

Termocronología

En este capítulo se abordarán los principios fundamentales de la termocronología, con el fin de proporcionar al lector una comprensión profunda del proceso para obtener datos termocronológicos en cada cristal. Además, se exploran sus aplicaciones en la investigación geológica y petrolera, así como en el entendimiento de la evolución de nuestro entorno geológico.

2.1 Principios de termocronología

De acuerdo con Reiners (2021), la termocronología es la ciencia y la práctica de inferir historias térmicas de minerales y rocas, a partir de propiedades químicas, isotópicas o físicas de minerales que son sensibles tanto a la temperatura como al tiempo. Los métodos termocronométricos combinan el análisis de estas propiedades con modelos cinéticos y otra información geológica para deducir rangos de posibles historias térmicas. Estas últimas se interpretan como eventos geológicos, incluida la exhumación, erosión, compresión u otros fenómenos que impliquen cambios de temperatura, incluido el magmatismo, la presencia de fluidos hidrotermales, los impactos de meteoritos o los incendios forestales. El conocimiento de estas historias térmicas puede utilizarse para comprender el momento, la tasa y, por tanto, la dinámica de una amplia gama de procesos geológicos.

La Figura 11 muestra las temperaturas de cierre de diferentes minerales y sus correspondientes métodos termocronométricos, así como las aplicaciones geológicas basadas en rangos de temperatura (Dodson, 1973; Farley, 2000). La temperatura de cierre, según Wagner y Van den Haute (1992), es ese valor mínimo, en el cual, los minerales comienzan a retener información del decaimiento radiactivo.

De manera general, estos datos son usados hoy en día, entre otras para: 1) cuantificación numérica y simulación de cinturones de montañas activos desde la cristalización de las rocas hasta los procesos superficiales; 2) Análisis termal de cuencas petrolíferas; 3) Relación entre exhumación, tectónica y procesos de superficie y 4) Evolución geodinámica de cinturones de montaña activos (Himalayas, Alpes, Andes, entre otros).

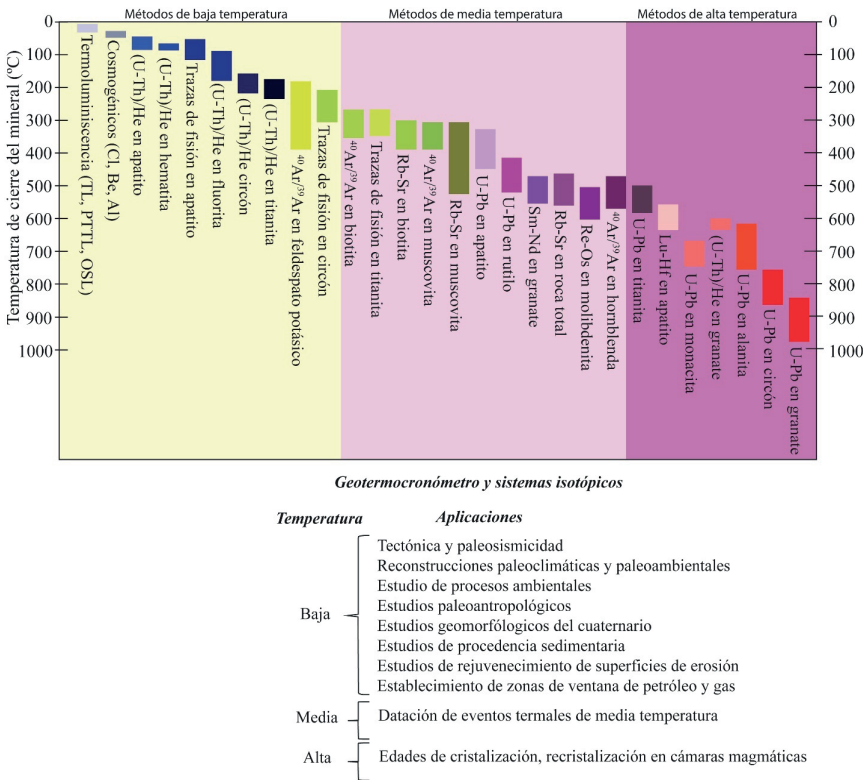


Figura 11. Sistemas isotópicos y métodos geo-termo-cronológicos disponibles. **Fuente:** Modificado de Farley (2002); Bermúdez y Flores (2019).

