



UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

MODELOS 3D DE EVOLUCIÓN CONJUNTA DEL RELIEVE Y LA METEORIZACIÓN  
QUÍMICA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

JAVIER IGNACIO MARTINEZ OLIVARES

PROFESOR GUÍA:  
SÉBASTIEN CARRETIER

PROFESOR CO-GUÍA:  
MARTIN REICH MORALES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
DOLORINDA DANIELE  
MERCEDES VÁZQUEZ VÍLCHEZ

Esta memoria ha sido financiada en el marco del Laboratorio Mixto  
Internacional COPEDIM

SANTIAGO DE CHILE  
2014

# I Resumen

El alzamiento tectónico favorece la erosión y exhuma rocas silicatadas frescas con alto potencial de meteorización química. Estas reacciones de meteorización conllevan un consumo de CO<sub>2</sub> atmosférico, gas de efecto invernadero, disminuyendo la temperatura global e influyendo sobre el clima (Raymo & Ruddiman, 1989). Esta hipótesis continúa en debate, y es en este sentido que el desarrollo de modelos numéricos que acoplen evolución del relieve y meteorización química a largo plazo puede contribuir a la comprensión de este problema al cuantificar la retroalimentación entre erosión física y meteorización química.

CIDRE es un modelo 3D de evolución del relieve, al que se le ha integrado un módulo de meteorización química de clastos por disolución. Estos clastos son meteorizados tanto insitu como durante su transporte y sedimentación, permitiendo estimar el flujo químico en disolución producto de la meteorización a escala local y de todo el sistema modelado. En la presente memoria se comparan los resultados de este modelo con el de otros de mayor complejidad matemática en relación al aspecto geoquímico, pero que solo se sustentan en una o dos dimensiones espaciales, impidiéndose el seguimiento del material meteorizado. De este modo, se establece que en un modelo unidimensional, CIDRE es capaz de emular en buen grado las variaciones en el flujo químico asociadas a estados transientes y de equilibrio dinámico entre erosión y meteorización. Además permite simular mecanismos de transporte de productos de reacciones minerales en disolución: por difusión molecular y advección del fluido. Asimismo, es capaz de reproducir la evolución de la meteorización química de un regolito en un estudio de campo.

En un caso bidimensional de una ladera en un estado de equilibrio dinámico entre erosión y meteorización, y en la que el transporte de los sedimentos en superficie es difusivo por acción de la gravedad, CIDRE refleja aquellos casos en que el mecanismo de transporte químico es homogéneo desde la cima hasta el valle. De esta forma el regolito es uniforme tanto en su espesor vertical como en su grado de disolución mineral relativo a la profundidad. El régimen de equilibrio que limita al sistema es homogéneo en toda la ladera, y al aumentar la erosión pasa de estar limitado por el transporte a estarlo por la meteorización en toda la superficie a un mismo tiempo. En este aspecto, CIDRE se comporta de igual forma a un modelo desarrollado por Lebedeva & Brantley (2013) solo en el caso particular en que la curvatura de la topografía es constante.

Al explorar un modelo tridimensional de una vertiente, se indaga en primer lugar acerca de la distribución y cantidad de clastos necesaria para estimar el flujo químico en disolución, y su dependencia en cuanto a la granulometría y mineralogía de los clastos, y la meteorización de la roca madre. Luego se cuantifica el efecto de la erosión sobre la meteorización a escala de una vertiente montañosa, para un estadio inicial y para uno en equilibrio dinámico. Estos resultados permiten concluir que, a escala de una vertiente de roca la influencia del alzamiento tectónico sobre el clima global por medio de la erosión y meteorización, es en una etapa temprana y no sostenida durante un ciclo orogénico.

*“Yo te bendigo, Materia, y te saludo,  
no como te describen, reducida o desfigurada,  
los pontífices de la ciencia y los predicadores de la virtud,  
un amasijo, dicen de fuerzas brutales o de bajos apetitos,  
sino como te me apareces hoy, en tu totalidad y tu verdad.”*

Teilhard de Chardin, *Himno a la Materia*

## **II Agradecimientos**

Al Institut de Recherche pour le Développement (IRD) y su red de investigación COPEDIM, por la posibilidad de realizar esta memoria.

A mi profesor guía, Sébastien Carretier, por su disposición, apoyo y tiempo que me ha dedicado durante este trabajo. Agradezco igualmente a Martin Reich, Linda Daniele y Mercedes Vázquez por sus críticas, comentarios y sugerencias.

A los funcionarios y ayudantes de la universidad, en especial a Blanca Baccola, por su voluntad y preocupación para que todo avance.

A mis amigos, y a todos a quienes he conocido durante estos años en la U, y con quienes he compartido en terrenos, viajes, y tantos otros momentos.

A mi familia, en especial a mi mamá y a mi papá. Por el amor y la libertad que me han dado.

### III Tabla de contenido

Capítulo 1: Introducción.....	1
1.1 Objetivos.....	4
1.1.1 Objetivo general.....	4
1.1.2 Objetivos específicos .....	4
1.2 Hipótesis.....	4
1.3 Metodología.....	4
Capítulo 2: Estado del Arte.....	6
2.1 Procesos exógenos.....	6
2.1.1 Meteorización.....	6
2.1.2 Erosión y deposición.....	7
2.1.3 Regímenes de equilibrio.....	8
2.2 Modelos existentes.....	10
2.2.1 Modelo de evolución topográfica CIDRE.....	10
2.2.2 Modelando la evolución del relieve y la meteorización física.....	20
2.2.3 Modelos de Lebedeva & Brantley: Acoplando meteorización química y erosión.....	20
2.2.4 Modelando la meteorización química en horizontes de suelo y en presencia de vegetación.....	26
2.2.5 Modelando la meteorización química a lo largo de una ladera en estado transiente.....	26
2.2.6 Modelando el efecto de la erosión sobre la denudación química...	27
2.3 Evolución de la meteorización química de un regolito: un estudio de campo.....	28
2.4 Preguntas abiertas.....	34
Capítulo 3: Desarrollo de un método de estimación de la meteorización química de un regolito a partir de la disolución de clastos individuales.....	35
Capítulo 4: Resultados.....	39
4.1 Capacidad de CIDRE de reproducir casos 1D.....	40
4.1.1 Comparación entre leyes de producción de regolito y transporte químico por difusión molecular y advección.....	40
4.1.2 Efecto de la omisión del modelamiento químico del agua en CIDRE .....	43
4.1.3 Test de CIDRE en un caso de campo: evolución de la meteorización de un regolito (terrazas de Santa Cruz, California).....	50
4.2 Modelando una ladera 2D en CIDRE.....	52
4.3 Modelando una vertiente 3D en CIDRE.....	54
4.3.1 Consideraciones sobre la densidad y distribución de clastos.....	54
4.3.2 Meteorización química de una vertiente y erosión difusiva.....	66
4.3.3 Equilibrio dinámico en una vertiente: alzamiento tectónico, erosión e influencia sobre la denudación química.....	72
Capítulo 5: Discusiones.....	75
5.1 Comparación entre CIDRE y otros modelos.....	75
5.1.1 Sobre modelos teóricos.....	75
5.1.2 Sobre un caso de campo.....	77

5.2 Sobre la distribución y densidad de clastos.....	79
5.3 Efecto de la erosión sobre la denudación química.....	80
5.4 Modelo de una montaña.....	81
Capítulo 6: Conclusiones.....	82
Bibliografía.....	84

## Capítulo 1: Introducción

La “zona crítica” (Lebedeva & Brantley, 2010) es aquella desde la superficie de la Tierra hasta algunos centímetros o metros en profundidad, donde ocurren diversos tipos de procesos, entre ellos: erosión, sedimentación y meteorización. Es en esta franja, más o menos delgada, estos se interrelacionan complejamente con implicancias ambientales, geodinámicas y económicas, ilustradas por los dos problemas siguientes.

A principio de los años 90, se ha planteado la hipótesis de un impacto mayor del alzamiento del Tíbet y otras cadenas montañosas sobre la evolución del clima global durante el Cenozoico (Raymo & Ruddiman, 1988) (Figura 1). Las reacciones químicas asociadas a la meteorización de rocas silicatadas consumen  $\text{CO}_2$  atmosférico, gas de efecto invernadero. Este proceso contrarresta la inyección de  $\text{CO}_2$  por emanaciones volcánicas a escala de tiempo geológico. Un exceso de meteorización química tiende a aumentar el consumo de  $\text{CO}_2$ , y por lo tanto, a disminuir la temperatura promedio global. Tal descenso caracteriza la temperatura global de la

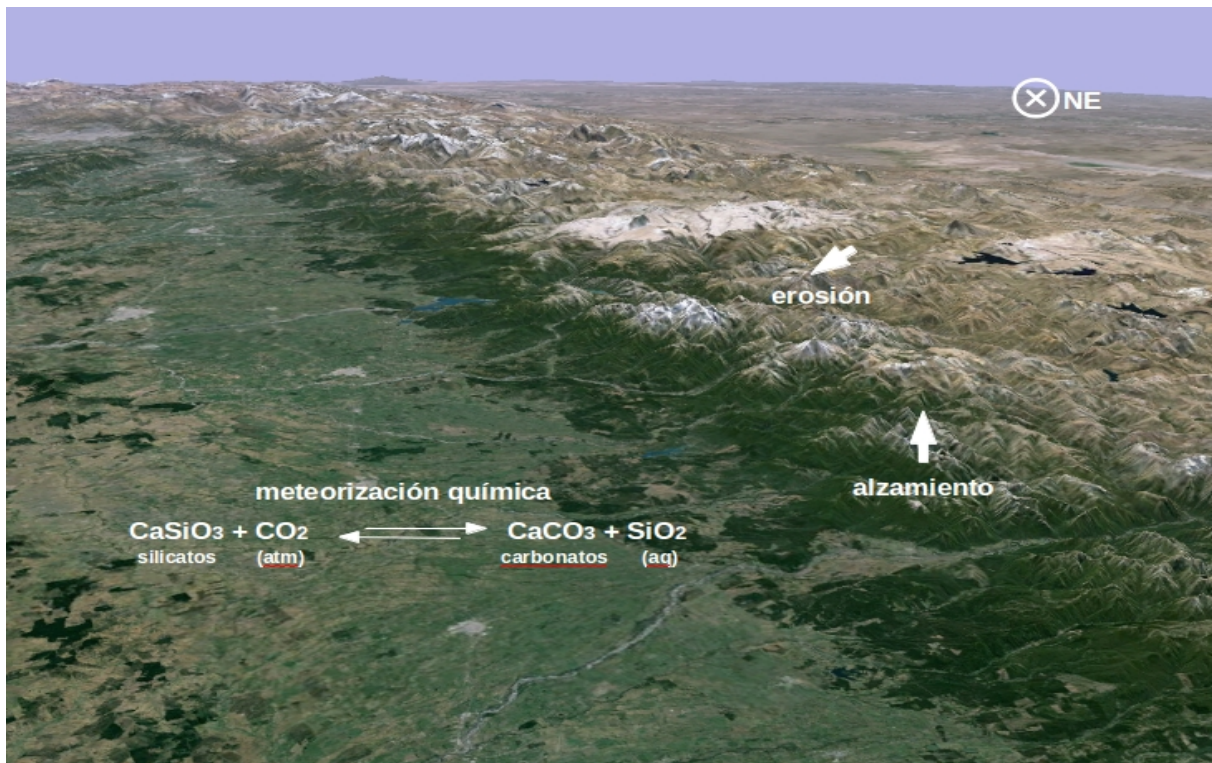


Figura 1. El alzamiento tectónico modifica la topografía favoreciendo la erosión y exponiendo rocas frescas con mayor potencial de meteorización química. Estas reacciones conllevan un consumo de  $\text{CO}_2$  atmosférico e influirían en el clima global a escala de tiempo geológico (Raymo & Ruddiman, 1988). Imagen satelital de la Cordillera de los Andes y la depresión intermedia, obtenida de Google Earth.

atmósfera desde hace unos 50 Ma. Raymo & Ruddiman (1988) han propuesto que el alzamiento tectónico aumenta la erosión física, fragmenta las rocas en clastos que se meteorizan más rápidamente, y exhuma rocas silicatadas frescas que tienen un alto potencial de meteorización. Así se dio inicio a la revolución conceptual según la cual la tectónica influye sobre el clima global por medio de la erosión. Esta hipótesis, con consecuencias fundamentales para el entendimiento del sistema Tierra, sigue en discusión (Dixon & Von Blanckenburg, 2012). Gran parte del debate proviene de la falta de modelos que acoplen evolución del relieve y meteorización química a largo plazo, lo que limita la capacidad de cuantificar la retroalimentación entre ambos procesos.

Por otro lado, la superficie de la Tierra, en su sentido mas amplio, es el lugar donde se concentran metales de interés económico, tal como el cobre supérgeno. Los procesos conducentes a la oxidación del cobre ocurren en la “zona crítica” y, por efecto de interacciones sutiles entre condiciones ambientales, cantidad de agua y velocidad de erosión física, concentran o dispersan este metal en el medio supérgeno. Entender de forma acabada estas interacciones tendría un fuerte impacto para la prospección minera de cobre supérgeno y exótico. Las interacciones entre procesos químicos y físicos en la “zona crítica” son tan complejas que se requieren modelos simplificados que ayuden a predecir la evolución conjunta del relieve y procesos geoquímicos a escala de tiempo geológico.

Los ejemplos anteriores indican que para avanzar significativamente en el conocimiento de la “zona crítica” se requiere de nuevos modelos numéricos y que estos pueden aplicarse para resolver problemas fundamentales y aplicados. Modelos que relacionen cuantitativamente evolución topográfica, erosión, y su influencia e interacción sobre la tectónica y el clima se encuentran a la vanguardia en la investigación sobre procesos de la superficie terrestre (National Research Council of the National Academies, 2010). En este sentido estudios acerca de las condiciones de equilibrio dinámico y la incorporación de procesos geoquímicos en la evolución del relieve son contribuciones que posiblemente han de significar el mayor impacto (Anderson 2012). En publicaciones recientes existen esfuerzos por modelar estos procesos, pero hasta ahora son uni o bidimensionales. En la mayor parte de estos se asume un sistema en equilibrio dinámico, es decir, no se considera un periodo de transición previo durante el cual el sistema alcanza tal estado, esto con el fin de simplificar este tipo de sistemas abiertos. Este estado de equilibrio implica una columna de roca con un espesor de regolito constante sobre ella, y en el caso de una ladera o vertiente, un relieve constante modelado por la meteorización y erosión (Anderson 2012). Un problema adicional escasamente estudiado es el hecho de que el suelo se forma no solo del material meteorizado insitu, sino



que parte de él puede provenir y depositarse desde mayor otras fuentes. Generalmente este suelo alóctono es simplemente desestimado como una porción residual, sin considerarse en la formación de un regolito. En este sentido además, poco se ha avanzado en la comprensión de la variabilidad espacial de la meteorización del suelo (e.g. Cohen et al., 2010) en un contexto geomorfodinámico (Yoo & Mudd 2009).

Un modelo numérico 3D ha sido recientemente desarrollado, y se basa en el modelo de evolución del relieve CIDRE (Carretier et al. 2009), al cual se ha integrado un módulo de meteorización química, que en esta memoria ha sido complementado. CIDRE es un modelo de evolución del relieve que soluciona balances de masa a nivel local entre material depositado y erosionado para predecir variaciones topográficas. Para esto utiliza un algoritmo de flujo múltiple que permite el transporte de sedimentos y agua desde una celda en distintas direcciones al mismo tiempo. Además el modelo permite una caracterización topográfica, litológica del basamento y de los sedimentos, leyes de erosión difusivas y fluviales, ángulos críticos de equilibrio gravitacional, leyes de alteración de la roca fresca, gradientes de temperatura y precipitaciones con respecto a la altitud, y parámetros tectónicos.

En cuanto al modulo geoquímico, este se enfoca en la evolución química de clastos que, transportados según la evolución del relieve, son meteorizados y pierden materia por disolución. Estos clastos, con condiciones iniciales de tamaño, composición y posición dentro del modelo impuestos, actúan como marcadores geoquímicos que permiten estimar el flujo de elementos dentro del sistema a escala local o regional. Este modelo geoquímico carece de la complejidad matemática desarrollada por otros modelos que simulan la meteorización química a partir de la solución de ecuaciones diferenciales parciales (e.g. Lebedeva & Brantley, 2013), pero que no permiten un modelamiento tridimensional sencillo ni un seguimiento de los sedimentos erosionados, transportados o depositados.

Los resultados de este CIDRE pueden ser comparados con los de estos modelos analíticos y con observaciones de terreno como características de sedimentos, de sus fuentes y con mediciones integradas de flujos químicos en ríos. Sin embargo, este modelo consta con simplificaciones importantes para poder simular estos procesos a escala de tiempo geológico. Por lo que es necesario estudiar el comportamiento del modelo en condiciones simples y testear los resultados comparándolos con otros modelos y datos.

## **1.1 Objetivos**

### **1.1.1 Objetivo general**

Determinar hasta que límite el modelo 3D de evolución del relieve CIDRE acoplado con un módulo de meteorización química es representativo de modelos de meteorización de mayor complejidad matemática para un caso unidimensional, y su extrapolación a escala de una vertiente sintética simple.

### **1.1.2 Objetivos específicos**

- Determinar la capacidad del modelo de reproducir perfiles de disolución mineral asociados a regímenes de equilibrio limitados por transporte y meteorización en modelos uni y bidimensionales obtenidos por modelos matemáticamente más complejos.
- Determinar la capacidad del modelo de reproducir la meteorización química de un regolito en un caso de campo.
- Cuantificar la densidad de clastos necesaria para obtener una buena aproximación del flujo químico a escala de una vertiente, y su dependencia en función de parámetros mineralógicos, granulométricos y ambientales.
- Cuantificar la retroacción de la erosión física sobre la meteorización química a escala de una vertiente y aportar al debate sobre la hipótesis de Raymo & Ruddiman (1988), según la cual el alzamiento tectónico influye sobre el clima al favorecer la erosión física, incrementando a su vez la denudación química, asociada a un mayor consumo de CO<sub>2</sub> atmosférico y una disminución de la temperatura a escala global.

## **1.2 Hipótesis**

Un modelo numérico tridimensional de la evolución conjunta del relieve y la meteorización química de clastos por medio de disolución permite reproducir los resultados de flujos químicos en disolución producto de la meteorización determinados por modelos geoquímicos previos elaborados con una mayor complejidad matemática, y la extrapolación desde un sistema unidimensional simple hasta la escala de una vertiente tridimensional.

## **1.3 Metodología**

Este tema de memoria se enfoca esencialmente en simulaciones numéricas generadas en un modelo 3D que incorpora un módulo de meteorización química enfocado en la evolución composicional de clastos

transportados según la evolución del relieve determinada por el modelo CIDRE (Carretier et al. 2009).

Para estudiar el alcance de este modelo simplificado, en primera instancia se recrea la meteorización química de una columna de roca y regolito en cuanto a la variación temporal y espacial de su mineralogía. En particular se muestra el efecto de simplificar la alteración de la roca madre según leyes empíricas de producción de regolito, y el no considerar el no modelar un desequilibrio químico entre roca o regolito y agua. Estos resultados son comparados con modelos teóricos uni y bidimensionales desarrollados por Lebedeva & Brantley (2010 y 2013). En estos modelos, de mayor complejidad matemática, la meteorización química obedece a la disolución mineral, considerándose la química del fluido que interactúa con la roca. Además se realiza un test sobre la evolución de la meteorización química de un regolito en un caso de campo, ya estudiado por White et al. (2008).

