map location indicated on inset of North America; Archean Wyoming province (WY), Superior province (SP) and Proterozoic terranes (P) labeled.

Edades de apatitos del bloque Palmer Canyon (Fig. 3) son muy parecidas (1.75 Ga) cuando los datos de U-Pb están corregidos con la composición isotópica de Pb en feldespatos alcalinos coexistentes, no así cuando se corrigen con una única y fija composición isotópica de Pb (Fig. 4). Múltiples fracciones de apatito de 2 muestras LR22 y LR21 definen arreglos lineales separados con intercepción superior de 1746.3 ± 5 y 1744 ± 12 Ma respectivamente (Fig. 5 y 6). Estas intercepciones se superponen y alcanzan un promedio (balanceado) de 1745 ± 5 Ma. Una regresión forzada de todos los datos de U-Pb corregidos con los datos de Pb de feldespato alcalino alcanzan una intercepción superior a los 1741 ± 11 Ma.

La edad de 1.75Ga de U-Pb en apatito-feldespato alcalino de las rocas del sur de la zona de cizalle de Laramie Peak se interpreta como la edad a la que éstas pasaron por lo 450°C . Muestras de termobarometría coincide en pick (P,T), por lo que se interpreta que el bloque se alzó como un solo cuerpo. Edades de

K-Ar de horblenda de 1.8 a 1.7 Ga indican que este bloque estuvo a + de 450° a los 1.78 Ga. El alzamiento del bloque Palmer Canyon estaba ocurriendo a los 1.75 Ga según esfeno sindeformacional de la Zona de Cizalle de Laramie Peak.

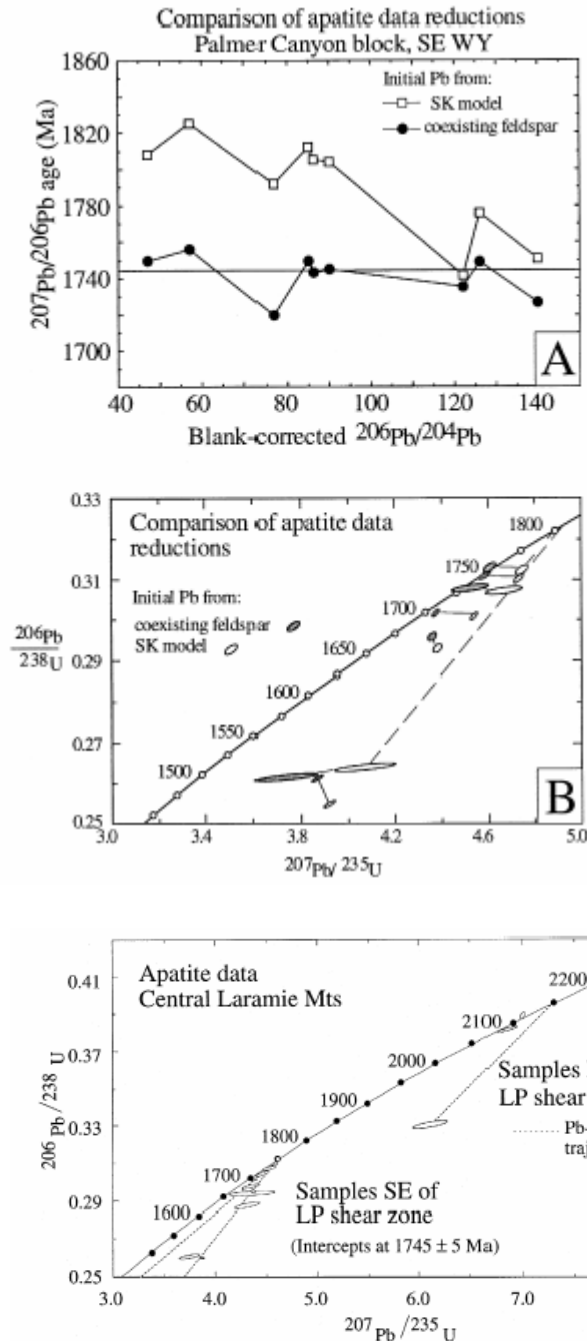


Fig. 4. Comparison of U-Pb apatite data from the Palmer Canyon block reduced with a single model Pb value for the initial Pb isotopic composition (Stacey and Kramers' 1975 model) and reduced with isotopic composition of coexisting feldspar. (A) Calculated $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages vs. measured, blank-corrected $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ indicating a general convergence of ages of the feldspar-reduced data independent of the proportion of common Pb. (B) Concordia plot of same samples. Magnitude of effect of choice of initial Pb isotopic composition is related to both the proportion of common Pb in apatite and the difference between model Pb values and the isotopic composition of Pb in coexisting feldspar from each sample.