Durante los procesos de enterramiento/enfriamiento de rocas, se produce un aumento o descenso de las temperaturas a medida que el mineral atraviesa las diferentes isothermas. Las temperaturas de cierre para los principales sistemas termocronológicos empleados en esta obra son resumidas en la Tabla 5 (Braun et al., 2006).

Tabla 5. Sistemas termocronológicos y temperaturas de cierre asociadas.

Fuente: modificada de Braun et al. (2006).

Método	Mineral	Temperatura de cierre (°C)	Referencia
(U-Th)/He	Circón	200 – 230	Reiners et al. (2004)
(U-Th)/He	Apatito	75 ± 5	Wolf et al. (1996)
TF	Circón	240 ± 20	Brandon et al. (1998)
TF	Apatito	110 ± 10	Gleadow y Duddy (1981)

2.2 Tipos de muestreo

Dependiendo de la información que se desea extraer, se planifica la toma de muestras en campo. Estas muestras pueden tomarse tanto en cuencas sedimentarias como en altos topográficos. La Figura 12, representa los tipos de muestreo como se enuncian a continuación: 1) Muestras de núcleos, con el propósito de realizar correlaciones laterales entre unidades. 2) Muestras a lo largo de una perforación horizontal (tipo túnel), para analizar el comportamiento de las isothermas (Glotzbach et al., 2009). 3) Muestras a lo largo de la ondícula topográfica para análisis de creación de topografía y variaciones locales de las isothermas. 4) Muestras en forma vertical para obtener relaciones edad-elevación y estimar tasas de exhumación (Stüwe et al., 1994; Braun, 2002) 5) Muestras distribuidas en el interior de bloques tectónicos delimitados por fallas (ejemplo: Bermúdez et al., 2010) permiten cuantificar las tasas de exhumación en bloques, la exhumación diferencial e influencia de zonas de fallas y la circulación hidrotermal. 6) Muestras en sedimentos activos de ríos o en depósitos sedimentarios antiguos cuya información, al ser combinada con métodos geocronológicos como Uranio-Plomo (U-Pb), permite

llevar a cabo estudios de proveniencia o cuantificar tasas de erosión a largo plazo (Bermúdez et al., 2021).

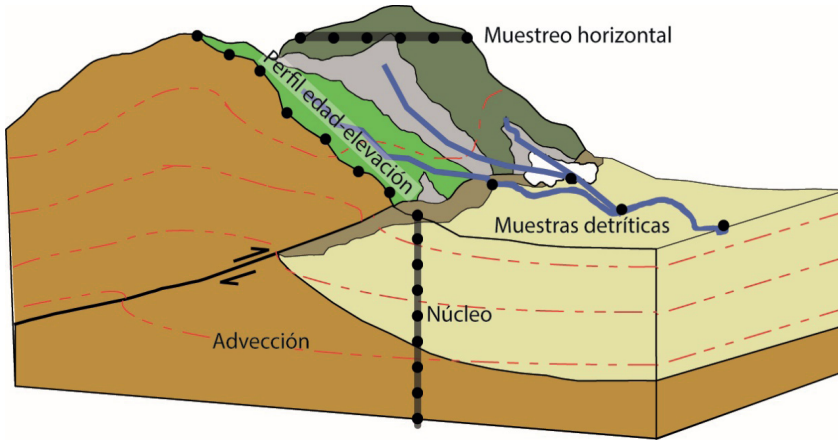


Figura 12. Diferentes técnicas de muestreo dependiendo del objetivo de cada estudio. Tomado y modificado de Ehlers, (2005) y de Schildgen y van der Beek (2019).

Dependiendo del tipo de litología, se debe seleccionar la cantidad de muestra, por ejemplo, para rocas ígneas y metamórficas, con 1 a 3 kg de material debería ser suficiente, mientras que, para rocas sedimentarias, lo ideal es concentrar cerca de 1 kg con una batea en el sitio de muestreo. Algunas rocas ideales para aplicar el método de trazas de fisión en apatitos o circones son: (i) Ígneas, desde silíceas hasta intrusivas intermedias, volcánicas (lavas y piroclásticos) y gabros. (ii) Metamórficas, como granulitas, gneisses, anfibolitas, meta-areniscas y, en ocasiones, esquistos. (iii) Sedimentarias, como areniscas no consolidadas, sin evidencia de procesos diagenéticos, estratos rojos, conglomerados, grauvacas y, en ocasiones, cuarcitas y areniscas. Mientras, las menos ideales, son las rocas volcánicas máficas, ultramáficas, eclogitas, esquistos máficos y rocas alteradas o mineralizadas.