A continuación se incorpora un método de estimación del flujo químico en disolución, producto de la meteorización química de un regolito, a partir de un conjunto de clastos. Así, en el modelo 3D de una vertiente de roca, se estudia la densidad y distribución de clastos necesaria para obtener una buena aproximación de este flujo químico, y su dependencia en función de condiciones topográficas iniciales, procesos de erosión difusivos, condiciones de meteorización, y características litológicas: mineralógicas y granulométricas.

Posteriormente, también en el modelo 3D de una vertiente, se estudia la formación de un regolito, y la variación del flujo químico en disolución en función de características mineralógicas, granulométricas, topográficas, de meteorización química, y de erosión y transporte por procesos difusivos. Finalmente al incorporar alzamiento tectónico se estudia este sistema en un equilibrio dinámico al igualarse las tasas de erosión y producción de regolito, concluyéndose respecto al rol del alzamiento tectónico sobre la denudación química por medio de la erosión.

## **Capítulo 2: Estado del Arte**

En este capítulo se realiza, en primera instancia, una revisión del estado del arte en cuanto a los procesos básicos que participan directa o indirectamente en la evolución temporal y espacial de la meteorización química de un regolito.

Posteriormente se describe el modelo de evolución del relieve CIDRE junto al módulo geoquímico añadido previo a este trabajo, y otros modelos desarrollados y publicados recientemente en la literatura, de mayor complejidad en ciertos aspectos, y que en mayor o menor medida resultan útiles al evaluar el comportamiento de CIDRE. Para este mismo efecto, además, se muestra un caso de campo que describe la evolución en el grado de meteorización de un regolito. Este estudio es usado posteriormente para testear CIDRE en un caso real.

Finalmente se consideran ciertas interrogantes en referencia la hipótesis de Raymo y Ruddiman (1988), y sobre las que se espera realizar un aporte en una posterior discusión sobre los resultados obtenidos.

### **2.1 Procesos exógenos**

Estos procesos son aquellos que ocurren en la superficie de la tierra y que por lo tanto intervienen en la evolución de las rocas una vez que se encuentran expuestas en la “zona crítica” terrestre. Las rocas frescas al encontrarse en un desequilibrio en condiciones distintas a aquellas en las que se formaron, son afectadas por procesos físicos y químicos de meteorización que la alteran, generando un regolito que eventualmente es erosionado. Los minerales reactivos de la roca y el regolito dan paso a fases estables en estas condiciones, y aportan un flujo químico en disolución acuosa. La erosión, por su parte, remueve el material superficial mas o menos alterado. Cuando la meteorización química y la erosión se igual en magnitud, el sistema eventualmente alcanza un estado de equilibrio dinámico, en el que la roca es alterada en regolito, cuyos minerales son disueltos y su superficie es erosionada.

#### **2.1.1 Meteorización**

La exposición de la roca madre a las condiciones encontradas en la superficie de la tierra provocan su meteorización tanto física como química, es decir, su fragmentación y cambios en su composición. Estos procesos son determinados en parte por las características de la roca y en parte por factores ambientales. El material alterado desde la roca madre es llamado regolito, o saprolito si en su generación no existe una variación en el volumen

(Becker, 1895). En estas condiciones un proceso fundamental por el que ciertos minerales formadores de rocas silicatadas, como feldespatos o micas, reaccionan químicamente es la hidrólisis, que genera minerales estables y productos solubles, transportables en disolución. Dos mecanismos de transporte químico disipan estos productos y los remueven del sistema: la difusión molecular desde zonas de mayor a menor concentración, y la advección por medio de la circulación de aguas meteóricas (Lebedeva & Brantley, 2013).

La litología y el clima son factores determinantes en la velocidad a la que la roca madre es alterada a regolito. Rocas de grano fino, porosas, ricas en minerales móviles, fracturadas o permeables, favorecen la meteorización química: una roca sedimentaria o una lava fracturada desarrolla más rápidamente un regolito que como lo haría un granitoide, bajo las mismas condiciones ambientales. Análogamente, una mayor tasa de precipitaciones favorece y temperaturas elevadas, favorecen la cinética de reacción mineral: en un clima tropical la roca madre es más fácilmente meteorizada y el desarrollo del suelo es mayor que en condiciones templadas o secas.

El grado de meteorización química de un regolito se puede ilustrar por medio de un perfil de disolución mineral. La [Figura 2](#) muestra la concentración residual, o equivalentemente el grado de disolución, de un mineral o elemento respecto a la concentración del mismo en el protolito, en función de la profundidad de una columna de roca y regolito. Para un mismo protolito los distintos minerales que lo integran presentan perfiles de disolución con distinta geometría y profundidad, y por lo tanto con mayor o menor espesor de regolito en el que hay efectivamente disolución, y en distinta magnitud.

### **2.1.2 Erosión y deposición**

Pero no solo la meteorización de la roca y la disolución de sus minerales inciden en la formación y desarrollo de un regolito: la erosión, y por extensión el alzamiento tectónico o cualquier fenómeno que la fomente, cumple también un papel fundamental al transportar materia más degradada fuera del sistema y exponer rocas más frescas (Riebe et al., 2001; Von Blanckenburg, 2006), disminuyendo el espesor del regolito y el grado de meteorización (White, 2008). Cuando la tasa de erosión en un sistema supera a la tasa máxima potencial de producción de regolito, la roca meteorizada es transportada, impidiéndose su acumulación insitu y dejando expuesta a la roca madre en superficie. Si la erosión es menor, el regolito se acumula, pudiendo llegar a un estado de equilibrio dinámico en donde su tasa de producción se iguala a la de erosión, manteniendo un espesor constante y renovándose continuamente (Brantley & Lebedeva, 2011). El efecto de la

sedimentación es mas complejo pues el material que se agrega a un regolito pudo haber sido transportado y depositado selectivamente de acuerdo a factores tan disimiles como su granulometría, mineralogía, densidad, agente de transporte, etc. Además estos sedimentos presentan cierta meteorización previa y su origen puede ser una fuente (o un conjunto de ellas) distinta a la del regolito insitu (White, 2008), por lo que dependiendo de cada caso podría poseer distintas fases minerales, y estar enriquecido o empobrecido en relación a otras presentes en el regolito generado insitu.

### 2.1.3 Regímenes de equilibrio

Dos regímenes de equilibrio son reconocidos al igualarse la tasa de erosión  $E$ , con la de producción de regolito  $\omega$  (ambas en unidades de  $m s^{-1}$ ) a distintas magnitudes en función del grado de disolución mineral del regolito. Cuando la erosión es dominante con respecto a la tasa de disolución mineral  $R_m$  ( $mol m^{-2} s^{-1}$ ), el espesor del regolito tiende a ser delgado, parte de los minerales reactivos alcanzan la superficie y son erosionados antes de ser totalmente meteorizados. Este es el caso de un régimen limitado por la meteorización. Si por el contrario la erosión es leve o la cinética de reacción mineral es rápida, la meteorización de la roca y en consecuencia la producción del regolito son determinantes, alcanzando espesores mayores bajo idénticas condiciones (litológicas, climáticas, etc). En este régimen limitado por el transporte, el regolito se renueva lentamente y los minerales residen en él por períodos de tiempo que superan al necesario para que reaccionen por completo (tiempo de turnover, Mudd & Yoo, 2010).

Un perfil de disolución mineral considera la distribución espacial de la fracción residual de un mineral en una columna de roca y regolito, y por lo tanto muestra el grado de meteorización química existente a cada profundidad (White, 2008). La geometría que adopta un perfil de disolución está determinada por la ecuación

$$b_s = \omega / (R_m * s_m) \quad (\text{Ec. 1})$$

donde  $b_s$  ( $m^4 mol^{-1}$ ) es la pendiente del perfil o el gradiente de meteorización, y  $s_m$  ( $m^{-1}$ ) el área específica del mineral: su área superficial por unidad de volumen de roca. Esta área específica (o volumétrica) está determinada por la abundancia de cristales dentro de la roca, así como por la geometría de estos y su rugosidad. Bajo condiciones constantes, la pendiente del perfil es lineal; una disminución en la tasa de producción de regolito  $\omega$ , como sucede en general al aumentar el espesor del mismo, disminuye esta pendiente; mientras que una disminución en la tasa de disolución mineral  $R_m$ , por ejemplo a bajas fracciones residuales del mineral, la aumenta.



## 2.2 Modelos existentes

En la literatura es posible encontrar diversos modelos, tanto numéricos como analíticos, que involucran con mayor o menor refinamiento meteorización química y física, formación de suelos y evolución del relieve. A continuación se muestra una síntesis sobre distintos modelos uni, bi o tridimensionales publicados recientemente en la literatura (2005 a 2013), que permiten en distinto grado una comparación con el modelo CIDRE acoplado al módulo de meteorización química implementado.

En primer lugar se describe en detalle el modelo de evolución del relieve CIDRE y el módulo geoquímico desarrollado hasta antes de la presente memoria. A continuación se muestran modelos que incursionan en ciertos aspectos más específicos que CIDRE, mostrando el estado del arte en relación al modelamiento de sistemas que integran, por ejemplo, la evolución del relieve y su interacción con la pedogénesis (modelo mARM3D, Cohen et al., 2010), o la meteorización química en horizontes de suelo asociada a ciclos de carbono y agua en ecosistemas forestales (modelo WITCH, Goddérís et al., 2006). Dentro de estos se revisan en detalle dos modelos desarrollados por Lebedeva & Brantley (2010 y 2013) que acoplan meteorización química y erosión, y que son utilizados como base para la validación de CIDRE en una y dos dimensiones. Estos modelos permiten ampliar las discusiones de los resultados obtenidos por CIDRE al considerar fenómenos o perspectivas excluidas en él.

### 2.2.1 Modelo de evolución topográfica CIDRE

CIDRE es un modelo numérico 3D de evolución del relieve, que soluciona balances de masa a nivel local entre material depositado y erosionado para predecir variaciones topográficas (Carretier et al., 2009). Para esto utiliza un algoritmo que permite un flujo múltiple (*multiflow*) de sedimentos y agua, desde una de las celdas en que esta discretizada la superficie hacia distintas direcciones simultáneamente (Tucker & Hancock, 2010), conveniente para modelar el transporte de sedimentos en pendientes suaves (Carretier & Lucazeau, 2005; Pepin et al., 2010).

Este modelo permite una caracterización topográfica, litológica del basamento y de los sedimentos con sus respectivas leyes de erosión difusiva y fluvial, ángulos críticos de equilibrio gravitacional, leyes de meteorización de la roca madre y su dependencia con respecto a la temperatura superficial y escorrentía, gradientes de temperatura y precipitaciones con respecto a la altitud, y parámetros tectónicos.

El regolito se compone de un saprolito generado insitu por meteorización isovolumétrica de la roca madre, asumiéndose su pérdida



completa de cohesión (Dixon et al., 2009), y de una capa superior de suelo que ha sido transportado desde celdas a mayor altura. Es por esto que, a pesar de que el regolito es heterogéneo (compuesto de un regolito y un suelo móvil), tiene un comportamiento isótropo, siendo el regolito tan erodable como el suelo superficial (e.g. Anderson & Humphrey, 1989; Tucker & Slingerland, 1994; Strudley et al., 2006), y por lo tanto sobrestimándose su erodabilidad. Sin embargo, y a diferencia de otros modelos (e.g. Lebedeva & Brantley, 2013) el regolito no necesariamente se comporta físicamente como una unidad.

### ***Balance de masa***

En un sistema que representa a un área rectangular de longitud unitaria (Figura 3b) que incluye una interfaz entre la tierra sólida y un fluido (aire en una ladera o agua en un río) a una elevación  $z$ , el balance de masa es

$$\partial z / \partial t = - e + D \quad (\text{Ec. 2})$$

siendo

$$D = q_s / L \quad (\text{Ec. 3})$$

donde  $e$  ( $L T^{-1}$ ) es la tasa de despegue desde la superficie (suelo o lecho de un río),  $D$  es la tasa de deposición ( $L T^{-1}$ ),  $q_s$  ( $L^2 T^{-1}$ ) es el flujo sedimentario por unidad de distancia que entra al sistema y  $L$  es la distancia de transporte (Kooi & Beaumont, 1994; Davy & Lague, 2009). Cuando la distancia de transporte es pequeña el flujo sedimentario tiende a depositarse, como por ejemplo durante el transporte de sedimentos por arrastre. En caso contrario solo una fracción se deposita mientras que la otra parte deja el sistema junto a los sedimentos desprendidos en el mismo, como sucede durante remociones en masa en las que el flujo en movimiento se compone de aquel que ha sido transportado desde mayor altura y aquel que se agrega localmente.

Este balance de masa es resuelto dos veces para cada celda en CIDRE: una para procesos de ladera y otra para procesos fluviales, con leyes específicas para  $e$  y  $L$  en cada caso.

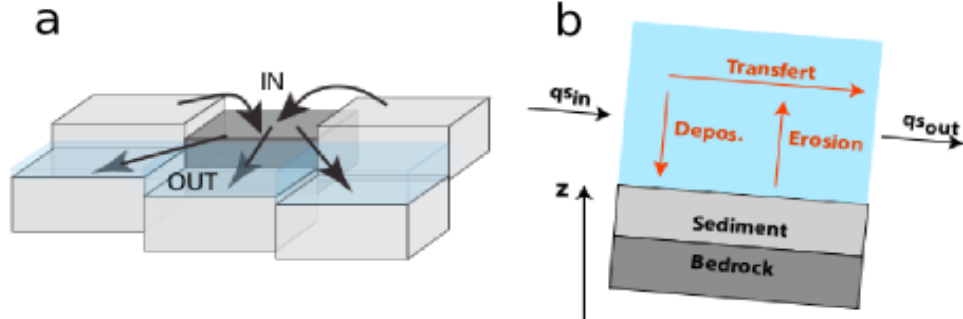


Figura 3. a) Esquema del algoritmo de flujo múltiple (multiflow) utilizado por CIDRE, en donde una celda aporta agua y sedimentos hacia múltiples celdas vecinas a menor altura, en proporción a la pendiente. Además se muestra un flujo entrante, producto de la erosión lateral del flujo de agua. b) Esquema del balance de masa a nivel de una celda. Los flujos derivados de la deposición (D) y erosión (e) son parametrizados, y determinan al flujo transferido ( $T = q_s \text{ in} - D$ ) y al flujo  $q_s \text{ out}$  ( $e+T$ ). Imagen de S. Carretier

### **Leyes de erosión y distancia de transporte**

Para procesos de ladera, se tiene que

$$e = \kappa S / \partial x \quad (\text{Ec. 4})$$

$$L = \partial x / (1 - (S / S_c)^2) \quad (\text{Ec. 5})$$

donde  $\kappa$  ( $L^2 T^{-1}$ ) es el coeficiente de difusión,  $\partial x$  es la unidad de longitud de una celda del sistema,  $S$  es la pendiente local y  $S_c$  es la pendiente crítica del material. Cuando el valor de  $S$  se acerca a  $S_c$ , la distancia de transporte  $L$  aumenta y el material transportado difícilmente se deposita.

Para procesos fluviales, la erosión y distancia de transporte son modeladas según

$$e = \kappa / \partial x * (k_t q^\alpha S^\beta - \tau_c)^p \quad (\text{Ec. 6})$$

$$L = \xi q \quad (\text{Ec. 7})$$

donde  $k_t$  es un coeficiente derivado de la ley de fricción de Chezy,  $q$  es la descarga de agua por unidad de distancia,  $S$  es la pendiente local,  $\tau_c$  es un valor umbral de despegue, y los exponentes toman valores positivos. La Ec. 6 se deriva de el asumir que  $e \propto (\tau - \tau_c)^p$ , donde  $\tau$  es el estrés de cizalle aplicado por el flujo de agua en el lecho del río (e.g. Tucker, 2004). La Ec. 7 se deriva del análisis de Davy & Lague (2009) para el transporte por saltación,  $\xi$  es un factor que depende del tamaño de la partícula y su densidad.

### **Flujo de agua**

Para procesos fluviales, la amplitud del flujo  $w$  puede ser el ancho de la celda o el ancho de un río, en cuyo caso,  $w$  es definida usando la relación hidráulica

$$w = k_w Q^{0.5} \quad (\text{Ec. 8})$$

donde  $k_w$  es un coeficiente que depende de la litología, y  $Q$  ( $L^3 T^{-1}$ ) es la descarga de agua en la sección  $w$  del río.

### **Estratos**

En CIDRE se distingue la capa sedimentaria o regolito, de la roca madre, la que a su vez se puede definir en base a distintos estratos de roca. Cada una de estas capas tiene distintas propiedades de erodabilidad ( $\kappa$ ) y umbrales de despegue ( $\tau_c$ ). Durante un paso de tiempo  $dt$ , las distintas capas de una celda pueden ser erodadas sucesivamente. La erosión de cada una de ellas se produce durante una fracción de  $dt$ , y durante la fracción restante las capas inferiores pueden también ser erodadas. Para esto se multiplica el paso de tiempo  $dt$  por el factor  $[1 - (V_{\text{layer}})/(w \cdot dx \cdot e \cdot dt)]$ , donde  $V_{\text{layer}}$  es el volumen de cada capa, ya sea regolito o roca. Este proceso es conocido como el efecto de “cobertura” para ríos.

### **Erosión Lateral**

El flujo de agua puede provocar la erosión de celdas adyacentes, a mayor altura y en dirección perpendicular al flujo mismo, según la ley de erosión lateral

$$e_l = \alpha Q_s \quad (\text{Ec. 9})$$

donde  $\alpha$  ( $L^{-2}$ ) es una constante para los sedimentos y está implícitamente determinada para la roca madre en proporción a su coeficiente de difusión  $\kappa$  (Ec. 4 y 6)

### **Flujos externos de agua y sedimentos**

Tanto el flujo de sedimentos como el de agua que salen de una celda, lo hacen en distintas direcciones a la vez hacia las celdas mas bajas, y en proporción a la pendiente con respecto a cada una de ellas, en consistencia con procesos difusivos. Este algoritmo de flujo múltiple (*multiflow*, Figura 3a), al contrario de uno en el que la dirección del flujo es solo hacia la máxima pendiente, permite que el agua y los sedimentos se extiendan sobre un área amplia, y es particularmente apropiado para pedimentos, abanicos aluviales y valles fluviales.

## **Clastos**

Cada clastos tiene una posición y profundidad inicial en la malla de celdas. Su erosión se da junto a la de la roca a la profundidad a la que se encuentra, y una vez erodado se traslada a una de las celdas a menor altura según una probabilidad proporcional a la pendiente con respecto a cada celda vecina a menor altura, en donde puede ser depositado o continuar su transporte. La probabilidad de que sea depositado es simplemente la razón entre el flujo depositado  $D \cdot \Delta x$  y el flujo sedimentario entrante  $q_s$ . Si el clasto se deposita, su profundidad es dispuesta al azar dentro del volumen sedimentado. Si por el contrario continúa su transporte, se repite el mecanismo anterior hasta su deposición o salida del sistema. La dependencia de la probabilidad de estos procesos con el tamaño de cada clasto no se encuentra implementada aún, aunque ello no conlleva mayor complejidad.