Fig. 5. Concordia diagram of apatite U-Pb data from samples north and south of Laramie Peak (LP) shear zone, southeastern Wyoming. Intercept age and uncertainty for samples south of the shear zone is the weighted average of individual regressions, see text for details.

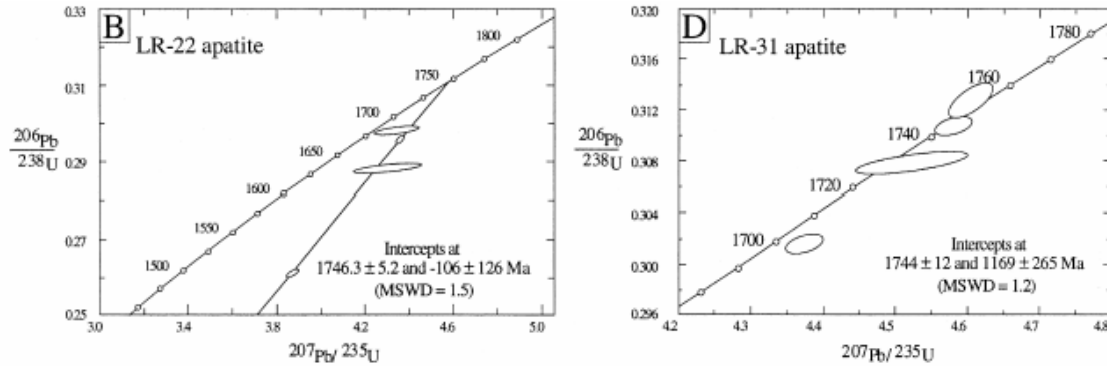


Fig. 6. U-Pb concordia plots of data from two samples in this study: LR-22 and LR31

Los datos isotópicos de Pb en feldespatos también sugieren una historia termal simple. Todos los datos plotean en una ancha banda (Fig. 7) de gran variación composicional que la distingue de otras regiones de Wyoming. Esto es interpretado como reequilibrio isotópico post cristalización con reservorios evolucionados. El aumento de Pb desde los 2.65 Ga (edad de cristalización de las muestras de los montes Laramie) hasta 1.75 Ga, la edad aproximada del metamorfismo, produce isocrona Pb-Pb con una pendiente similar al esparcimiento lineal de los datos de Pb de los feldespatos. Esto se puede interpretar como que el metamorfismo del bloque Palmer Canyon recetee termalmente el Pb en los feldespatos a los 1.75 Ga, desde ese momento estaría cerrado el sistema. Esto afirmaría que la composición isotópica de Pb en feldespato alcalino es una buena estimación de la composición isotópica de la roca total que estaba presente al tiempo del reequilibrio de Pb final y el cierre de la difusión del apatito.