2.3 Trazas de fisión mediante uso del Detector Externo

La Técnica del Detector Externo (TDE), consiste en la colocación de una mica o plástico sobre un concentrado de apatitos o circones previamente



pulidos y revelados. Una vez se coloca el detector, se envía la muestra a irradiar en un reactor nuclear para estimar los átomos de uranio remanentes o que faltaban por decaer. Mientras en los minerales se produce fisión espontánea que genera una zona de daño conocida como huella de fisión, en las micas la traza de fisión es inducida por el reactor, así, el conteo de huellas espontáneas e inducidas, da la relación entre isótopos padres e hijos. Para fechar una muestra bajo esta modalidad, se emplea la ecuación 1 (Wagner y Van den Haute, 1992; Bermúdez, 2002; Bermúdez et al., 2004 y 2005):

$$t = \frac{1}{\lambda_{\alpha}} \ln \left(\frac{\lambda_{\alpha} N_s}{2 N_i} \zeta \rho_D + 1 \right) \quad (1)$$

t es el tiempo, $\lambda_{\alpha} = 1,55125 \times 10^{-10}$ es la constante de decaimiento, N_s , y N_i es el número de trazas espontáneas e inducidas, respectivamente: ζ es el factor de calibración y ρ_D es la densidad de trazas sobre un dosímetro.

El error sobre la edad (Galbraith, 2005), se obtiene con la ecuación 2:

$$\sigma(t) = t \sqrt{\frac{1}{N_s + 0,5} + \frac{1}{N_i + 0,5} + \frac{1}{N_D} + \left(\frac{\sigma(\zeta)}{\zeta} \right)^2} \quad (2)$$

Donde N_D es la densidad de trazas calculadas sobre los vidrios dosímetros, y σ es la desviación estándar del factor de calibración ζ .

Las muestras de edad desconocida son empacadas con muestras estándares de edad conocida y los dosímetros. Con los estándares se determina el factor de calibración ζ , mediante la ecuación 3:

$$\zeta = \frac{e^{(\lambda_{\alpha} * t_e) - 1}}{\frac{\lambda_{\alpha}}{2} \left(\frac{N_s}{N_i} \right) \rho_D} \quad (3)$$

De todos los diferentes contenedores y muestras enviadas por el laboratorio, se seleccionan las muestras estándares, se calcula el factor ζ y se promedia, esto da un valor único que depende del observador o laboratorista. Este valor promedio (ζ) se sustituye en la ecuación (1), al igual que los conteos de (N_s, N_i) y de esta manera se calcula la edad individual de los granos.

2.4 Trazas de fisión mediante espectrometría de masas (LA-ICP-MS)

En este método, las muestras no se envían a un reactor nuclear, sino que se usa un láser para estimar los isótopos relacionados con el decaimiento radioactivo (Hasebe et al., 2004; Soares et al., 2014; Abdullin et al., 2016) La edad para el método LA-ICP-MS es calculada con la ecuación 4:

$$t_M = \frac{1}{\lambda_D} \ln \left(\frac{\lambda_D}{\lambda_f} \frac{N_s}{[\hat{U}] A_s R q} + 1 \right) \quad (4)$$

En esta ecuación λ_D , λ_f y $[\hat{U}]$ son las constantes de decaimiento total, la de fisión nuclear y la concentración de ^{238}U . N_s es el número de trazas de fisión espontáneas contadas sobre el área A_s , y q es llamado factor de eficiencia (Iwano y Danhara, 1998; Soares et al., 2014; Vermeesch, 2019), que depende del tipo de mineral analizado y R es el rango o longitud promedio de las trazas reveladas.