## **Producción de regolito**

La tasa de producción de regolito  $\omega$  ( $m a^{-1}$ ) es aquella a la que la roca madre es meteorizada por cualquier fenómeno que la altere física o químicamente. En ausencia de erosión es igual a la tasa a la que el frente de alteración, límite entre roca madre y regolito, se profundiza en un periodo de tiempo. En CIDRE la generación de regolito está parametrizada de acuerdo a dos leyes que describen como varía su tasa de producción con respecto al espesor de la columna de regolito sobre la roca (Figura 4). Estas leyes, usadas ampliamente en la literatura, son la ley exponencial y la ley humped (Heimsath et al. 1997; Anderson 2002; Strudley 2006; Cohen 2010; Carretier 2014).

La primera sostiene que al estar la roca fresca expuesta en superficie, es más susceptible a ser meteorizada, y por lo tanto la tasa de producción de regolito es mayor en este caso. A medida que el regolito aumenta de espesor, el frente de meteorización se encuentra cada vez más aislado de factores ambientales, causando un decaimiento de  $\omega$  descrito exponencialmente en función de la profundidad del frente de alteración (Heimsath et al. 1997, 1999). La segunda ley, indica que la producción de regolito se ve propiciada cuando existe cierto espesor de suelo (Gilbert 1877) que fomenta factores como la retención de fluidos, bioturbación (enraizamiento u otros), etc. que a su vez favorecen la tasa de meteorización. Cuando se supera este espesor de regolito, estos factores dejan de intervenir, y al igual que en el caso anterior  $\omega$  comienza a decaer exponencialmente. Ambas leyes se puede generalizar en la ecuación

$$\omega = \omega_0 (e^{-(H/d1)} - k_1 e^{-(H/d2)}) \quad (\text{Ec. 10})$$

donde  $\omega_0$  ( $m a^{-1}$ ) es el valor que toma la tasa de producción de regolito para

el caso de la roca madre expuesta en superficie según la ley exponencial,  $H$  (m) es el espesor de la columna de regolito sobre la roca madre,  $d_1$  (m) es un parámetro que describe la atenuación de  $\omega$  con el espesor del regolito, y para la ley humped  $k_1$  y  $d_2$  describen el aumento de  $\omega$  a espesores delgados. Para la ley humped la tasa de meteorización de la roca madre expuesta es  $\omega_0 (1 - k_1)$ .

El valor que toma  $\omega_0$  es dependiente de factores climáticos y litológicos. La temperatura  $T$  (K) y precipitaciones  $r$  ( $\text{m a}^{-1}$ ) (el subíndice 0 indica valores de referencia) favorecen la meteorización de la roca según la ecuación

$$\omega_0 = k_w (r / r_0) e^{(-Ea/R (1/T - 1/T_0))} \quad (\text{Ec. 11})$$

donde  $k_w$  ( $\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) y  $Ea$  ( $\text{J mol}^{-1}$ ) son la constante de disolución cinética y la energía de activación asociada a la roca según su mineralogía y  $R$  es la constante universal de los gases ideales ( $8,314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ).

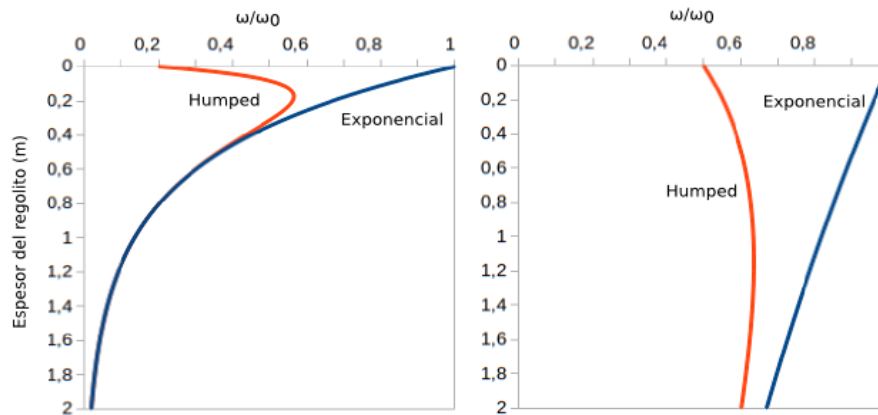


Figura 4. Leyes de producción de regolito. A la izquierda con  $d_1=0,5\text{m}$   $d_2=0,1\text{m}$   $k_1=0,8$ . A la derecha  $d_1=5\text{m}$   $d_2=1\text{m}$   $k_1=0,5$ . Al aumentar  $d_1$  y  $d_2$ , el incremento y decaimiento de  $\omega$  es menos sensible al espesor del regolito. La ley humped alcanza un máximo de  $\omega$  al existir cierto espesor de regolito.

### Algoritmo

A cada paso de tiempo se verifica la altura de cada celda, luego desde la celda más alta hasta la más baja, se siguen los siguientes procesos:

- 1 Las precipitaciones se suman al flujo de agua proveniente de las celdas a mayor altura, y es descargado a las celdas más bajas.
- 2 Parte de la roca madre es meteorizada e incorporada al saprolito
- 3 Parte del regolito se erosiona hacia las celdas más bajas
- 4 En caso de quedar expuesto el basamento, parte de él es erosionado

- hacia las celdas mas bajas
- 5 Se depositan los sedimentos proveniente desde celdas a mayor altura. La diferencia entre la deposición y erosión indica el cambio de altura de la celda
  - 6 En caso de presentarse, el alzamiento tectónico aumenta la altura de la superficie de la celda

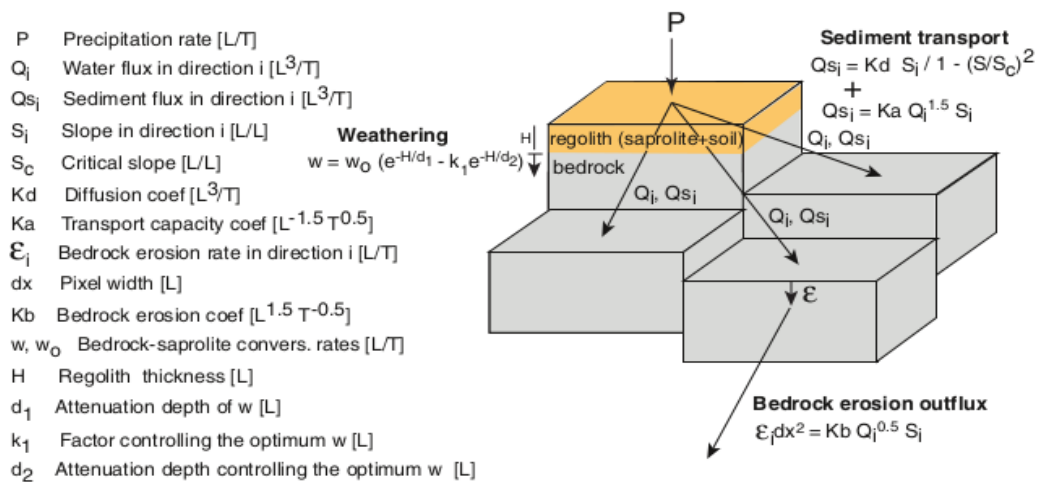


Figura 5. Parámetros y esquema del modelo CIDRE. La elevación de la superficie cambia en cada paso de tiempo de acuerdo al alzamiento tectónico y la diferencia entre el flujo de sedimentos que entran y salen de cada celda. El flujo de agua es la suma de la precipitación en cada celda y el aporte desde celdas superiores. Tanto los sedimentos como el agua fluyen hacia las celdas mas bajas proporcionalmente a la pendiente. El flujo de sedimentos puede provenir del transporte de estos o de la erosión de la roca en caso de estar expuesta, obedeciendo a distintas leyes en cada caso. Durante un paso de tiempo la roca es convertida a saprolito en función del espesor del regolito, siendo, en cada celda, el regolito compuesto por el saprolito y por los sedimentos transportados hasta ella. Existe una retroalimentación entre meteorización y erosión o deposición: la erosión (o deposición) disminuye (o aumenta) el regolito y modifica la tasa de meteorización, y un aumento en la tasa de esta incrementa el regolito y favorece la erosión. Cambios en la elevación modifican tasas de precipitación y temperaturas superficiales que a su vez influyen en las tasas de erosión y meteorización (Carretier et al., 2014).

### **Meteorización, erosión, clima y tectónica**

Este modelo lleva a un potencial acoplamiento y retroalimentación entre meteorización, erosión, tectónica y clima. La meteorización de la roca fresca produce un regolito cuyo material es más fácilmente erodable que la roca madre. A su vez un aumento de erosión o deposición modifica la tasa de meteorización y por ende el flujo químico, al variar el espesor del regolito. Por otro lado el alzamiento tectónico, la erosión y deposición modifican la topografía, cambiando la elevación de la superficie a escala de cada celda y modificando la temperatura y precipitaciones a las que la roca o el regolito se encuentran expuestos, condicionando la tasa de meteorización. Por otro lado

las leyes de producción de regolito implican un mecanismo de retroalimentación entre erosión y meteorización, positivo (ley exponencial o humped en su parte decreciente) o negativo (ley humped en su parte creciente (Strudley et al., 2006). Estas complejas interacciones hacen que la tasa de meteorización sea difícil de predecir durante el alzamiento o declinación de la topografía (Carretier et al., 2014).

### **Módulo Geoquímico**

El módulo geoquímico acoplado a CIDRE pretende cuantificar la evolución de la variación espacial del grado de meteorización y el flujo químico asociado a la disolución de rocas silicatadas, tanto a nivel de una columna de roca y regolito como para el tridimensional de una vertiente de roca bajo distintas condiciones erosivas, tectónicas y climáticas. Es por esta razón que este módulo se enfoca en la evolución de clastos que hacen función de marcadores geoquímicos. En un comienzo estos clastos forman parte de la roca madre y a medida que esta se meteoriza y se genera un regolito, pasan ellos también a formar parte de él, para posteriormente transportarse y depositarse en el relieve cambiante predicho por CIDRE. De esta forma, los clastos representan a cada momento al regolito más próximo a cada uno de ellos, de modo que al integrar el volumen disuelto asociado al regolito representado por cada clasto se espera obtener una aproximación del flujo químico total en el sistema.

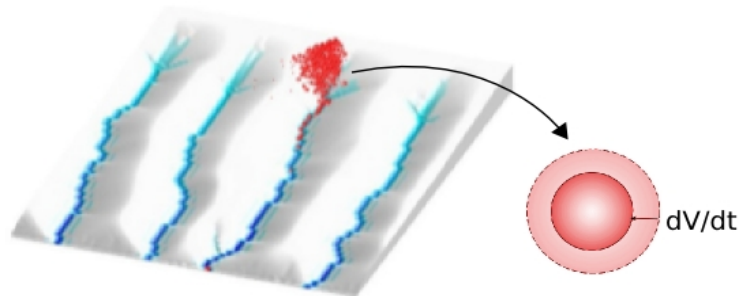


Figura 6. Los clastos, simbolizado aquí por esferas rojas, dentro del modelo topográfico en evolución (a la izquierda) están modelados como esferas que pierden volumen en función de su tamaño, mineralogía y de las condiciones ambientales, particulares para cada clasto a lo largo de su historia. Imagen de S. Carretier

Cada clasto está modelado como una esfera con condiciones iniciales impuestas de composición mineral, tamaño, posición topográfica y profundidad. Una vez que pasa a formar parte del regolito comienza a perder materia por disolución en función de sus características físicas y químicas, y de las condiciones ambientales, según la ecuación

$$\Delta V / \Delta t = -4 \text{ Pi } r^2 \lambda V_m R_k e^{(-E_a / RT)} \quad (\text{Ec. 12})$$

donde  $\Delta V / \Delta t$  ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ) es la tasa de volumen disuelto,  $4 \text{ Pi } r^2$  ( $\text{m}^2$ ) es el área geométrica superficial de una esfera de radio  $r$  (m),  $\lambda$  el factor de rugosidad de esta superficie (que la aumenta linealmente),  $k$  ( $\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) es la tasa de disolución mineral, y  $V_m$  ( $\text{m}^3 \text{mol}^{-1}$ ) y  $E_a$  ( $\text{kJ mol}^{-1}$ ) son el volumen molar y la energía de activación para cierto mineral.  $R$  es la constante universal de los gases ideales y  $T$  (K) la temperatura superficial. Es importante explicitar que en este módulo geoquímico no se modela la química del agua en el sistema, por lo que la ecuación que describe la saturación termodinámica de la solución

$$R_k = k (1 - \Omega)^n \quad (\text{Ec. 13})$$

donde  $k$  ( $\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) es la constante cinética de disolución mineral a 25°C;  $\Omega$  es el índice de saturación; y  $n$  el término exponencial del efecto de la misma; se reduce a  $R_k=k$ , asumiéndose que el fluido se encuentra en un desequilibrio químico máximo y constante con la roca. El flujo químico producto de la disolución mineral es estimado como la fracción de elementos móviles del volumen disuelto del clasto.

En general un clasto puede estar integrado por más de una fase mineral. El acercamiento utilizado para la disolución en el caso general de un clasto polimineral es que este clasto se disuelve a la tasa del mineral menos soluble, mas aún, cada mineral que lo compone es disuelto con respecto al área de un clasto equivalente según su proporción inicial de volumen y su volumen residual (Figura 7). De esta forma, y a medida que el clasto pierde materia, los minerales que lo componen se disuelven a una tasa igual o mayor que el clasto completo, dejando un volumen vacío dentro del mismo. En consecuencia durante la evolución de los clastos se reduce su tamaño, por ende también el área geométrica expuesta de cada mineral y el volumen disuelto que es capaz de aportar, aunque este volumen sea una fracción cada vez mayor del clasto residual.

El modelo de disolución polimineral recurre a un método de primer orden, en el que se asume que cada mineral se disuelve desde el exterior hacia su centro según su cinética y con respecto al área externa de un clasto esférico que lo contiene en igual proporción que la inicial. En este sentido admite el concepto intuitivo de una menor área expuesta de un mineral al estar aglomerado con otros en un clasto, con respecto al área expuesta del mismo volumen de este mineral pero componiendo un clasto por si solo. De hecho, mientras menos abundante es el mineral, mayor es la subestimación en su área expuesta y por lo tanto de su disolución. Si se supone, por ejemplo, un clasto de radio  $r$  con un 10% de albita, la disolución de este mineral es con respecto a un área de  $4\text{Pi } r^2 * 0,1$ . En el caso de un clasto con



el mismo volumen de albita anterior pero sin otra fase mineral, es decir, conformando un clasto por si solo, su disolución es con respecto a un área mayor:  $4\pi r^2 (0,1)^{(2/3)} \text{ cm}^2 \sim 4\pi r^2 * 0,22$ .

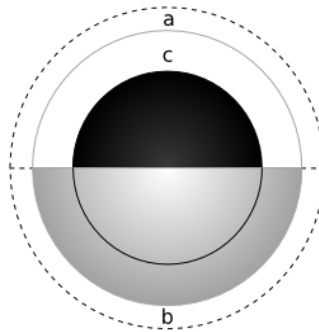


Figura 7. Disolución de un clasto inicialmente compuesto por dos minerales: una fase menos soluble (**gris**) y otra más soluble (**negro**), en igual proporción. Antes de la disolución el tamaño del clasto está delimitado por la circunferencia segmentada y al disolverse pierde una cantidad de volumen **a+b**, reduciéndose a la circunferencia gris. El mineral más soluble pierde un volumen **a+c**, y el mineral menos soluble pierde un volumen **b**. El clasto resultante post disolución se reduce en tamaño proporcionalmente al mineral menos soluble, y está compuesto por las mismas fases minerales, aunque empobrecido en la fase más soluble, mas una cierta cantidad de vacío **c**. En un evento de disolución posterior, el mineral más abundante lo hará con respecto al área del clasto, mientras que el más soluble lo hará con respecto al área de una esfera con igual composición a la inicial pero reducida según el grado de disolución previo del mineral (circunferencia negra).

Otro concepto involucrado es que cuando se ha disuelto cierto volumen del clasto, este tiende a adoptar la geometría del mineral residual más abundante, y por lo tanto su volumen se aproxima al de este mineral, aunque se empobrece en otras fases, que a su vez dejan ciertos volúmenes vacíos por el mismo proceso. Una ventaja que ofrece este método es que permite no caer en ambigüedades al definir la composición mineralógica de un clasto. Por ejemplo, si aquí se modela un clasto con un 50% de cuarzo y 50% de albita, es idéntico a uno con 50% de cuarzo, 25% de albita y otro 25% de albita; mientras que con otra metodología (como el tomar cada mineral dentro del clasto como una esfera por si sola) ambos casos evolucionan de forma distinta.

Es importante mencionar que en otros modelos que integran erosión y meteorización química, la interacción entre las fases minerales en disolución es cuantificada al escalar la tasa de disolución por un factor constante (e.g. Lebedeva & Brantley, 2013), o en otros casos simplemente no se considera (e.g. White et al., 2008). Tampoco son considerados procesos de meteorización química a microescala en relación a propiedades texturales, como reemplazo pseudomórfico (Merino et al., 1993) u otros.

### **2.2.2 Modelando la evolución del relieve y la meteorización física**

En un avance hacia el modelamiento de la meteorización física y organización espacial del suelo y sus propiedades, Cohen et al. (2010) desarrollan un modelo 3D (mARM3D) que simula la evolución del relieve y su interacción con la formación del suelo, relacionando erosión y procesos pedogénicos a escalas espaciales de vertientes (o mayores) y temporales extensas (~100 ka).

En particular, se estudia la dependencia de la fragmentación del suelo con la tasa de meteorización, esta última modelada por distintas funciones empíricas, mostrándose que tiene un efecto significativo sobre las distribución vertical de la granulometría del suelo y que puede llevar a cambios en el régimen erosivo a lo largo de una ladera. Por otro lado, en una superficie en equilibrio el tamaño de las partículas es poco sensible a variaciones en la meteorización: mas bien las propiedades del suelo reflejan la acumulación de material meteorizado, mas fino allí donde la meteorización ha sido mayor. Mientras que a bajos espesores de suelo la granulometría en superficie es mas gruesa producto de la erosión del material mas fino, causando una retroalimentación negativa sobre la erosión y tendiendo a aumentar el espesor del suelo, en un mecanismo autorregulado, donde la meteorización y la erosión interactúan organizando espacialmente la gradación del suelo en superficie, en relación a la granulometría, el área de la superficie implicada y la pendiente a nivel local.

De esta forma, este modelo ha hecho posible “acoplar explícitamente perfiles de suelo y procesos de superficie a escala del relieve, simulándose la evolución del suelo desde la roca madre hasta su desarrollo completo en superficie, a gran escala, buena resolución espacial, y durante largos periodos de tiempo” (Cohen et al., 2010).

### **2.2.3 Modelos de Lebedeva & Brantley: Acoplando meteorización química y erosión**

#### **Modelo 1D**

Lebedeva & Brantley (2010) desarrollan un modelo unidimensional analítico para la generación y evolución temporal de regolitos y sus perfiles de disolución mineral, situados en *ridgetops*: cimas de colinas y montañas (u otras), en condiciones de meteorización química y erosión. Este modelo contempla reacciones químicas de cambio de fases minerales y transporte de los productos de estas reacciones en disolución, controlando la transformación de roca fresca en regolito que es susceptible a ser erosionado.

Para simular un sistema de esta complejidad se consideran ciertas simplificaciones. El protolito, por ejemplo, esta basado en una sola litología homogénea y bimineral: una fase reactiva y una inerte; albita y cuarzo, respectivamente. La elección de estos se basa en que ambos minerales son comúnmente formadores de rocas ígneas. En este caso además, las plagioclasas son de los primeros minerales abundantes en meteorizarse; y el cuarzo, al presentar una cinética de reacción mas lenta, es considerado químicamente no reactivo. Como ya se ha mencionado, en un caso mas general, ambos minerales representan a las fases reactiva e inerte de una roca.