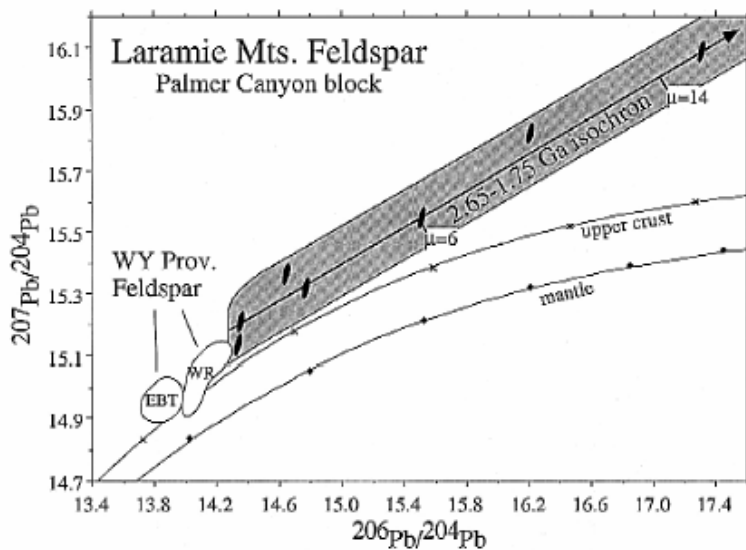


Fig. 7. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plot of feldspar compositions from the Palmer Canyon block, central Laramie Mountains. Fields of feldspar compositions from other regions of the Wyoming province, the eastern Beartooth Mountains (EBT) and Wind River. Range (WR) are shown. Upper crust and mantle model evolution curves of Zartman and Doe (1981) are also shown. The Pb isotopic compositions of potential whole rock reservoirs at 1.75 Ga can occur anywhere within the broad swath depending on the $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ) of the reservoir rock and slight variations in initial Pb isotopic composition. Typical μ values for upper crustal rocks range from 8 to 12, although individual granites may be lower or significantly higher.

Enfriamiento diferencial Proterozoico, Arizona central

En Arizona un número de bloques tectonoestratigráficos han sido identificados en los terranes de arco de isla expuestos en la transición entre el plateau colorado y la provincia del Basin and Range. Estos bloques están limitados por fallas y tienen historias termales y metamórficas diferentes (Fig. 8).

Historia termal de los bloques Big Bug y Ash Creek

Los bloques Big Bug y Ash Creek están separados por la zona de cizalle Shylock (Fig. 8), zona de 2Km de ancho de intenso strain y foliación vertical que registra movimiento sinistral y alzamiento del bloque oeste. El bloque Ash Creek tiene metamorfismo de facies esquisto verde (430°C, 3 kbar) mientras que el bloque Big Bug alcanza facies de anfibolita (500-600°C, 3kbar). Este metamorfismo se interpreta sincrónico al emplazamiento de cuarzo monzonita a los 1.7Ga.