Empleando un factor de calibración similar a la ecuación (1) para el método de trazas de fisión bajo la técnica del detector externo, la anterior ecuación puede simplificarse como se observa en la ecuación 5:

$$t = \frac{1}{\lambda_D} \ln \left(\frac{\lambda_D}{2} \zeta \frac{N_s}{[U] A_s} + 1 \right) \quad (5)$$

donde

$$\zeta = \frac{2}{\lambda_f R q}$$

Igual que en el caso anterior, se determina a través del estudio de estándares. El error sobre la edad obtenida por el método LA-ICP-MS se calcula con la ecuación 6:

$$\sigma(t) = t \sqrt{\frac{1}{N_s + 0,5} + \left(\frac{\sigma(U)}{U}\right)^2 + \left(\frac{\sigma(\zeta)}{\zeta}\right)^2} \quad (6)$$

2.5 Termocronología (U-Th)/He

Este método se basa en la acumulación de partículas alfas (^4He) en apatitos, circones, hematitas, entre otros, generadas por el decaimiento de emisores de partículas alfa como U, Th, Sr. La partícula ^4He , aunque es atrapada en el mineral, puede perderse en los bordes por incrementos de temperatura, por procesos difusivos. Estas partículas no se detienen hasta que viajan 20 μm de sus átomos padres, el He producido en los límites del cristal es expulsado (Ketcham, 2017).

El ^4He en el cristal, es la sumatoria de los productos de decaimiento del ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th y ^{147}Sm . Estos isótopos *U*, *Th*, y *Sm*, así como la concentración de ^4He son medidos en el laboratorio. Para esto se calienta la muestra y se produce la desgasificación del cristal, midiendo la cantidad de He. Luego se emplea un espectrómetro de masas ICPMS para cuantificar la concentración de U, Th y Sm. Las ecuaciones 7, 8, 9 y 10, determinan la edad de las rocas y minerales mediante el análisis de la acumulación de He.

$$t = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left(\frac{^4\text{He}}{8^{238}\text{U}} + 1 \right) \quad (7)$$

$$t = \frac{1}{\lambda_{235}} \ln \left(\frac{{}^4\text{He}}{7^{235}\text{U}} + 1 \right) \quad (8)$$

$$t = \frac{1}{\lambda_{232}} \ln \left(\frac{{}^4\text{He}}{6^{232}\text{Th}} + 1 \right) \quad (9)$$

$$t = \frac{1}{\lambda_{147}} \ln \left(\frac{{}^4\text{He}}{147\text{Sm}} + 1 \right) \quad (10)$$

Donde: $\lambda_{238} = 1,55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_{235} = 9,8485 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_{232} = 4,9475 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$, y $\lambda_{147} = 6,524 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$.

2.6 De historias termal a estimación de tasas de erosión

Después de la estimación de una edad (por trazas de fisión, o por el método (U-Th)/He), es importante obtener las longitudes de trazas de fisión confinadas (en el caso ideal es importante contar con más de 100 longitudes de trazas), con el propósito de modelar la historia termal de la muestra. Para obtener estas historias se utilizan *softwares* como HeFTy (Ketcham, 2005) o QTQt (Gallagher, 2012). Asumiendo un modelo de “*annealing*” (Laslett et al., 1987; Crowley et al., 1991; Ketcham et al., 1999; 2007) y de difusión (Wolf et al., 1996; Reiners y Farley, 1999; Farley, 2000; Reiners et al., 2004; Shuster et al., 2006; Flowers et al., 2009; Guenther et al., 2013) se determinan las historias tiempo-temperatura de la muestra, como la representada en la Figura 7. En la parte central de esta figura, la línea punteada en verde es el modelo “*weighted*” o pesado, mientras que la curva negra representa el modelo de mejor ajuste. Además, las envolventes moradas y verde representan el conjunto de trayectorias buenas y aceptables respectivamente, usando un valor estadístico de referencia. En la parte izquierda temprano, como inserto en esta figura, se observa un histograma de longitudes de trazas de fisión y el ajuste de la función de densidad del modelo al histograma de longitudes de trazas. En la base de la figura se observa la comparación entre las edades observadas y predichas y entre el valor promedio de las



longitudes de trazas observadas y predichas. El GOF es el valor de la prueba de bondad de ajuste (“*Goodness of fit*”) una media estadística de esta cercanía.

En la Figura 13 se observa una historia termal que permite estimar pulsos de enfriamiento y calentamiento. Por ejemplo, entre 160 a 100 Ma la curva negra tiene una pendiente negativa o decreciente, lo que significa un pulso de calentamiento en la muestra, mientras que, de 100 a 80 Ma, de 80 a 50 Ma, y así sucesivamente, en cada punto de inflexión hasta 0 Ma, la curva tiene una pendiente positiva o creciente lo que se interpreta como un pulso de enfriamiento asociado a exhumación o erosión. Para estos pulsos se calcula la pendiente de la recta que proporciona la tasa de enfriamiento. Es necesario convertir esta última a tasas de erosión y para esto se debe hacer una gran cantidad de asunciones.