La generación de regolito es equiparada con la alteración química de la roca fresca, o equivalentemente con la reacción de albita a caolinita y otros productos en disolución. Este proceso es regulado por la química del fluido que se infiltra desde superficie, con una concentración inicial de soluto  $C^R$  ( $\text{mol m}^{-3}$ ), disolviendo el mineral hasta cierta profundidad y eventualmente alcanzando un equilibrio químico con la roca madre. Los productos solubles de la reacción son transportados hacia el fluido por difusión molecular simple, es decir, desde zonas de mayor a otras de menor concentración, y el fluido a su vez lo transporta por advección vertical a una velocidad de Darcy  $v$  ( $\text{m a}^{-1}$ ). La producción de regolito se debe por lo tanto a la meteorización química que altera a la roca, proceso aquí considerado como isovolumétrico, y al transporte de los productos que ella conlleva, ignorándose otros procesos de meteorización física o biológica. La acumulación de este regolito se ve contrastada por el efecto de la erosión que transporta el material en superficie fuera del sistema, que al emular un alto topográfico, no recibe aporte sedimentario.

De esta forma el modelo describe la evolución temporal de la distribución espacial de la concentración residual de albita y de sus productos de reacción, en el regolito y en el fluido intersticial, respectivamente. La tasa de reacción  $j$  ( $\text{mol m}^{-3} \text{ s}^{-1}$ ) de albita a caolinita esta determinada por las ecuaciones

$$j = k_e (1-\eta) (C^e - C) \quad (\text{Ec. 14})$$

$$k_e = 2 k_{ab} s_{ab} \Psi \quad (\text{Ec. 15})$$

donde  $k_e$  ( $\text{s}^{-1}$ ) es la constante efectiva de disolución; el término  $\eta$  corresponde a la fracción del mineral que ha sido disuelta, por lo tanto  $(1-\eta)$  corrige la tasa de disolución a la fracción residual de albita en el regolito;  $(C^e - C)$  indica el desequilibrio químico entre dos fluidos con concentraciones de soluto  $C^e$  ( $\text{mol m}^{-3}$ ) en equilibrio con la roca, y  $C$  ( $\text{mol m}^{-3}$ ) a cierta profundidad en el regolito, y está condicionada por la concentración inicial en superficie  $C^R$ , los fenómenos de transporte antes mencionados, la tasa de

reacción de albita  $j$ , y la porosidad de la roca. En la Ec. 15,  $s_{ab}$  ( $m^2 m^{-3}$ ) es el área específica del mineral, calculada en base al diámetro de las partículas (asumido de  $1e-4$  m) y a la concentración inicial de albita en el protolito  $Q_0$  ( $mol m^{-3}$ );  $k_{ab}$  ( $mol m^{-2} s^{-1}$ ) es la constante cinética de disolución de la albita a  $25^\circ C$  en condiciones experimentales de laboratorio y ajustada a condiciones de campo por un factor de corrección constante  $\Psi$  ( $1,2e-2 m^3 mol^{-1}$ ).

Con respecto al área específica del mineral  $s_{ab}$ , esta es asumida constante e igual a la superficie geométrica de las partículas de diámetro  $1e-4$  m. Para una concentración inicial de albita  $Q_0 4e3 mol m^{-3}$ ,  $s_{ab}$  es igual a  $3,5e4 m^2 m^{-3}$ . Con la pérdida de albita por disolución este valor es corregido por  $\eta$ , sin embargo esto no implica una reducción en el tamaño de las partículas, ni, en consecuencia, del área geométrica expuesta por efecto de la misma disolución, sino que solo resta masa manteniendo las partículas con tamaño constante. De manera ilustrativa esta forma en que se asume la disolución es reduciendo la masa de albita partícula por partícula, pero con respecto a toda el área mineral expuesta. Esta simplificación evita tanto la disminución del área expuesta por la reducción en el tamaño de las partículas, como el inmiscuirse con un posible aumento del área expuesta con la disolución por un aumento en la rugosidad superficial del mineral (White & Brantley, 2003).

De acuerdo a las condiciones de meteorización y erosión del sistema, el modelo predice tres posibles regímenes al alcanzarse un estado de equilibrio dinámico entre ambos fenómenos. Cuando la tasa de erosión es baja ( $E < 0.001 m ka^{-1}$  en la Figura 8b) en comparación a la cinética de reacción de la albita, eventualmente se llega a un régimen limitado por transporte, caracterizado por un perfil de disolución sub-horizontal en un regolito que alcanza espesores considerables y se encuentra prácticamente por completo empobrecido en albita. Con una tasa de erosión mayor ( $E = 0.004 m ka^{-1}$  en la Figura 8b,  $E = 0.003 m ka^{-1}$  en la Figura 8d), el regolito es mas delgado y su composición mineral presenta tanto caolinita como albita, aunque esta es totalmente disuelta antes de alcanzar la superficie, configurando un "régimen de transición". Si la erosión es aún mayor ( $E > 0.038 m ka^{-1}$  en Figura 8b,  $E > 0.004 m ka^{-1}$  en Figura 8d) y domina el sistema, se llega a un régimen limitado por la meteorización, donde queda un remanente de albita incluso en la superficie del regolito. En este último régimen el espesor del regolito en equilibrio no varía sustancialmente con cambios en la tasa de erosión; mas bien erosión y meteorización se equiparan en un espesor característico, que aumenta levemente al disminuir la primera o aumentar la segunda, y su presencia se debe a que la tasa de erosión se encuentra por debajo de un limite sobre el cual el regolito simplemente no se acumula, pues es

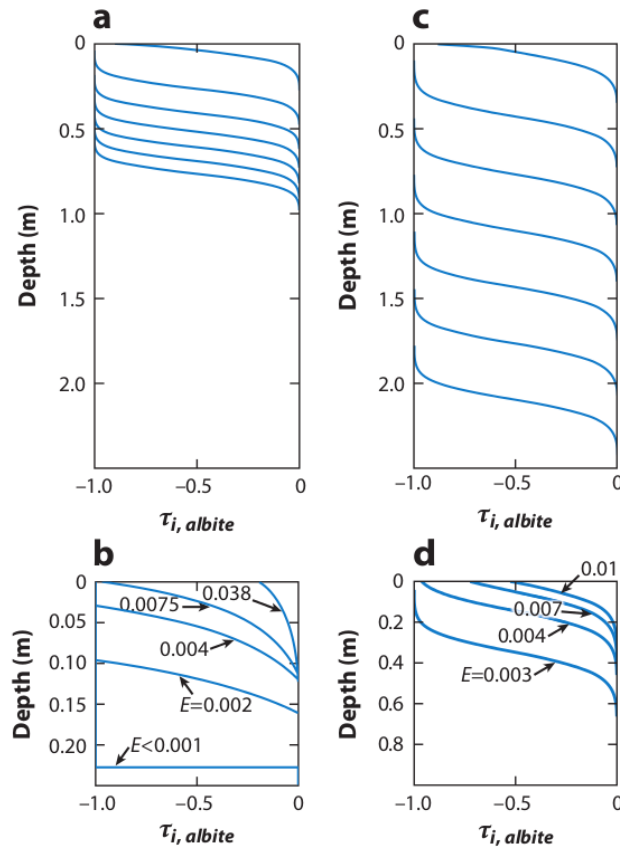


Figura 8. Perfiles de disolución de albita. El eje horizontal muestra el valor de  $\tau = -\eta$ , el coeficiente de transferencia de masa, que indica la fracción de mineral que se ha meteorizado, según la profundidad en el eje vertical. Cuando el valor de  $\tau$  es 0 la roca no ha sido meteorizada, mientras que si es -1 ha sido completamente empobrecida en este mineral en particular. Las curvas azules muestran los perfiles para los casos en que el transporte químico es llevado a cabo por procesos de difusión molecular (**a** y **b**), y por difusión molecular mas advección vertical (**c** y **d**), en condiciones de erosión nula (**a** y **c**) o significativa (**b** y **d**). En los casos en que no existe erosión (**a** y **c**) se muestra la evolución del perfil de disolución a intervalos de tiempo regulares. Una vez que el perfil esta desarrollado (i.e. esta totalmente empobrecido en superficie), adquiere su geometría final y solo se profundiza con el tiempo. Si el transporte químico en el sistema es por difusión molecular (**a**), la tasa de avance del frente de alteración decae continuamente con la profundidad; mientras que si domina el transporte químico por advección vertical (**c**), la tasa de producción de regolito es constante con la profundidad una vez que el perfil está desarrollado. Cuando existe erosión (**b** y **d**) suficiente para que se acumule un regolito, eventualmente se alcanza un equilibrio entre su producción y erosión. Si la erosión es dominante en el sistema ( $E > 0,0075 \text{ m ka}^{-1}$  en **b**,  $E > 0,004 \text{ m ka}^{-1}$  en **d**) el perfil no se alcanza a desarrollar: parte del mineral alcanza la superficie, y posteriormente es erosionado (régimen limitado por meteorización). Mientras mayor es la tasa de erosión, mayor será la fracción mineral que permanece intacta en superficie, y el perfil presenta una mayor pendiente. Si se está en un régimen en transición ( $E = 0.004 \text{ m ka}^{-1}$  en **b**) el perfil se desarrolla por completo, aunque queda un residuo de mineral en el regolito; mientras que si el régimen está limitado por el transporte, el regolito se encuentra casi completamente empobrecido en el mineral, adoptando una geometría horizontal. Imagen extraída de Brantley & Lebedeva (2011).

erosionado. Al aumentar de espesor el regolito, y mientras el sistema se encuentra en un régimen de transición, la tasa de producción de regolito decrece exponencialmente con el espesor del mismo.

Cuando la erosión es nula los estados de equilibrio anteriores no se alcanzan pues la meteorización no tiene un contrapeso. En un sistema en que domina el transporte químico por difusión molecular (Figura 8a), el regolito aumenta su espesor continuamente, si bien su tasa de producción decae con el mismo; mientras que al dominar el transporte por advección (Figura 8c) la producción de regolito decae hasta alcanzar una tasa constante

$$\omega \sim v(C^e - C^R)/Q_0 \quad (\text{Ec. 16})$$

manteniendo un perfil de disolución mineral con una geometría invariable.

Es importante mencionar que este modelo lejos de intentar reproducir exactamente una amplia variedad de situaciones reales, muestra un caso general en el que la meteorización química es dominante en el desarrollo de un regolito, y con ella también lo son los mecanismos de transporte de los productos solubles de la reacción mineral, lográndose recrear los estados de equilibrio que se alcanzan al existir erosión. Un ejemplo de esto es que al ser el espesor del regolito altamente sensitivo en un régimen limitado por transporte, las comparaciones con casos de campo no son del todo precisas, explicando en parte el por que el modelo predice espesores de regolito menores a aquellos observados en campo en un régimen limitado por transporte y en condiciones de transporte químico por difusión molecular más advección (Lebedeva & Brantley, 2010).

### ***Extendiendo el modelo a 2D***

Bajo el mismo concepto desarrollado en su modelo unidimensional, Lebedeva & Brantley (2013) lo extienden y generalizan para un caso bidimensional de un perfil de una ladera en la que el regolito es producido, transportado por la pendiente, y removido del sistema por una incisión fluvial en su parte mas baja.

La producción de regolito esta condicionada por los mismos fenómenos de reacción mineral y desequilibrio químico entre la roca (o regolito) y el fluido que percola desde superficie, desarrollado anteriormente (Lebedeva & Brantley, 2010), aunque en esta ocasión el fluido tiene capacidad de transporte por advección vertical y también horizontal.

En el modelo previo la erosión no esta relacionada a algún fenómeno en particular, mas bien se limita a describir la sustracción de materia desde

la superficie. En este caso se detallan dos formas de transporte en el sistema, el primero corresponde a reptación (*creep* o erosión difusiva a bajas tasas por acción gravitatoria) y el segundo a una incisión fluvial al pie de la ladera que remueve el material del sistema modelado. En este modelo no se considera la integridad física del regolito, mas bien es simulado en su totalidad como un suelo móvil, y por lo tanto sujeto a reptación. Además, y contrariamente al modelo previo donde se simulan las condiciones de un alto topográfico u otra zona sin deposición, a lo largo de una ladera si existe material que se deposita desde zonas a mayor altura, y que es transportado por la pendiente de la misma, luego el caso unidimensional solo representa a cabalidad la parte mas alta de esta ladera.

La longitud del sistema es del orden de las decenas de metros, y sus condiciones de borde son tales que en uno de sus límites el flujo es nulo en la dirección externa, simulando una divisoria de aguas; y en el otro extremo, la incisión o la tasa de erosión producto de la misma son constantes. En estos casos, el relieve y el regolito eventualmente alcanzan un estado de equilibrio con respecto a la incisión.

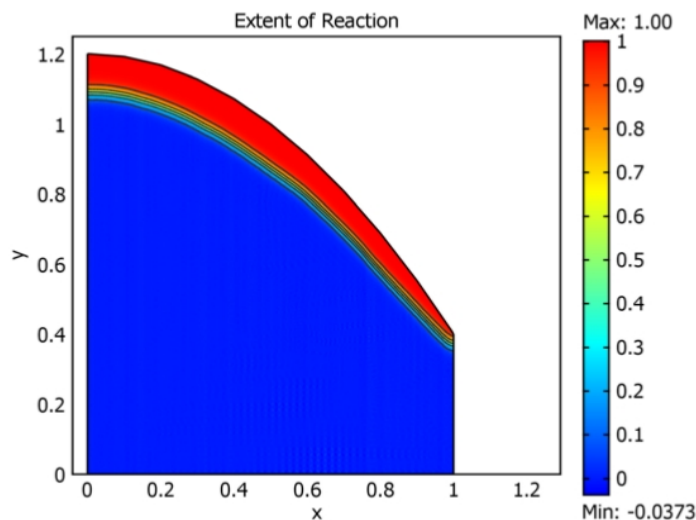


Figura 9. Perfil de una ladera en régimen mixto. El eje de las abscisas indica la distancia horizontal adimensional desde la cima en  $x=0$  hasta la incisión en  $x=1$  ( $\Delta x=1=20\text{m}$ ). El eje de las ordenadas muestra la altura adimensional de la topografía y ( $\Delta y=1=8\text{m}$ ), y de las isolíneas del grado de reacción de la albita (0 si no ha reaccionado, 1 si esta completamente empobrecida). La cima se encuentra en un régimen limitado por el transporte (el perfil esta desarrollado), mientras que el valle esta en uno limitado por la meteorización (hay albita remanente en superficie). Imagen extraída de Lebedeva & Brantley (2013).

Al contrario de otros estudios donde se usan aproximaciones para la curvatura de la topografía, que en estado estacionario resulta constante a lo largo del perfil (e.g. Fernandes & Dietrich, 1997; Heimsath, 1997), al

utilizarse su definición matemática completa (Roering et al, 2007; Perron et al., 2012; Lebedeva & Brantley, 2013) su valor absoluto disminuye hacia el valle desde un máximo en la cima. Junto a esto, al extenderse los procesos de transporte de regolito y fluido a dos dimensiones, surgen relaciones entre la geometría del perfil topográfico y la disolución mineral. La curvatura del perfil afecta al proceso de alteración mineral, a la producción de regolito y a la remoción de soluto a través del fluido; las que a su vez permiten la evolución de la geometría de la superficie, en un proceso autoregulado que bajo ciertas condiciones de borde tiende a un equilibrio dinámico con respecto a la topografía y al desarrollo del perfil de disolución a lo largo de la ladera (Figura 9). Una mayor curvatura del perfil favorece el transporte químico por advección, aumentando la meteorización química de la roca y resultando en espesores de regolito decrecientes desde la cima hacia el valle, donde la advección es menos importante. Dependiendo de la magnitud de la incisión fluvial (o de la remoción de material) la vertiente alcanza un equilibrio en el que el sistema se encuentra en un régimen limitado por el transporte tanto en la cima como en el valle, cuando la incisión es baja. Al aumentar, el régimen es mixto al cambiar en el valle a uno limitado por la meteorización, aunque en la cima continúa limitado por el transporte. Y con una tasa de erosión aún mayor, el régimen puede cambiar en toda la vertiente a uno limitado por la meteorización.

#### **2.2.4 Modelando la meteorización química en horizontes de suelo y en presencia de vegetación**

Con el objetivo de generar un modelo de meteorización a escala de una cuenca hidrográfica, Gódderis et al. (2006) aúnan dos modelos numéricos: uno de meteorización química en horizontes de suelo y roca madre (WITCH); y un segundo que contempla ciclos de carbono y agua en ecosistemas forestales (ASPECTS), simulando las variaciones estacionales en la concentración de especies mayores dentro de horizontes de suelo, flujos en vertientes, y por primera vez a esta escala y en relación con la meteorización, la liberación o absorción de ellos por la vegetación. De esta forma, se utiliza este modelo en un caso de campo en una vertiente de la Cordillera de los Vosgos, Francia, logrando reproducir la concentración de gran parte de las especies dentro del suelo y, en un primer orden, las variaciones estacionales de calcio, magnesio y sílice; además de estimar los niveles de CO<sub>2</sub> en suelos, producto de la biosfera.

#### **2.2.5 Modelando la meteorización química a lo largo de una ladera en estado transiente**

Yoo et al. (2009) aplican un modelo bidimensional que integra



producción de suelo, transporte de sedimentos en superficie y meteorización química, a un caso de campo en una ladera en las costas de California y tomando en cuenta mediciones en relación a su morfología, espesor de suelo y geoquímica. A lo largo del perfil de esta ladera se identifica una zona de erosión activa, a mayor altura, que da paso a otra deposicional. En la primera la producción de suelo se encuentra en equilibrio con la erosión física y la meteorización química, mientras que en la parte baja existe deposición producto de una continua reducción en la incisión fluvial.

La meteorización química de los minerales durante su transporte genera variaciones espaciales en las propiedades geoquímicas del suelo: allí donde existe erosión, la denudación química es controlada por el aporte de minerales en los sedimentos transportados desde mayor altura, aumentando hasta alcanzar un máximo en la parte terminal de esta zona erosiva en la que además el agua tiene un breve tiempo de residencia debido al delgado espesor del suelo. Sumado a una escasa área drenada, un equilibrio químico entre el fluido y los minerales del suelo, difícilmente es alcanzado. En cambio, en la zona deposicional el flujo químico es menor, a pesar de existir un suelo de mayor espesor, al llegarse a un equilibrio termodinámico entre el agua y los minerales reactivos, limitando el flujo químico en disolución que esta zona es capaz de aportar.

### **2.2.6 Modelando el efecto de la erosión sobre la denudación química**

Gabet & Mudd (2009) han desarrollado un modelo analítico unidimensional que considera en un balance de masa en el que la roca madre es meteorizada, convertida en regolito y erodada, al mismo tiempo que sus minerales son disueltos. Este modelo está evaluado en un contexto de equilibrio dinámico entre meteorización química, disolución mineral y erosión. La pérdida de materia por disolución es considerada proporcional a la cantidad de masa de material soluble y a una potencia del tiempo de residencia del mineral en la zona de meteorización. Por otro lado se contempla una relación inversa no lineal entre erosión y espesor del regolito. Por su parte la erosión es asumida constante, uniforme y localizada solo en la superficie del regolito, en el que no existe una mezcla interna de material. La tasa de disolución mineral es derivada del tamaño efectivo de las partículas que son meteorizadas, considerado de  $2,8e-5m$ , aunque resultados similares son obtenidos con un tamaño 10 veces mayor o menor.