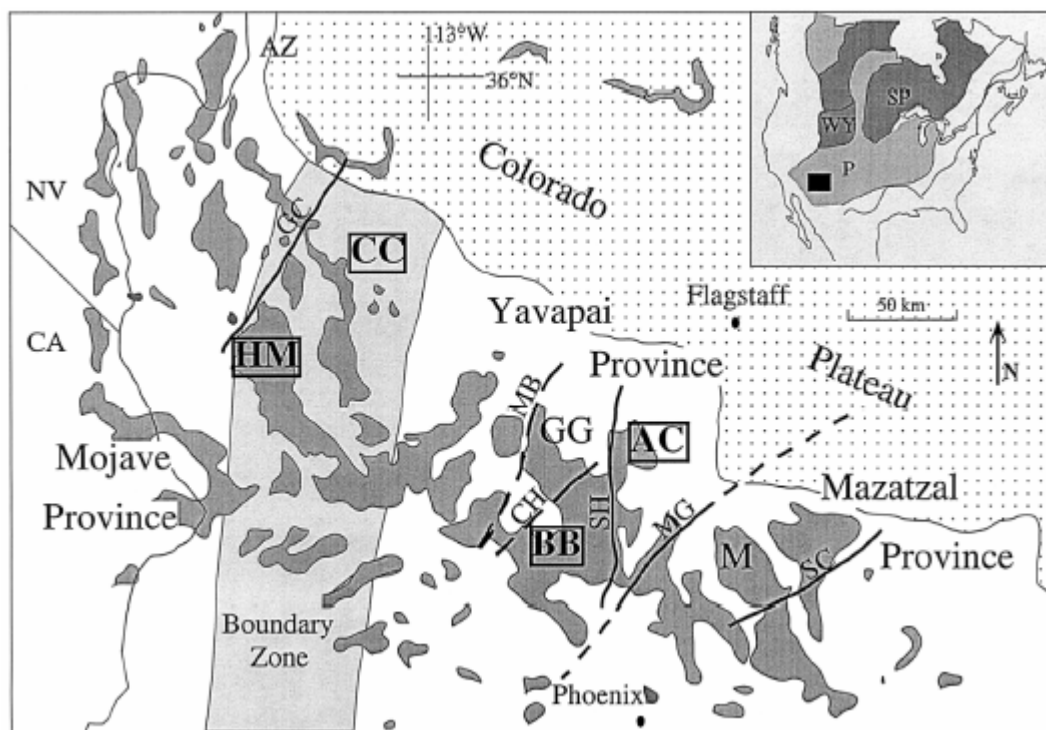


Fig. 8. Geologic sketch map of the distribution of Precambrian exposures, tectono-stratigraphic blocks and faults within transition zone between the Colorado Plateau and Basin and Range Provinces of Arizona. Descriptions of blocks can be found in Karlstrom and Bowring (1988, 1993), boundary zone between Mojave and Yavapai Provinces adapted from Wooden and DeWitt (1991) and Duebendorfer et al. (2000). Boxed labels indicate areas discussed in this study, Ash Creek block (AC), Big Bug block (BB), Cottonwood Cliffs (CC), and Hualapai Mountains (HM). Other labeled blocks are Matatzal (M) and Green Gulch (GG); faults are Slate Creek (SC), Moore Gulch (MG), Shylock (SH), Chaparral (CH), Mesa Butte (MB) and Gneiss Canyon (GC). Map location on inset of North America, same

Posteriormente el bloque Big Bug se habría enfriado lentamente. Edades de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita indican $0.5^\circ\text{C}/\text{Ma}$ entre los 350 y 300°C . Edades de U-Pb en zircon esfeno, y apatito de las mismas muestras dan 1680 ± 8 Ma, 1624 ± 7 Ma y 1466 ± 20 Ma respectivamente, lo que es consistente con un enfriamiento lento (Fig. 11b,c y 10).

La historia termal del bloque Ash Creek es contrastada con la de Big Bug, ya que se habría enfriado rápidamente luego del magmatismo. Edades de U-Pb de zircon, esfeno y apatito de la diorita Chewy Creek se superponen a los 1736 ± 4 Ma (Fig. 9a y 10) lo que indicaría un enfriamiento a menos de 500°C en algunos pocos millones de años.

Esto podría implicar que la Zona de Cizalle Shylock actúa como una barrera termal, o que ha habido movimiento mesoproterozoico no reconocido e ella que alzó y exhumó el bloque Big Bug respecto al de Ash Creek.