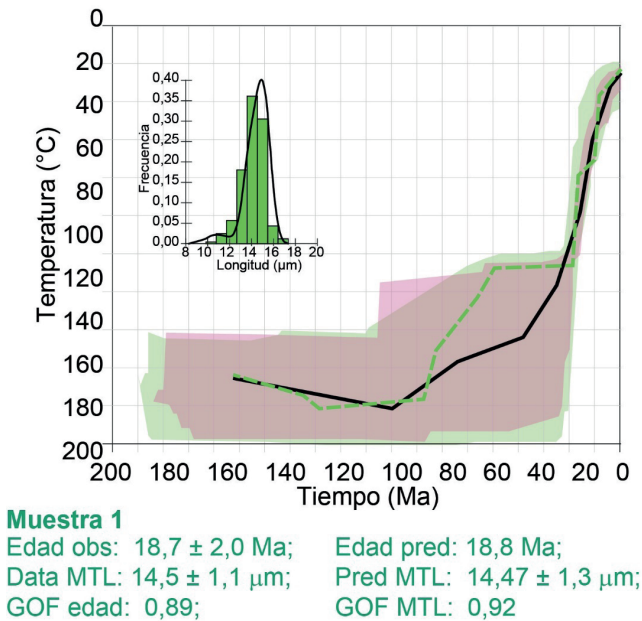


Figura 13. Historia tiempo-temperatura derivada de HeFTy (Ketcham, 2005) para una muestra hipotética.

Pasar de las historias de enfriamiento a las de exhumación/denudación usando datos termocronológicos, no es una tarea sencilla (ver Figura 14).

Es necesario asumir un modelo de annealing o de cicatrización de huellas en el caso de trazas de fisión o un modelo de difusión en el caso de los métodos (U-Th)/He en apatitos o circones para obtener curvas de enfriamiento/calentamiento. Debe asumirse un gradiente geotérmico e incorporar medidas como flujo de calor, conductividad térmica y advección de isothermas para determinar la historia de denudación. A partir de estos modelos ya es posible establecer historias de levantamiento, estimar flujo de sedimentos, reconstrucción de paleodrenajes y evolución del paisaje.

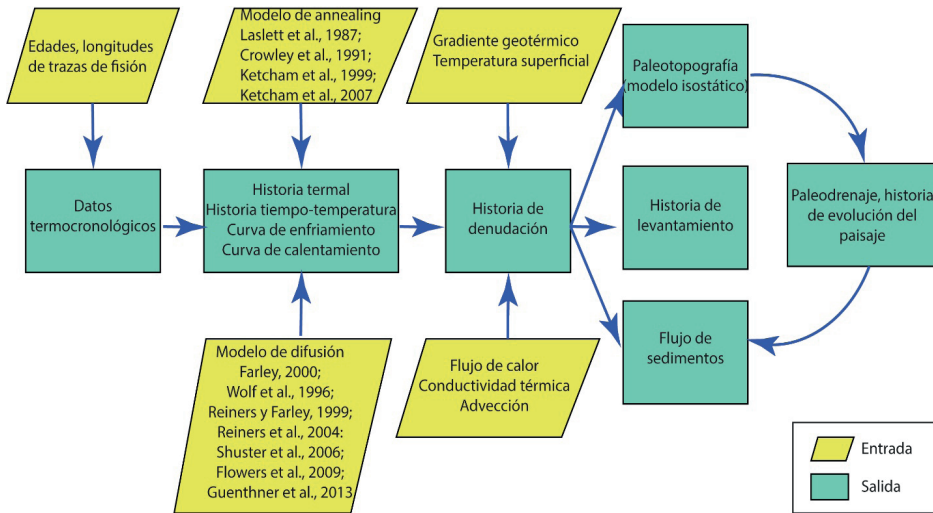


Figura 14. Transformación de datos termocronológicos a historias termales, denudación, levantamiento y evolución del paisaje. En elipses, los modelos y datos necesarios para generar cada modelo. Es necesario asumir una estrategia de muestreo y contar con otros datos geológicos. Fuente: Modificado de Bermúdez (2018).

Varios métodos para convertir edades termocronológicas a tasas de erosión se han desarrollado en el pasado (Age2edot, Willett y Brandon, 2013; Age2Exhume, van der Beek y Schildgen, 2023). Estos incorporan el concepto de temperatura de cierre de los minerales y su dependencia al enfriamiento, y los procesos de advección de calor que ocurren durante el desplazamiento de rocas a la superficie.