Los resultados de este modelo muestran que bajo condiciones limitadas por el aporte de minerales, es decir, con tasas de denudación física entre  $10^0$  y  $10^2 t km^{-2} a^{-1}$ , la denudación química se comporta de forma aproximadamente lineal con la erosión. Al aumentar esta última, el aumento en la denudación química es cada vez menor a medida que se entra en un

régimen limitado por la cinética, donde el aporte de material mas fresco no compensa la disminución de regolito en relación al aporte de flujo químico del sistema. Mientras que a tasas de erosión mayores ( $>10^4$  t km<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>) la disolución disminuye con el aumento de erosión. Se concluye de esta forma que la capacidad del alzamiento tectónico para estimular la denudación química y el consumo de CO<sub>2</sub> atmosférico puede ser significativo solo a bajas tasas de erosión ( $<10^2$  t km<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>).

### **2.3 Evolución de la meteorización química de un regolito: un estudio de campo**

White et al. (2008) realizan un estudio sobre la meteorización de una cronosecuencia de terrazas marinas en Santa Cruz, California. Estas terrazas presentan entre sí variaciones temporales en su formación y exposición a condiciones de meteorización química debido a un continuo alzamiento tectónico. Los distintos períodos de tiempos de exposición que presentan implican variaciones espaciales en el grado de meteorización química del regolito, y por lo tanto en su mineralogía y composición. En todas ellas este regolito ha sido formado a partir de un material parental similar, y condiciones ambientales y factores biológicos semejantes. En un caso ideal, por lo tanto, la secuencia de los perfiles de disolución mineral de estas terrazas ilustra la evolución temporal de su meteorización química, siendo por lo tanto un caso interesante para, con posterioridad, testear CIDRE.

Los perfiles de disolución mineral en el regolito generado en cada de las cinco terrazas que componen esta secuencia, han sido estudiados a nivel de una columna, es decir, en un caso unidimensional. Las concentraciones de minerales residuales se han obtenido en sitios donde no se presenta erosión significativa o influencia antropogénica (a excepción de la terraza SCT4, no considerada al testear el modelo propuesto en este estudio). Con esto se muestra la evolución completa de la meteorización del regolito bajo condiciones naturales.

En cuanto a la geología local, estas terrazas están formadas por depósitos sedimentarios holo-pleistocenos de entre 1 y 10 m de espesor sobreyaciendo a sedimentitas del Mioceno Superior en las que se forma una plataforma de abrasión por oleaje. En el caso de las terrazas SCT 2 y 3 estas sedimentitas corresponden a areniscas limpias, poco cementadas y de buena selección, mas antiguas que las fangolitas ricas en sílice y materia orgánica o porcelanitas (Clark 1981) pobres en arcillas (El-Sabbagh & Garrison, 1990) de las terrazas SCT1 y SCT5. Eventualmente estos depósitos sobreyacen en inconformidad a la Formación Monterrey (Mioceno Medio) que a su vez sobreyace en inconformidad a rocas granodioríticas Cretácicas y en menor

medida a gabros intruidos en rocas metasedimentarias Paleozoicas a Mesozoicas.

La composición mineral del regolito, analizada con el método EMP (*electron microprobe*), de las terrazas es principalmente cuarzo (~45 %peso), plagioclasa (~30 %peso) An<sub>25</sub> (oligoclasa) a An<sub>33</sub> (andesina), y feldespato potásico (microclina) (~15 %peso). Por lo que el estudio se enfoca (aunque no se limita) al desarrollo del perfil de disolución de plagioclasa al encontrarse en mayor abundancia y ser una fase mas soluble que los otros minerales.

Los perfiles de las terrazas SCT2 y SCT3 se desarrollan incluso en la arenisca en que esta formada la plataforma de abrasión, mientras que en las terrazas SCT1 y SCT5, la plataforma esta formada en una fangolita y la disolución de plagioclasa ocurre solo en los sedimentos holo-pleistocenos superiores. A profundidades menores a ~1 m los regolitos presentan un enriquecimiento relativo en plagioclasa, derivado de un aporte sedimentario eólico durante el último máximo glacial. Este enriquecimiento mineral, sumado a una posterior bioturbación dificulta la determinación del perfil de disolución a profundidades menores a 1 metro.

En su estudio, White et al. (2008) determinan cuatro factores que controlan el desarrollo del perfil de disolución de plagioclasa, y ajusta sus valores (Tabla 1) para reproducir el perfil de cada terraza. El volumen de agua que circula a través de ellas, es decir, el flujo hidráulico  $q_h$  ( $m a^{-1}$ ) es considerado como el factor de primer orden (Figura 11a) y se relaciona con la velocidad de meteorización  $\omega$  ( $m a^{-1}$ ) a partir de la ecuación

$$\omega = q_h (m_{sol} / M_{total}) \quad (Ec. 17)$$

donde la razón  $m_{sol} / M_{total}$  (ambas en  $mol m^{-3}$ ) corresponde a la concentración de plagioclasa disuelta en el fluido de poros en estado de saturación con respecto a la del mineral presente en el protolito. Parámetros secundarios que modifican la geometría y profundidad de los perfiles son: la constante cinética de disolución de plagioclasa  $k_{plag}$  ( $mol m^{-2} s^{-1}$ ) (Figura 11b), variable para cada terraza, aunque en todas ellas dentro del orden de magnitud de la de la plagioclasa en condiciones naturales (Figura 12a); el área específica ( $m^2 m^{-3}$ ) del mineral, calculada a partir del área geométrica de las partículas ajustada por un factor de rugosidad  $\lambda=160$  que aumenta linealmente el área expuesta, el valor exponencial  $\alpha$  (Figura 11c) en la proporción que describe la reducción del área geométrica ( $\Delta A_{geo}$ ) con respecto a la pérdida de volumen  $\Delta V$

$$\Delta A_{geo} \propto \Delta V^\alpha \quad (Ec. 18)$$

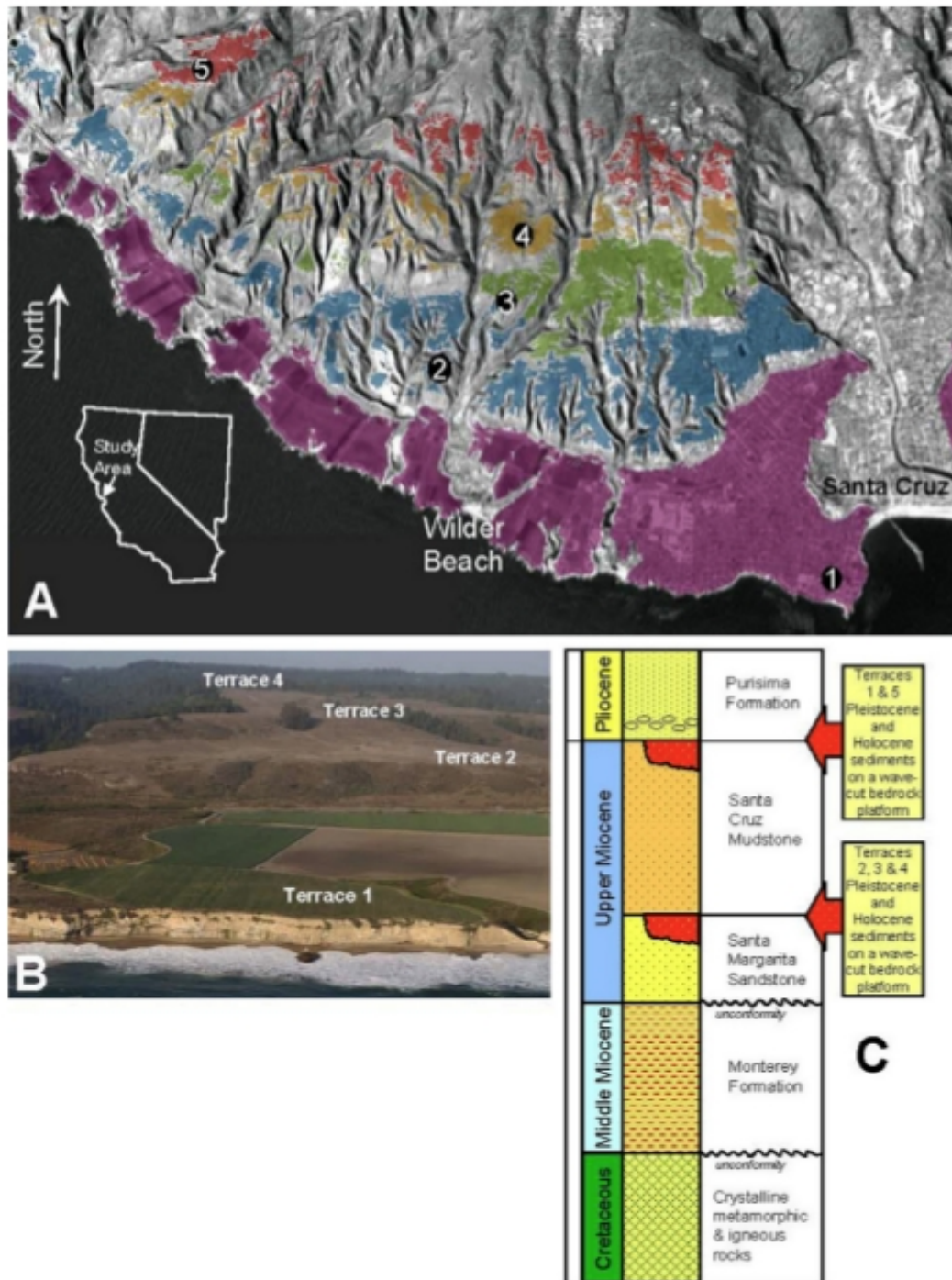


Figura 10. A) Topografía de la zona estudiada, al oeste de la ciudad de Santa Cruz, California. Las terrazas están numeradas de sur a norte, siendo la terraza SCT1 (datada en 65 ka) la mas joven y SCT5 (226 ka) la mas antigua. B) Imagen aérea de las terrazas SCT 1 a 4. C) Secuencia estratigráfica simplificada de las zona. Las terrazas están compuestas de sedimentos holo-pleistocenos sobreyaciendo a areniscas (terrazas SCT 2 y 4) o fangolitas (terrazas SCT 1 y 5) en las que se ha desarrollado una plataforma de abrasión por oleaje. Imágenes extraídas de White et al. (2008).

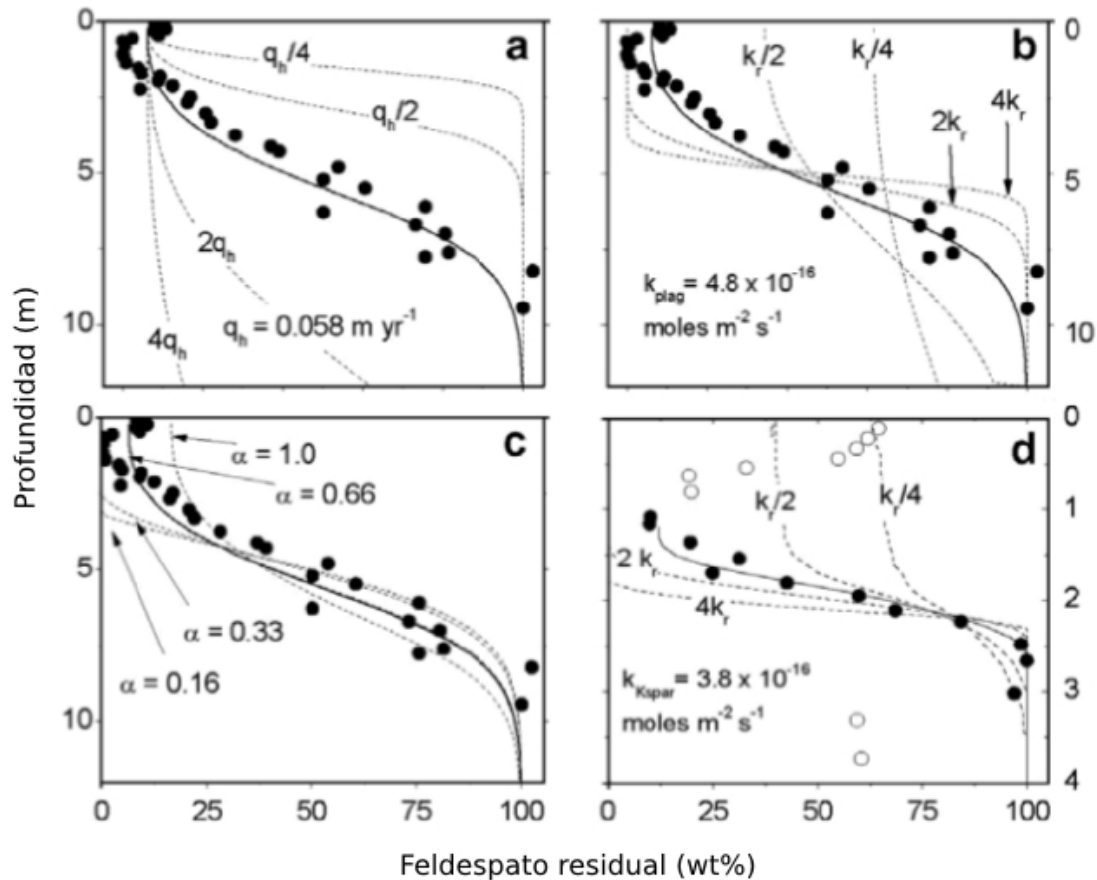


Figura 11. Influencia de: **(a)** el flujo hidráulico  $q_h$ , **(b)** la constante cinética de disolución de la plagioclasa  $k_{plag}$ , y **(c)** el parámetro  $\alpha$  que relaciona la disminución del área geométrica con la pérdida de volumen, en el desarrollo del perfil de disolución de plagioclasa en la terraza SCT5. **(d)** El efecto de la constante cinética de disolución del feldespato potásico  $k_{kspar}$  en el desarrollo del perfil de disolución de este mineral en la terraza SCT5. Las líneas continuas muestran los perfiles ajustados a los datos obtenidos, mientras que las segmentadas muestran variaciones en la magnitud de los parámetros correspondientes. Imágenes extraídas de White et al., 2008.

concluyendo que se ajusta al caso de una esfera ( $\alpha=0,66$ ); y por último, el valor del término exponencial  $n=1$  (Figura 12b) en la ecuación que describe la saturación termodinámica de la solución

$$R_k = k (1 - \Omega)^n \quad (\text{Ec. 19})$$

donde  $R_k$  ( $\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) es la tasa de disolución y  $\Omega$  el índice de saturación (menor a 1 cuando la solución esta insaturada y mayor cuando esta sobresaturada).

Parte de los resultados obtenidos en su estudio son los perfiles de

disolución de plagioclasa ajustados a las concentraciones de este mineral medidas en el regolito de cada terraza y la evolución temporal para cada una de ellas (Figura 13). Los perfiles resultantes alcanzan profundidades de entre 2,5 y 8 m para la terraza más joven y más antigua, respectivamente, adoptando una forma sigmoïdal con un fuerte aumento en la pendiente al acercarse a los valores extremos de plagioclasa residual. Esta geometría esta regulada por los factores explicitados previamente, aunque la profundidad del perfil se debe en primer lugar al flujo hidráulico, o equivalentemente, a la velocidad de avance del frente de meteorización  $\omega$ .

Cabe destacar que el perfil de disolución de feldespato potásico (Figura 11d) alcanza profundidades mucho menores al de la plagioclasa, pese a que sus constantes cinéticas de disolución son semejantes. Esto se debe a que la solubilidad de este mineral es menor y el fluido alcanza la saturación ( $\Omega=1$  en la Ec. 19) a menor profundidad, limitando su disolución.

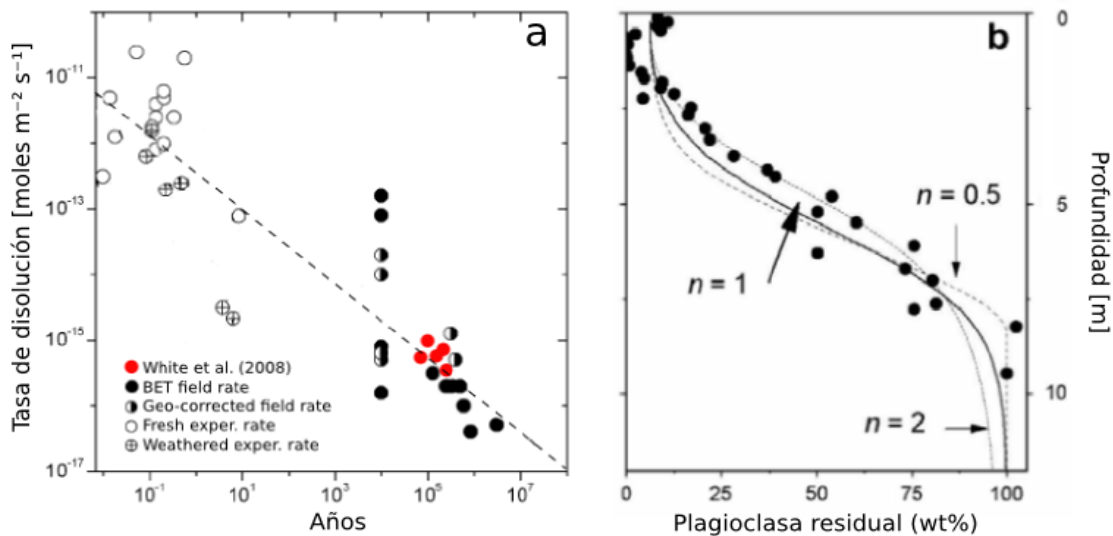


Figura 12. a) Relación entre la tasa de disolución de plagioclasa y la edad del regolito. Los datos mostrados corresponden a mediciones en condiciones experimentales de laboratorio (círculos vacíos) para minerales frescos o meteorizados, y de campo (círculos rellenos) corregidas al área superficial geométrica (Geo) o considerando su rugosidad (BET). Los círculos rojos indican los valores ajustados por White et al. (2008) para las terrazas de Santa Cruz. La línea punteada muestra el ajuste lineal de los datos disponibles. Imagen modificada de White & Brantley, (2003). b) Efecto del término de saturación exponencial  $n$  de la Ec. 19 en el desarrollo del perfil de disolución de plagioclasa en la terraza SCT5. Imagen extraída de White et al. (2008).

Tabla 1. Nomenclatura de las terrazas, sus edades, y valores ajustados para: el flujo hidráulico  $q_h$ , la constante cinética de disolución de plagioclasa  $k_{plag}$  y tamaño de las partículas.