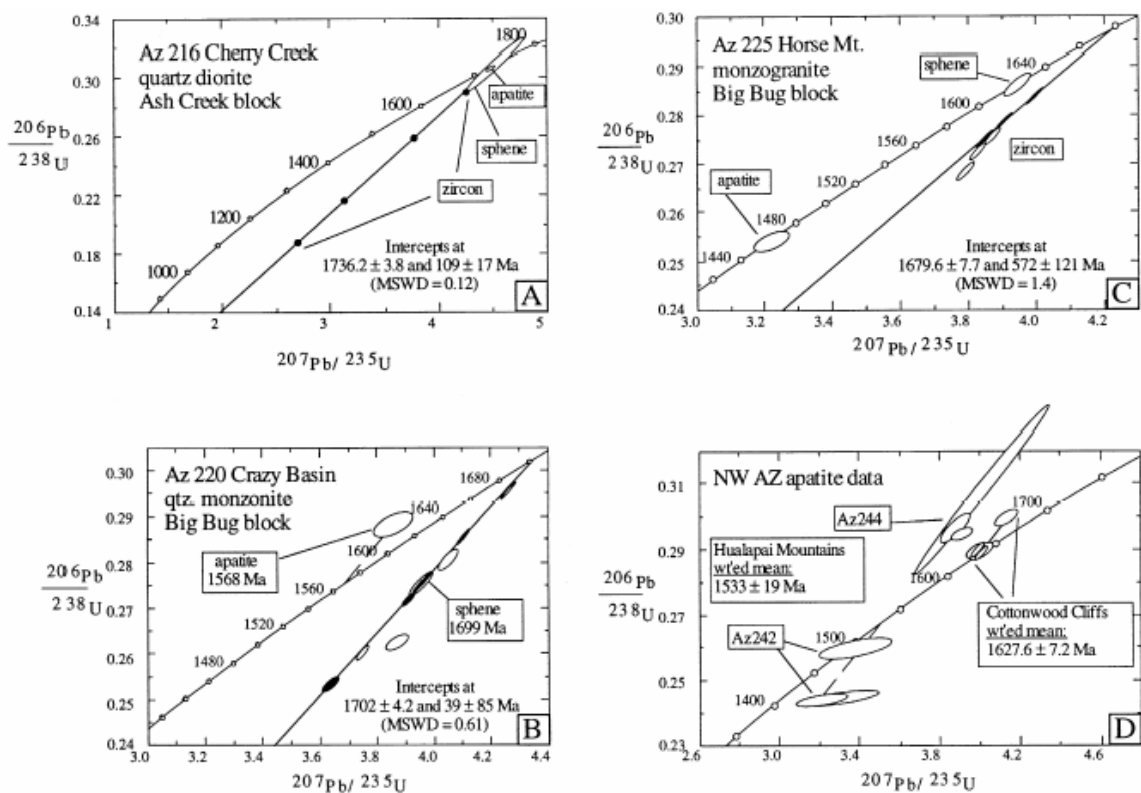


Fig. 9. Concordia plots of zircon, sphene and apatite U–Pb data from Arizona samples discussed in the text. Intercepts and MSWD (mean square of weighted deviations) of regressions of zircon data are indicated. Only the filled ellipses were included in the regressions for Az 220 B and Az 225 C, other points are interpreted to contain inherited components. Part D displays apatite data only.

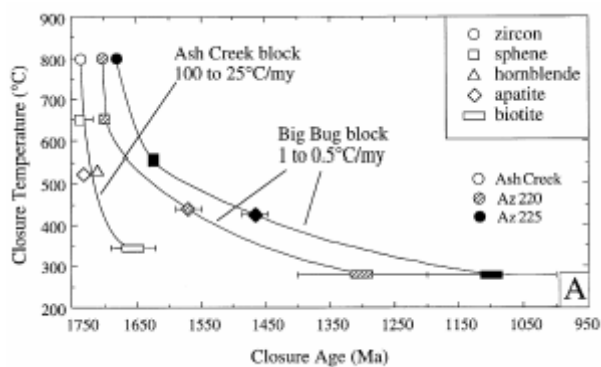


Fig. 12. Possible cooling curves for samples from the Ash Creek and Big Bug blocks of central Arizona. U–Pb apatite dates reduced with coexisting feldspar Pb isotopic compositions are consistent with the cooling curves based on coexisting U–Pb zircon and sphene dates, and Ar dates of hornblende and micas. Discussion of possible significance of these curves can be found in Bowring and Karlstrom (1990), Hodges et al. (1994), Hodges and Bowring (1995).

El contraste de las historias termales también está presente en los feldespatos, los de Ash Creek plotan cerca de 1.7 Ga en el modelo de composición del manto de Zantram y Doe. Sin embargo los de Big Bug plotan en un arreglo lineal consistente con reequilibrio de Pb entre el feldespato y roca total que evolucionó desde 1.7 a 1.4 Ga.

Discusiones y Conclusiones

El reconocimiento de que el crecimiento secundario y recrystalización influye en el sistema U-Pb del esfeno y monazita fue un gran avance en la geocronología, ya que estos crecimientos secundarios sirven para datar metamorfismo y deformación directamente, pero los complica para su uso en la termocronología, ya que se necesita que no participen en reacciones metamórficas bajo la T° de cierre del sistema U-Pb.

Las edades de apatitos en cambio representan edad de enfriamiento desde la cristalización, durante exhumación o posterior a un recalentamiento. No existe evidencia de recrystalización o crecimiento secundario en apatitos bajo 500°C excepto en sistemas hidrotermales.

La edad de enfriamiento de apatito 400 – 500°C se superpone inferiormente a edades de Ar en hornblenda y es consistente con historias termales de zircones, esfenos, hornblenda y micas.

El U-Pb en apatitos más el Pb inicial de feldespato resulta un termocronómetro robusto, ya que el Pb en feldespato se equilibra con la roca total a la T° en que se cierra la difusión del Pb en el apatito y posterior a esto el Pb se mantiene invariable en el feldespato ya que es muy bajo en U. Además permite utilizar diagramas de concordia convencionales que permiten extraer edades de enfriamiento de sistemas perturbados.