En la presente obra se empleará el *software* Pecube (Braun, 2003; Braun et al., 2006; 2012) para mostrar los efectos térmicos causados por la exhumación, isostasia flexural e influencia de fallas.

2.7 Software Pecube

El código termocinemático 3D Pecube desarrollado por Braun (2003) hoy en día es una importante aplicación dentro de la termocronología cuantitativa (Braun et al., 2006; 2012). El *software* predice edades termocronológicas mediante la solución numérica (elementos finitos) de la ecuación del calor en un espacio tridimensional. El código emplea parámetros como: temperatura en la base del modelo (T_L), densidad de las rocas (ρ), capacidad calórica (c), conductividad termal (k), producción de calor (A), velocidades de advección de isothermas en el espacio tridimensional (u,v,w), temperatura inicial (T_0), topografía ($S(x,y,t)$), temperatura a nivel del mar (TMSL), y factor de amplificación topográfico (β). En Pecube, en lugar de utilizar un flujo de calor, se emplea la temperatura basal, lo cual ayuda a simplificar los cálculos. La ecuación 11 (Braun et al., 2012), viene dada por:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \kappa \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \kappa \frac{\partial T}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \kappa \frac{\partial T}{\partial z} + A \quad (11)$$

Esta ecuación es resuelta por el método de elementos finitos, usando de 6 a 8 nodos elementos prismáticos (Braun, 2003), que son lineales en la dirección vertical y lineales o bilineales en las direcciones horizontales.

La ecuación 11 arroja una edad en la cual se determina que la roca atraviesa ciertas isothermas de temperatura, así es posible para cada termocronómetro o mineral, calcular una edad de enfriamiento.

En la Figura 15, se ilustra una configuración utilizada en Pecube para predecir las edades en superficie.



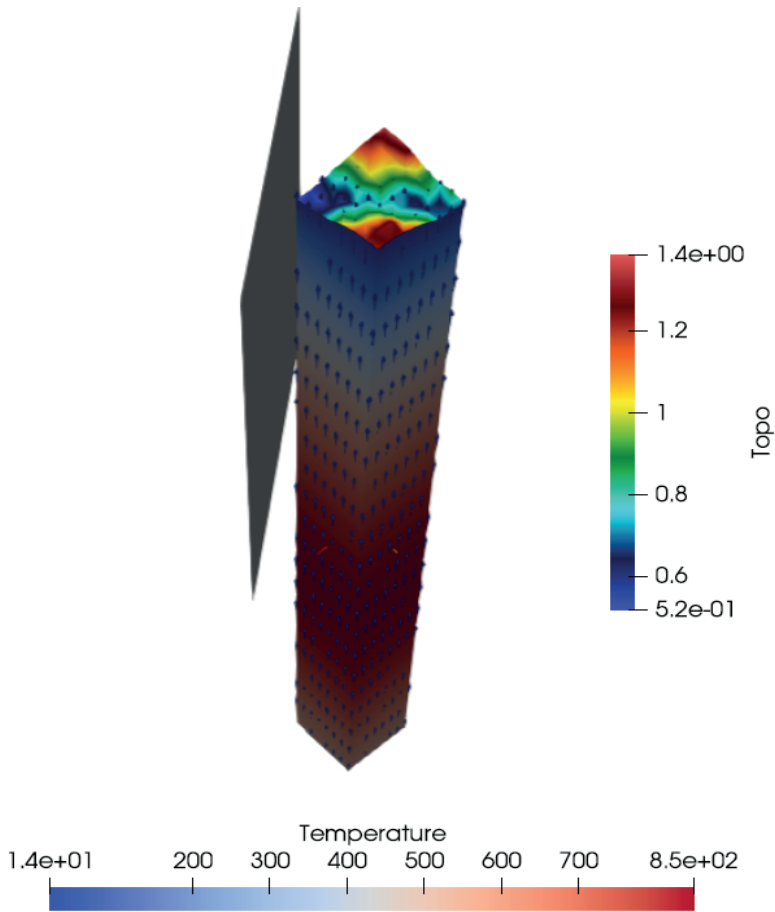


Figura 15. Configuración de un modelo Pecube hipotético, se proporciona temperatura en la base del modelo, temperatura superficial, campo de velocidades, topografía y la geometría de la falla a utilizar.