Terraza	Edad* (ka)	$q_h$ (m a <sup>-1</sup> )	$k_{plag}$ (moles m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup> )	Radio partículas (m)
SCT1	65	0,025	8,00E-016	nd
SCT2	90	0,12	1,40E-015	nd
SCT3	137	0,07	8,00E-016	nd
SCT5	226	0,058	4,80E-016	9,50E-005

\*Edades de las terrazas estimadas a partir de mediciones de <sup>10</sup>Be por Perg et al. (2001)

nd: dato no disponible

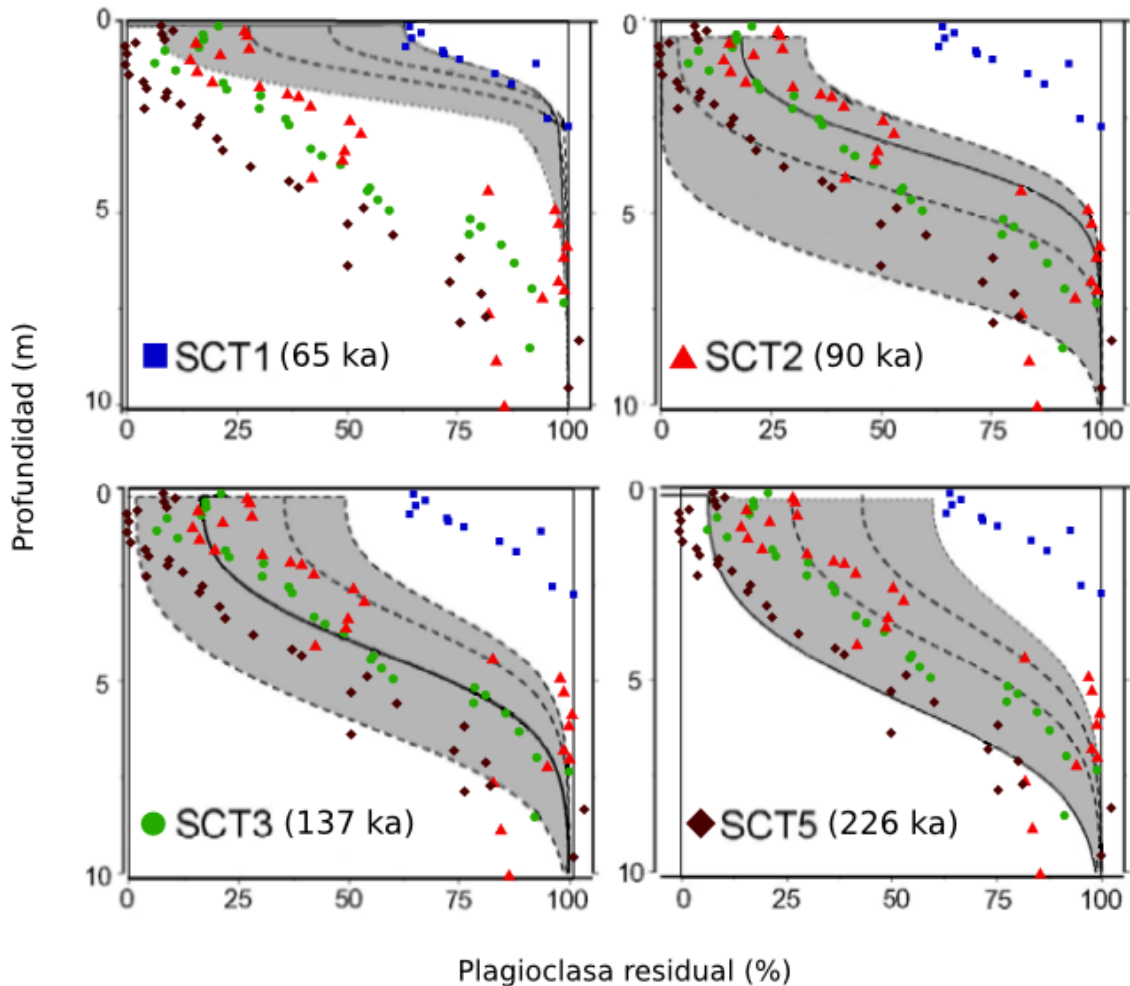


Figura 13. Perfiles de disolución de plagioclasa para las terrazas SCT 1, 2, 3 y 5. Los símbolos indican los datos obtenidos en terreno y las líneas continuas los perfiles ajustados para cada terraza. Las curvas segmentadas muestran los perfiles de disolución previos o posteriores de cada terraza a la edad de cada una de las otras. Imagen modificada de White et al. (2008).

## 2.4 Preguntas abiertas

Como ya se ha mencionado anteriormente, una de las principales interrogantes en relación a la evolución conjunta del relieve y la meteorización química es si es que el alzamiento tectónico al favorecer la erosión, exhumando y fragmentando rocas frescas con alto potencial de meteorización química influye en el clima global al consumir CO<sub>2</sub> atmosférico producto de estas reacciones. Esta hipótesis, aún en debate, tiene como contra parte que la erosión además disminuye el regolito en el que ocurre parte de la meteorización, por lo que la relación entre ambas no es directa. Cabe entonces preguntarse ¿un aumento en la tasa de erosión provoca siempre un aumento en la meteorización química y en el flujo químico en disolución producto de ella, asociado a un sistema?, ¿o acaso existe un límite sobre el cual un aumento en la erosión reduce este flujo?, ¿cuál es el papel que juegan factores como la granulometría, mineralogía y el clima?, y finalmente, ¿Dónde se produce efectivamente un mayor flujo químico en disolución como resultado de la meteorización química: en vertientes, ríos o cuencas de sedimentación?.

En una discusión de los resultados de esta memoria se intenta realizar un aporte a algunas de estas interrogantes.



### **Capítulo 3: Desarrollo de un método de estimación de la meteorización química de un regolito a partir de la disolución de clastos individuales**

La descripción de CIDRE realizada anteriormente considera gran parte de su desarrollo hasta antes del inicio de la presente memoria. El método que se presenta a continuación describe un algoritmo que permite la estimación del flujo químico en disolución producto de la meteorización química en todo un regolito de un modelo 3D, a partir del volumen disuelto de un conjunto de clastos en el mismo sistema. Este procedimiento ha sido discutido, implementado y corregido junto a Sébastien Carretier.

La topografía modelada por CIDRE utiliza el método de diferencias finitas para encontrar una solución numérica de las ecuaciones que rigen al modelo. Así la superficie está discretizada en nodos distribuidos uniformemente, de modo que a cada uno de ellos se le puede asociar una celda, o sección de área cuadrada, con un cierto espesor de regolito y roca madre.

Para estimar el volumen disuelto en cada una de estas celdas se consideran todos los clastos que presentan disolución dentro de ella, representando cada uno al volumen de regolito más próximo a él. Los clastos pueden encontrarse en tres capas: o en una sedimentaria superior, que ha sido depositada en el último intervalo de tiempo  $\delta t$ ; o en una en el regolito inferior que se ha generado insitu o ha sido depositada en un período previo; o en la roca fresca. En el primer caso cada uno de los clastos disueltos representa a un mismo volumen de regolito depositado. En el segundo, cada clasto disuelto representa al volumen de regolito más cercano a él en cuanto a la profundidad. En el tercer caso, no existe disolución.

Eventualmente pueden existir celdas en las que en determinado momento no se encuentren clastos en el regolito, ya sea en su porción inferior, superior, o en ambas. En caso de que la capa superior depositada en una celda no presente clasto alguno, el volumen disuelto en dicha capa se estima a raíz de aquel volumen disuelto en el clasto superior del regolito inmóvil; mientras que si es en este último donde no se presentan clastos, la fracción de volumen disuelto se estima en base a la del promedio de los clastos en la capa superior.

Por último, si no se encuentran clastos en la totalidad del regolito, no se calcula un flujo para esta celda. Sin embargo se toma en cuenta el espesor del regolito en ella al estimar el flujo integrado a escala de todo el sistema

$\Phi_t$ . Para esto se calcula el flujo químico en disolución de cada celda  $\Sigma(\Sigma\delta\Phi)$  asociada a un volumen de regolito  $V_{RC}$  que si está representado por clastos, escalado al volumen total de regolito ( $V_{RT}$ ), según la ecuación

$$\Phi_T = (\Sigma(\Sigma \delta\Phi)) * V_{RT} / V_{RC} \quad (\text{Ec. 20})$$

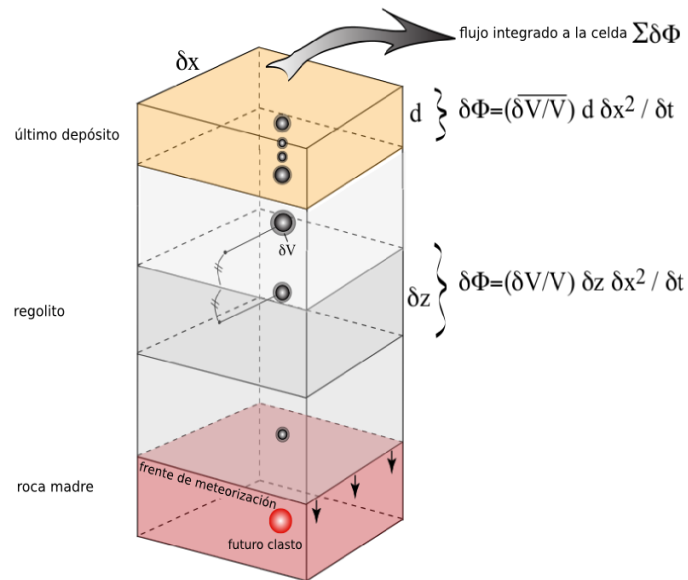


Figura 14. Representación de las unidades en que el espacio modelado por CIDRE esta discretizado como celdas de sección cuadrada de lado  $\delta x$ , y el flujo químico asociado a la meteorización de clastos en ellas presentes. El volumen amarillo representa el material depositado en el último intervalo de tiempo  $\delta t$ , desde celdas a mayor altura; el gris, el regolito formado por la meteorización insitu de la roca madre (volumen rojo) y depósitos previos. Los clastos que están siendo meteorizados dentro de cada uno de estos volúmenes (esferas grises) representan al volumen de regolito próximo a ellos: los clastos dentro del último depósito de espesor  $d$  representan cada uno en igual medida a la totalidad de este depósito, aportando un flujo químico total  $\delta\Phi$  igual al promedio de la fracción de volumen disuelta de cada clasto escalada al volumen del depósito  $d*\delta x^2$ ; y los clastos dentro del regolito inferior discretizan al mismo en volúmenes con límites equidistantes entre ellos, siendo el flujo químico  $\delta\Phi$  de cada uno de estos volúmenes igual a la fracción de volumen disuelta del clasto correspondiente, escalada al volumen  $\delta z * \delta x^2$ . El frente de alteración (limite entre regolito y roca madre) se profundiza con el tiempo, por lo que eventualmente el clasto rojo, aún intacto, comenzará a ser disuelto una vez que pase a formar parte del regolito. Imagen de S Carretier.

Una consideración importante en cuanto a los volúmenes en que se discretiza una celda de acuerdo a la cantidad y distribución de clastos en ella, es que el cálculo del flujo químico en cada volumen se escala con respecto al volumen inicial del clasto, de este modo cada clasto tiene cierta "memoria" que permite restringir el flujo a escalar al no tomar en cuenta el volumen que ya ha sido disuelto, que de otro modo estaría constantemente en aumento con la misma disolución.

Con respecto al cálculo del flujo químico en el sistema a partir de la integración de la disolución particular de cada clasto, cada uno de ellos representa a un volumen de regolito, aunque no siempre al mismo ni a la misma magnitud, de hecho varía continuamente en función de la distribución inicial y de las condiciones de meteorización y transporte. En cuanto a la estimación del flujo químico en la capa sedimentaria superior móvil, se recurre al promedio del volumen disuelto en cada clasto ya que la celda en la que se encuentra se puede alimentar de diversas celdas a mayor altura para formar esta capa, mientras que en el regolito inferior inmóvil, como ya se ha dicho, se usa la proximidad como recurso de representatividad.

La generación del regolito va acompañada por la inclusión de clastos dentro del mismo, que a su vez lo representan geoquímicamente. Luego a mayor espesor del regolito, se espera una mayor cantidad de clastos en él, aunque la vinculación entre espesor de regolito y cantidad de clastos en su interior no es directa, pues depende de la densidad y distribución inicial de estos, e incluso de la erosión y el transporte que al estar influenciado por procesos estocásticos puede desligar a un clasto del volumen de sedimentos junto al que se transporta. De este modo también cabe la posibilidad de que, al menos en un intervalo de tiempo, se presenten celdas con regolito y sin clastos; en ellas el flujo químico aportado se estima en base a las condiciones de otras celdas que podrían ser radicalmente distintas, por lo que en cada caso particular se puede sub o sobrestimar el flujo químico. En cualquier caso un aumento en la densidad de clastos conlleva una menor cantidad de celdas no representadas geoquímicamente y una disminución en el error de la estimación del flujo químico del sistema completo.

Diversos son los factores que se consideran en el módulo geoquímico al cuantificar la tasa de disolución. Entre ellos, el que controla en primer orden el flujo químico relativo a cierto mineral es el tamaño del clasto del que este mineral forma parte. Como se desprende de la ecuación para la tasa de disolución (Ec. 12), las variables de las que depende este valor, para un mineral en particular, son el tamaño del clasto y la temperatura (i.e. la altitud) a la que se encuentra, ya que los otros parámetros que intervienen son considerados constantes para un mineral dado. Así, si el tamaño de los clastos es inicialmente del orden de milímetros a centímetros y decrece hasta su extinción, al determinar la tasa de disolución de forma cuadrática, la hace variar solo por este cambio en su tamaño inicial, en al menos dos ordenes de magnitud. Mientras que la temperatura a la que son expuestos los clastos (entre 0 y 30 °C aproximadamente) puede hacer variar la tasa de disolución en hasta dos ordenes de magnitud (Tabla 2) en minerales con alta energía de activación, como el cuarzo.

Tabla 2. Sensibilidad del factor exponencial en el cálculo de la tasa de disolución (Ec. 12) con respecto a la temperatura en minerales con distintas energías de activación. Valores de energía de activación para reacciones por disolución favorecidas por la presencia de agua, seleccionados por Goddérís et al. (2006).

	Cuarzo	Albita	Biotita
Energía activación (kJ)	85	67	35
$\exp(-E/(R*273K))$	5,44E-17	1,51E-13	2,01E-07
$\exp(-E/(R*303K))$	2,22E-15	2,81E-12	9,25E-07

El módulo geoquímico integrado a CIDRE se basa en la evolución tanto del relieve como de marcadores geoquímicos que permiten estimar el flujo disuelto asociado a un sistema en el que la meteorización y erosión juegan un rol determinante. Pero no solo estos factores externos a la roca condicionan la disolución, el tamaño de los clastos es fundamental para estimar la tasa de disolución de cada mineral, y por lo tanto en un caso real también lo es la meteorización física a la que está expuesta la roca y que en conjunto con sus propiedades determinan la granulometría del regolito generado. Generalmente la meteorización física no es considerada de forma explícita en modelos que acoplan meteorización química y evolución del relieve a largo, más bien se asume la meteorización se inicia con la alteración química de la roca, y la granulometría del regolito se reduce al uso de un tamaño de partículas efectivo en que los minerales son disueltos. Usualmente en modelos asociados a rocas graníticas se aplica un diámetro efectivo de las partículas sujetas a meteorización química del orden de los 1e-4 a 1e-5 m (e.g. Lebedeva & Brantley, 2010; Gabet & Mudd, 2009).

En la realidad el frente de meteorización no necesariamente corresponde al frente de disolución mineral, ya que la roca podría encontrarse solo fragmentada por procesos físicos sin afectar su composición química, o en un eventual equilibrio químico entre la roca y el fluido el mineral del regolito no sería disuelto (o incluso podría reprecipitar bajo condiciones de sobresaturación). Sin embargo, en sistemas donde la meteorización química es primordial, la disolución de minerales puede aumentar la porosidad de la roca y facilitar su meteorización física (Brantley & Lebedeva, 2011). En CIDRE la meteorización de la roca es parametrizada de acuerdo a condiciones intrínsecas de la roca y a factores ambientales externos, según las leyes de producción de regolito antes descritas, dando inicio a la disolución mineral. Por lo tanto se acepta que ambos frentes se encuentran a igual profundidad, siendo el flujo químico estimado a partir de la reacción mineral un máximo para cierto escenario, pudiendo sin embargo estar limitada la disolución por la cinética: el modelo describe y por lo tanto es más fiable, para el caso de minerales con alta solubilidad y bajas tasas de disolución, en los que se está alejado de un equilibrio químico.

## Capítulo 4: Resultados

Con el fin de validar el módulo geoquímico incorporado a CIDRE se genera, en primer lugar, un modelo unidimensional. Este modelo permite ajustar la evolución del grado de meteorización de una columna de roca y regolito, según las distintas leyes de producción de regolito (exponencial o humped), a los resultados obtenidos por Lebedeva & Brantley (2010), así como verificar los estados de equilibrio dinámico alcanzados al igualarse la tasa de erosión con la de producción de regolito. Posteriormente, al utilizarse en CIDRE las mismas magnitudes de los parámetros usados por Lebedeva & Brantley (2010) en su modelo, que si considera un desequilibrio químico entre un fluido meteórico y la roca o regolito, se muestra la diferencia al no considerar este fenómeno.

Además de estudiar la evolución y estados de equilibrio que se logran con CIDRE, se recrean las condiciones de un caso de campo (descrito en el capítulo 2.3 Evolución de la meteorización de un regolito: un estudio de campo) que permite testear el modelo en un caso natural y comparar los resultados con los obtenidos en aquel estudio realizado por White et al. (2008).

A continuación se reproducen en CIDRE las condiciones de un modelo bidimensional de una ladera (Lebedeva & Brantley, 2013). Aquí, se obtiene el grado de meteorización de un regolito según la profundidad a lo largo del perfil de esta ladera. Estos resultados permiten una comparación el modelo de Lebedeva & Brantley (2013), en el que, al contrario de CIDRE, la curvatura de la topografía influye en la meteorización química de la roca.

Posteriormente se realiza un modelo 3D de una vertiente. En este se muestra la densidad y distribución de clastos necesaria para obtener una buena aproximación del flujo químico en disolución producto de la meteorización de un regolito, a partir de la disolución de clastos individuales distribuidos en el sistema (Capítulo 3). En un análisis paramétrico se muestra como esta densidad y distribución varía con las condiciones del modelo, en particular con su simetría, condiciones topográficas, procesos de erosión difusivos, condiciones de meteorización, y características litológicas: mineralógicas y granulométricas.

Finalmente, se utiliza este método para cuantificar la retroacción de la erosión física sobre la meteorización química a escala de una vertiente. Este sistema se estudia bajo dos condiciones. La primera de ellas es durante la formación de un regolito que es erosionado y transportado por procesos difusivos, en diversas condiciones topográficas y características

mineralógicas, granulométricas, topográficas y de meteorización química. La segunda incorpora alzamiento tectónico, mostrando el efecto de este fenómeno sobre la denudación química (o el flujo químico en disolución, producto de la meteorización química) por medio de la erosión en un sistema en equilibrio dinámico, es decir, al igualarse las tasas de erosión física y meteorización química.

#### **4.1 Capacidad de CIDRE de reproducir casos 1D**

Las condiciones simuladas en este sistema son tales que no se recibe aporte sedimentario desde celdas superiores. En la roca, inicialmente fresca, se distribuyen clastos cada 1 cm en profundidad. Estos clastos son monominerales de albita de  $1e-4$  m de diámetro (mismo tamaño usado por Lebedeva & Brantley, 2010) y representan a la fracción soluble de la roca. El área geométrica superficial de este mineral en la roca es de  $2,44e4 \text{ m}^2 \text{ m}^{-3}$  para una concentración en el protolito de  $4e3 \text{ mol m}^{-3}$  (los detalles de éste cálculo se muestran en 4.1.2 Efecto de la omisión del modelamiento químico del agua en CIDRE), similar a los  $3,5e4 \text{ m}^2 \text{ m}^{-3}$ , valor usado por Lebedeva & Brantley (2010).

La constante cinética de disolución  $k_{ab}$  ( $\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ) (Ec. 12) usada para este mineral es  $10e-12,26 \text{ mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  (Anderson 2010), valor similar al que presenta al estar fomentada por el agua ( $10e-12,6 \text{ mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  Goddérís et al., 2006), y al usado por Lebedeva & Brantley (2010) post corrección a condiciones de campo ( $\sim 2e-12 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ), y dentro de la magnitud observada en condiciones de laboratorio por White & Brantley (2003). Este valor es usado en todos los modelos de este capítulo, a menos que se indique lo contrario.

La tasa de producción de regolito esta parametrizada según las distintas leyes descritas (humped o exponencial) (Ec. 10) y con distintos valores, especificados para cada caso. Es importante notar que la concentración de albita no es directamente considerada en el modelo, pues los clastos en este caso son descritos como monominerales. Sin embargo como se muestra en el módulo geoquímico, es posible modelarlos con mas de una mineralogía.

##### **4.1.1 Comparación entre leyes de producción de regolito y transporte químico por difusión molecular y advección**

Los perfiles de la Figura 15 se ajustan a los modelados por Lebedeva & Brantley (2010) cuando el transporte químico es por difusión molecular. En ausencia de erosión (Figuras 15a y 15b) la porción del regolito donde existe

efectivamente disolución adquiere una geometría cóncava, que en su decreciente profundización con el tiempo tiende a la horizontalidad. Al incorporar erosión, se identifican los regímenes limitados por el transporte ( $E=0,002 \text{ m a}^{-1}$  en Figura 15c), donde el regolito alcanza mayores espesores y el perfil de disolución es sub-horizontal (y por lo tanto se encuentra totalmente empobrecido en albita). En el caso en que la erosión y meteorización se igualan a mayores tasas ( $E=0,01 \text{ m a}^{-1}$  en Figura 15c) se llega a un régimen en transición, donde el espesor del regolito es menos importante y aún presenta albita residual, aunque esta es disuelta antes de alcanzar la superficie, configurando un perfil no desarrollado. Si la erosión es aún mayor ( $E=0,015 \text{ m a}^{-1}$ ), el regolito es delgado y el perfil no esta desarrollado: aún hay albita en superficie, denotando un régimen limitado por la meteorización. Mientras mayor es la tasa de erosión, menor es el espesor del regolito y mayor será la fracción mineral que permanece intacta en superficie.

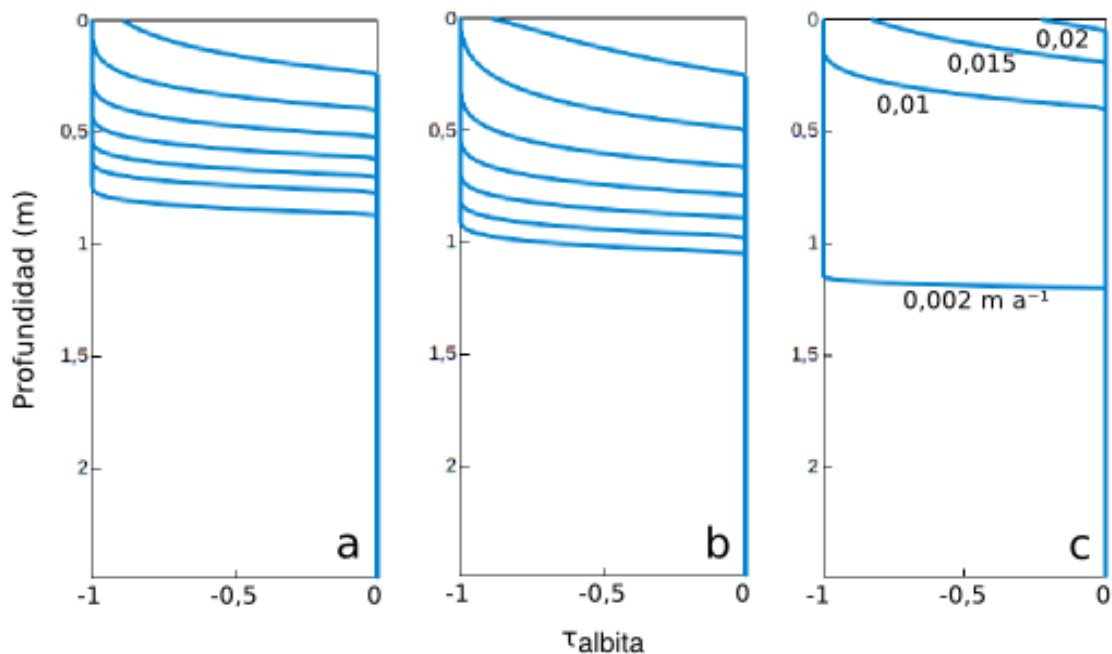


Figura 15. Perfiles de disolución de albita resultantes del módulo geoquímico acoplado a CIDRE. El eje horizontal muestra el valor de  $\tau$  (coeficiente de transferencia de masa) que indica la fracción de mineral que se ha disuelto, según la profundidad en el eje vertical. Si  $\tau$  es 0 el mineral no ha sido disuelto, si su valor es -1 la roca ha sido completamente empobrecida en este mineral en particular. Las figuras a y b muestran isócronas ( $\Delta t=15 \text{ ka}$ ) de la evolución del perfil de disolución de albita en ausencia de erosión y bajo meteorización regida por la ley exponencial (a) o humped (b), cuyos parámetros son  $\omega_m=2e-5 \text{ m a}^{-1}$ ;  $d_1=0,5 \text{ m}$ ;  $d_2=0,1 \text{ m}$ ;  $k_1=0,8$  ( $d_2$  y  $k_1$  solo para humped). La figura c muestra los perfiles de disolución en equilibrio en el caso de que la tasa de producción de regolito (modelada con la ley exponencial) se iguala a la de erosión (impuesta y constante) al aumentar el espesor del regolito y disminuir su producción, la magnitud de ambas tasas en  $\text{m a}^{-1}$  es mostrada junto a cada perfil.

En el modelo de un sistema en que el transporte químico es por difusión molecular y además está favorecido por advección del fluido circulante, se alcanza, según el modelo de Lebedeva & Brantley (2010), una tasa de producción de regolito constante a partir de cierto espesor del mismo. En CIDRE se utilizan dos métodos para lograr este efecto. El primero de ellos, es hacer que el decaimiento de la tasa de producción de regolito  $\omega$  (Ec. 10) modelada con la ley exponencial sea prácticamente nulo para los espesores de regolito estudiados. Para esto el valor de  $d_1$  debe ser órdenes de magnitud mayor al de los espesores de regolito simulados.

Un segundo acercamiento, más general, es modificando la ley humped al utilizar valores de  $k < 0$  (Ec. 10). De esta forma  $\omega$  alcanza su valor máximo al estar la roca madre expuesta y decae exponencialmente hasta un valor constante no nulo: a bajos espesores controlada por  $d_2$ , y a mayores por  $d_1$ .

Al ser la tasa de producción de regolito constante a partir de cierto espesor del mismo, es necesario que la erosión supere este valor crítico para que el sistema alcance un equilibrio, de no ser así este se continúa engrosando indefinidamente.

Con estas leyes se obtienen nuevamente, en ausencia de erosión (Figuras 16a y 16b), perfiles de disolución mineral con geometría cóncava. Pero en este caso su geometría se mantiene al profundizarse con el tiempo. Cuando existe erosión también se alcanzan los regímenes de equilibrio (Figura 16c) limitados por transporte ( $E=0,002 \text{ m a}^{-1}$ ), en transición ( $E=0,005 \text{ m a}^{-1}$ ) o por meteorización ( $E=0,01 \text{ m a}^{-1}$ ).

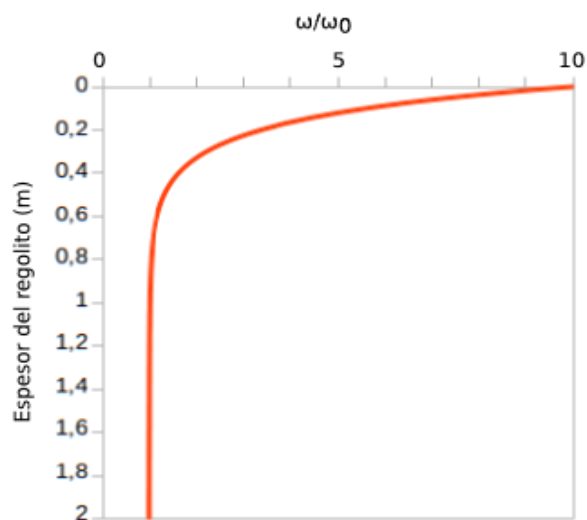


Figura 16. Ley de producción de regolito humped modificada, con  $d_1=1000 \text{ m}$ ,  $d_2=0,15 \text{ m}$  y  $k_1=-9$ , por lo que  $\omega_m=10\omega_w$  es la tasa de producción para la roca madre expuesta.



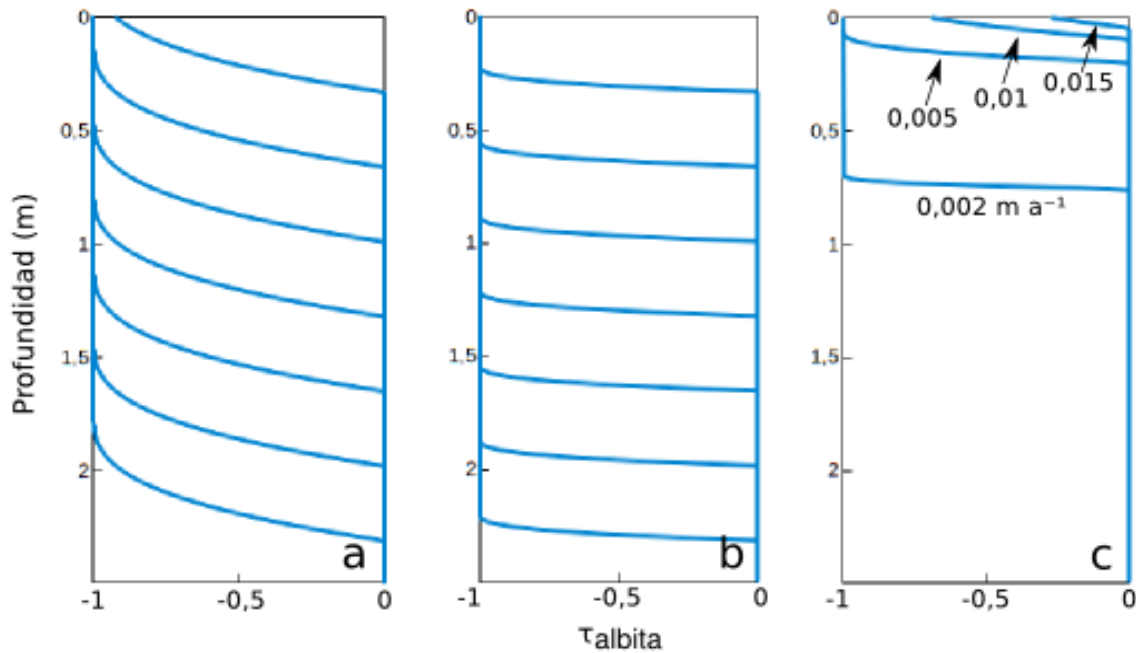


Figura 17. Perfiles de disolución de albita resultantes del módulo geoquímico acoplado a CIDRE para un caso en que el transporte químico es por difusión molecular mas advección. El eje horizontal muestra el valor de  $\tau$  (coeficiente de transferencia de masa) que indica la fracción de mineral que se ha disuelto, según la profundidad en el eje vertical. Si  $\tau$  es 0 la roca no ha sido disuelta, si su valor es -1 ha sido completamente empobrecida en este mineral en particular. Las figuras **a** y **b** muestran isócronas ( $\Delta t=16500$  años) de la evolución del perfil de disolución de albita en ausencia de erosión y bajo meteorización regida por la ley exponencial cuyos parámetros son  $\omega_m=2e-5$  m a<sup>-1</sup>;  $d_1=1000$ m. En **a** la constante de disolución es  $10e-12,26$  mol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>, y en **b** es modificada para que la tasa de disolución sea igual a la usada por Lebedeva & Brantley (2010). La figura **c** muestra los perfiles de disolución en un estado de equilibrio, cuando la tasa de erosión es igualada por la de producción de regolito, en este caso modelada con la ley humped modificada ( $k<0$ ), cuyos parámetros son  $\omega_m=2e-5$  m a<sup>-1</sup>;  $d_1=1000$ m;  $d_2=0,15$ ;  $k_1=-9$ . La magnitud de ambas tasas en m a<sup>-1</sup> se muestra junto a cada perfil.

#### 4.1.2 Efecto de la omisión del modelamiento químico del agua en CIDRE

Para estudiar las diferencias producidas en un perfil de disolución mineral entre CIDRE, que omite el modelamiento del desequilibrio químico entre el agua y la roca o regolito, considerándolo constante y máximo, con el de Lebedeva & Brantley (2010) donde este fenómeno si es descrito, se comparan los resultados obtenidos al igualarse las magnitudes de los parámetros usados en ambos modelos para un caso particular.

Vale la pena recordar que ambos modelos tienen acercamientos distintos al resolver tanto la disolución mineral como el avance del frente de

meteorización. En el caso de Lebedeva & Brantley (2010) ambos aspectos se encuentran acoplados mediante un modelo geoquímico que considera la mineralogía de la roca y el regolito, y la química del agua meteórica junto a su transporte. En CIDRE estos fenómenos están parametrizados empíricamente de acuerdo a leyes de producción de regolito y disolución mineral, cuyo vínculo es que la meteorización da inicio a la disolución.

En el siguiente caso particular simulado con ambos modelos muestra el desarrollo de la meteorización química de una columna de roca y regolito, considerado como la pérdida de albita en la misma. Las condiciones de transporte químico son por difusión molecular y advección del fluido, simulado por las distintas leyes (exponencial, humped o humped modificada) en CIDRE. No se considera erosión en el sistema.

Para la determinación de la tasa de disolución mineral en ambos modelos se utiliza el área específica  $s_{ab}$  de la fase mineral reactiva, es decir, el área geométrica de las partículas por unidad de volumen de roca y la constante cinéticas de disolución de la misma (Ec. 12, 14 y 15 ). Lebedeva & Brantley (2010) consideran una columna de roca en la que las partículas de albita tienen un diámetro de  $1e-4m$ , cuya área específica para una concentración  $Q_0$  de  $4e3 \text{ mol m}^{-3}$  es estimada en  $3,5e4 \text{ m}^2 \text{ m}^{-3}$ . Esta área específica es considerada constante, sin embargo es corregida a la fracción residual de mineral  $(1-\eta)$  (Ec. 14), resultando en una disminución lineal del área específica con respecto a la pérdida de volumen.

En CIDRE se modelan clastos de este mismo tamaño, pero en este modelo las partículas (o clastos) disminuyen efectivamente de tamaño con la disolución como lo haría una esfera, aminorando su área específica al perder volumen, según la ecuación

$$\Delta s_{ab} \propto \Delta V^{0,66} \quad (\text{Ec. 21})$$

donde  $\Delta s_{ab}$  es la disminución del área específica geométrica,  $\Delta V$  es la pérdida de volumen asociada, y 0,66 es el valor que toma el exponente en el caso de una esfera (White et al., 2008). Por otro lado, la concentración inicial de cada mineral es definida en cuanto a su proporción de volumen dentro del clasto, aunque también es posible definir al clasto completo como la parte soluble de la roca y corregir la proporción de mineral con posterioridad. En este caso se ha utilizado este segundo método.

Tenemos clastos del mismo tamaño que las partículas usadas por Lebedeva & Brantley (2010), pero ¿Cómo sabemos si el área específica es igual en ambas?. Al modelarse clastos esféricos de  $1e-4m$  de diámetro, el área geométrica de cada clasto es de  $3,14e-8 \text{ m}^2$  y su volumen  $5,236e-13 \text{ m}^3$ .

Por otra parte, la densidad de la albita es  $2615 \text{ kg m}^{-3}$ , por lo tanto la masa de cada uno de estos clastos es  $1,369\text{e-}9 \text{ kg}$ ; y la masa molar de este mineral es  $0,2659 \text{ kg mol}^{-1}$  (White et al., 2008), luego cada clasto está formado por  $5,149\text{e-}9$  moles. Si consideramos un protolito con una concentración inicial de  $4\text{e}3\text{mol m}^3$  de albita (al igual que Lebedeva & Brantley, 2010), se tienen  $7,768\text{e}11$  clastos por cada  $\text{m}^3$  de roca, resultando en un área específica inicial de  $2,44\text{e}4 \text{ m}^2 \text{ m}^{-3}$ , en el mismo orden de magnitud que aquel estimado por Lebedeva & Brantley (2010) ( $3,5\text{e}4 \text{ m}^2 \text{ m}^{-3}$ ), aunque levemente menor.

Tabla 3. Parámetros y valores usados para la estimación del área específica inicial de albita en CIDRE.

Parámetro	Valor
Radio clasto**	5,000E-005 m
Area clasto*	3,142E-008 m <sup>2</sup>
Volumen clasto*	5,236E-013 m <sup>3</sup>
Densidad albita***	2,615E+003 kg m <sup>-3</sup>
Masa de un clasto*	1,369E-009 kg
Masa molar albita***	2,659E-001 kg mol <sup>-1</sup>
Equivalente en moles de un clasto*	5,149E-009 mol
Concentración de albita en el protolito**	4,000E+003 mol m <sup>-3</sup>
Densidad de clastos en el protolito*	7,768E+011 clastos m <sup>-3</sup>
Area específica de albita ( $s_{ab}$ )*	2,440E+004 m <sup>2</sup> m <sup>-3</sup>

\* Valores calculados

\*\* Valores usados por Lebedeva & Brantley (2013)

\*\*\* Valores usados por White et al. (2008)

En cuanto a la tasa de disolución mineral usada por Lebedeva & Brantley (2010), esta es una tasa de disolución efectiva  $k_e$  (Ec. 14), calculada en función de: la constante cinética de disolución  $k_{ab}$ , el área específica  $s_{ab}$  y un factor constante  $2\Psi=2*1,2\text{e-}2 \text{ m}^3 \text{ mol}^{-1}$  (Ec. 15) que corrige la constante cinética de disolución a condiciones de campo. Este último término no es considerado en CIDRE, aunque al ser constante se puede incluir en el término  $k_{ab}$ . También se puede incluir una constante (1,434) que corrija la diferencia en el área específica entre ambas estimaciones.

De esta forma, solo resta comparar el desequilibrio químico de la roca y el agua. Lebedeva & Brantley (2010) lo incluyen en la Ec. 14, donde  $(C^e-C)$  es la diferencia entre la concentración de soluto de un fluido en equilibrio con

la roca fresca ( $C^e$ ) y la del fluido a cada profundidad ( $C$ ). En el caso de CIDRE, y como se especifica en el modulo geoquímico, la química del agua no está modelada, sino que el desequilibrio es considerado constante y máximo, es decir,  $\Omega=0$  en la Ec. 13, o análogamente  $C=0$  en la Ec. 14.

Bajo estas condiciones se obtiene la evolución del perfil de disolución de albita (Figura 16b) cada 16,5 ka. La tasa de producción de regolito, que es igual a la velocidad de avance del frente de meteorización en un caso sin erosión, es para considerada constante e igual a  $2e-5 \text{ m a}^{-1}$ , simulando un transporte químico por difusión molecular más advección.

En la Figura 8c, se observa la evolución del perfil de disolución de albita modelado por Lebedeva & Brantley (2010). Una vez desarrollado el perfil de disolución (cuando la albita ha reaccionado completamente en superficie), la velocidad de avance del frente de alteración muestra una profundización de 0,33 m para cada intervalo de tiempo. De acuerdo a la Ec. 16, cuyos valores usados en este caso son  $v=0,4 \text{ m a}^{-1}$ ,  $C^e=0,2 \text{ mol m}^{-3}$ ,  $C^R=0 \text{ mol m}^{-3}$ ,  $Q_0=4e3 \text{ mol m}^{-3}$ , resulta en una velocidad de producción de regolito  $\omega \sim 2e-5 \text{ m a}^{-1}$ , por lo que el intervalo de tiempo entre cada curva es  $\sim 0,33/2e-5 \text{ a} = 16,5 \text{ ka}$ .

En ambos modelos los resultados son similares, sin embargo en CIDRE se obtienen perfiles de disolución de albita con una geometría cóncava sub-horizontal producto de no modelar el desequilibrio químico agua-roca.

La incorporación de un factor que disminuya la cinética de reacción (como en la Figura 16a, donde se encuentra implícito) compensa en parte el efecto de saturación de los productos de la reacción disueltos en el agua, pues estos merman la disolución. Este factor corresponde a un valor de  $(1-\Omega)^n$  constante en la Ec. 13.

Como se ha mostrado, las leyes de producción de regolito permiten simular el desarrollo de un regolito en el que las reacciones de meteorización se ven favorecidas por un transporte químico por difusión molecular: en el que los productos de la reacción mineral se mueven de zonas de mayor a menor concentración, y de advección: en el cual el transporte de estos productos en disolución se ve favorecido por la circulación de agua. Para el primero de estos casos, se logra al imponer que la tasa de producción de regolito se anula al alcanzar cierto espesor. Si la advección domina en el sistema, se favorece la conversión de roca en regolito y la tasa de alteración disminuye hasta alcanzar un mínimo constante no nulo (Figura 17).

Tabla 4. Parámetros utilizados en las Figura 17b, e igualados a aquellos usados por Lebedeva & Brantley (2010) (Figura 8c)

Parámetro	CIDRE	Lebedeva & Brantley (2010)
Diámetro partículas	1e-4 m	1e-4 m
Concentración inicial	4e3 mol m <sup>-3</sup>	4e3 mol m <sup>-3</sup>
s <sub>ab</sub> inicial	2,5e4 * 1,434 = 3,5e4 m <sup>2</sup> m <sup>-3</sup>	3,5e4 m <sup>2</sup> m <sup>-3</sup>
cinética de disolución	k <sub>ab</sub> = 1,85e-12 mol m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>	2 k <sub>ab</sub> Ψ = 1,85e-12 mol m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> * 1 m <sup>-1</sup> mol <sup>-1</sup>
Desequilibrio químico	Ω = 0 (Ec. 7)	Ce - C = 0,2 mol m <sup>-3</sup>
C <sup>R</sup> : Concentración inicial de soluto en aguas meteóricas	0 mol m <sup>-3</sup>	0 mol m <sup>-3</sup>
Producción de regolito / Transporte químico	ω <sub>m</sub> =2e-5 m a <sup>-1</sup> ; d <sub>1</sub> =1000 m	D = 8e-10 m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> ; v = 0,4 m a <sup>-1</sup>
Producción de regolito en régimen limitado por transporte	ω=2e-5 m a <sup>-1</sup>	ω~2e-5 m a <sup>-1</sup>
Δt	16,5 ka	16,5 ka

Tabla 5. Resumen comparativo entre los procesos y parámetros de los modelos CIDRE y Lebedeva & Brantley (2010).

Proceso o Parámetro	CIDRE	B&L2010
Producción de regolito	Parametrizada con leyes de producción de regolito exponencial o humped	Acoplada a modelo geoquímico
Transporte químico	No modelado. Asociado a la producción de regolito	Solo por difusión molecular, o más advección
Difusión	Asociado a una producción de regolito según leyes exponencial o humped	D (m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> ): coeficiente de difusión
Advección	Asociado a una producción de regolito constante no nula a partir de cierta profundidad (ley humped modificada)	v (m a <sup>-1</sup> ): velocidad de Darcy del fluido
Reducción de s <sub>ab</sub> (área específica)	$\Delta s_{ab} \propto \Delta V^{0.66}$	s <sub>ab</sub> * (1-η) (1-η): fracción mineral residual
Q <sub>0</sub> : Concentración inicial de mineral reactivo en el protolito	% de volumen mineral en clastos (o clastos como fracción soluble del protolito)	Q <sub>0</sub> (mol m <sup>-3</sup> )
k : constante cinética de disolución	k <sub>ab</sub> (variable, en condiciones de laboratorio o campo)	2Ψ k <sub>ab</sub> k <sub>ab</sub> en condiciones de laboratorio; Ψ factor de corrección a cond. de campo
Desequilibrio químico	Ω = 0 (Ec. 19)	C <sub>e</sub> - C C <sub>e</sub> : Conc. en equilibrio; C: Conc. en la roca o regolito
Concentración inicial de aguas meteóricas	0 (mol m <sup>-3</sup> )	C <sup>R</sup> (mol m <sup>-3</sup> )

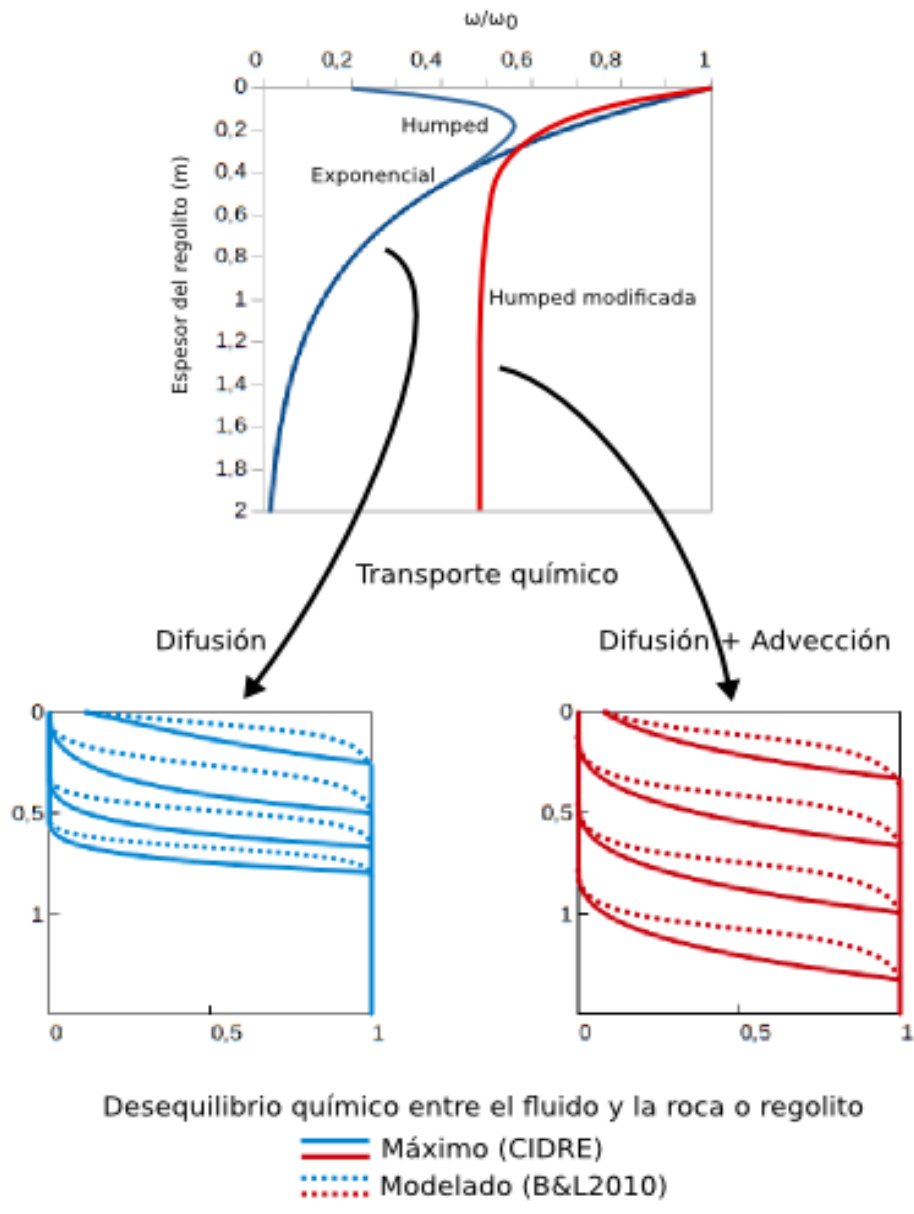


Figura 18. Relación entre las leyes de producción de regolito y los mecanismos de transporte químico, además del efecto del modelamiento de la química del fluido.

### 4.1.3 Test de CIDRE en un caso de campo: evolución de la meteorización de un regolito (terrazas de Santa Cruz, California)

Para evaluar la validez de CIDRE al recrear un caso de campo se obtienen los resultados de simular la evolución temporal de la meteorización de una serie de regolitos bajo condiciones litológicas, mineralógicas y de meteorización química semejantes. Para esto se modelan los perfiles de disolución de plagioclasa según las características de una cronosecuencia de terrazas marinas estudiadas por White et al. (2008). Los parámetros utilizados al testear el modelo son, cuando es posible, aquellos ajustados en aquel estudio. En caso contrario se utilizan otros análogos y a falta de ciertos datos, sus valores son estimados (Tabla 6).

El factor de primer orden para el desarrollo de un perfil de disolución en las terrazas de Santa Cruz es, según White et al. (2008), el flujo hidráulico. Este parámetro no es una variable que se pueda caracterizar directamente en CIDRE, sin embargo, se relaciona con la tasa de producción de regolito  $\omega$  (ver Ec. 17). En estas terrazas, por lo tanto, el transporte químico es favorecido por la advección del fluido. En esta simulación se recurre a un valor de  $\omega$  cuasi constante para la producción de regolito en cada terraza, esto es, una ley exponencial para la producción de regolito con valores de  $k_1=0$  y  $d_1=1000$  m (u otro valor alto) permitiendo un decaimiento prácticamente nulo de  $\omega$  en relación a los espesores de regolito aquí tratados. Las magnitudes de  $\omega$  usadas (Tabla 6) se encuentran en el orden de las estimadas por White et al. (2008) para las terrazas SCT2 y SCT4 ( $4e-5$  y  $3e-5$  m a<sup>-1</sup>, respectivamente).

Tabla 6. Parámetros utilizados al simular las condiciones de las terrazas marinas de Santa Cruz, California, en CIDRE.

Terraza	Edad* (ka)	$\omega$ (m a <sup>-1</sup> )	$k^{**}$ (mol m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup> )	Radio partículas*** (m)
SCT1	65	3,85E-005	8,00E-016	1,80E-004
SCT2	90	5,44E-005	1,40E-015	1,45E-004
SCT3	137	5,34E-005	8,00E-016	1,23E-004
SCT5	226	3,64E-005	4,80E-016	9,50E-005

\*Edades de las terrazas estimadas a partir de mediciones de <sup>10</sup>Be por Perg e et al. (2001)

\*\*Valores de k ajustados por White et al. (2008)

\*\*\*Radio disponible solo para SCT5, ajustado en los otros casos.

Los parámetros secundarios que influyen en el desarrollo del regolito son: la constante cinética de disolución de la plagioclasa; el área específica del mineral (en ambos modelos se calcula a partir del área geométrica de partículas monominerales esféricas, un factor lineal de rugosidad  $\lambda=160$  de



esta superficie, y su abundancia); la reducción del área específica con la disolución, de forma que el volumen de cada partícula se reduce como lo haría una esfera (igual en ambos modelos); y el modelamiento de la química del agua. En CIDRE el no modelar la química del agua supone un coeficiente de saturación termodinámica  $n=0$  en la Ec. 19, incrementando la linealidad del perfil de disolución en profundidad (perfil con geometría cóncava). Sin embargo, “Si bien la saturación termodinámica controla mayormente la tasa de disolución  $R_k$  (Ec. 19), la influencia del término exponencial  $n$  no es particularmente significativa al determinar la geometría del perfil de disolución ni la cantidad de plagioclasa que ha reaccionado. Para propósitos prácticos, la tasa de disolución  $R_k$  es equivalente a la constante de disolución cinética  $k$  en la Ec. 19” (White et al., 2008).

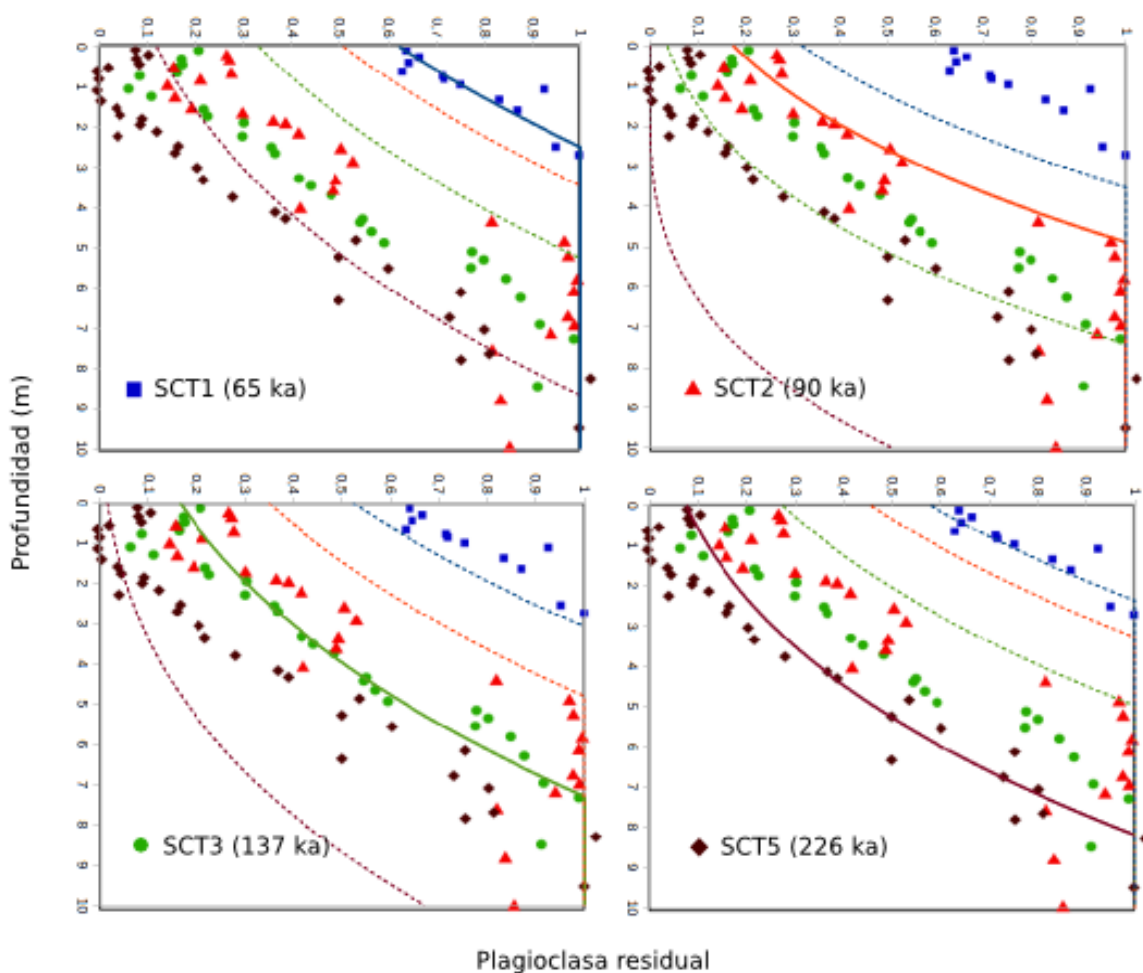


Figura 19. Perfiles de disolución de plagioclasa para las terrazas SCT 1, 2, 3 y 5, modelados con CIDRE. Los símbolos indican los datos obtenidos por White et al., (2008) en terreno, y las líneas continuas los perfiles de disolución de plagioclasa ajustados en CIDRE para cada terraza. Las curvas segmentadas muestran los perfiles de disolución de cada terraza de acuerdo a la edad de cada una de las otras.

Los perfiles obtenidos para cada una de las terrazas de acuerdo a los parámetros ajustados por White et al. (2008) y reproducidos en CIDRE se ajustan a los datos de plagioclasa residual en terreno. Destaca la evolución temporal obtenida con las características de la terraza SCT5, mas acordes a los datos de las otras terrazas. Esta última probablemente al considerar una ventana temporal mayor atenuando efectos de heterogeneidades en la roca y suelo o de eventos climáticos particulares.

Sin embargo, incluso los resultados de la terraza SCT1 permiten extrapolar una evolución que corresponde a la de las terrazas mas antiguas, si bien en ella el tamaño de las partículas, al no encontrarse disponible, es estimado para ajustar el perfil actual. Así, obedeciendo a las características similares que se describen entre sí para las terrazas SCT 1 y 5 (White et al., 2008), la evolución de sus perfiles coincide casi exactamente, mismo caso que ocurre al comparar las terrazas SCT 2 y 3. Aunque las evoluciones temporales de estas últimas predicen una profundidad excesiva para el perfil de la terraza SCT5 (Figura 19), que si bien se pueden corregir al variar los parámetros de la ley de producción de regolito, necesariamente conllevan un aumento en la profundidad esperada para el perfil de la terraza SCT1, resultados mas semejantes a los obtenidos por White et al. (2008), pero más disímiles a las concentraciones de plagioclasa en terreno. En una posterior discusión se comparan los resultados aquí obtenidos y aquellos de White et al. (2008).

## **4.2 Modelando una ladera 2D en CIDRE**

Para estudiar y validar el comportamiento del módulo geoquímico acoplado a CIDRE en un modelo bidimensional se simula, a escala de una ladera, un sistema en estado de equilibrio dinámico entre meteorización y erosión, en condiciones semejantes a las utilizadas por Lebedeva & Brantley (2013) en su modelo también bidimensional.

Este sistema corresponde al perfil de una ladera en la que el regolito producido es erosionado y transportado difusivamente según la pendiente y removido por una incisión en el valle. En ambos modelos todo el regolito esta sujeto a comportarse como un suelo móvil, aunque en el caso de Lebedeva & Brantley (2013) se muestra el caso extremo en que todo este desciende efectivamente por la ladera. En CIDRE la porción de regolito que se transporta está limitada en función de la pendiente.

Lebedeva & Brantley (2013) exploran dos condiciones de borde en la parte baja de esta ladera, con resultados similares. Sin embargo solo una de ellas es de fácil reproducción en CIDRE: que la incisión fluvial sea constante en este límite. Para esto se considera una tasa de alzamiento tectónico

constante.

Si bien Lebedeva & Brantley (2013) no simulan un alzamiento tectónico, si utilizan un sistema de coordenadas relativo a la incisión en el valle, por lo que, aunque en su modelo siempre existe una disminución en la altura absoluta del relieve, el sistema de referencia permite que la topografía alcance un estado estacionario. En CIDRE el sistema de referencia es un nivel base, por lo que una incisión constante no es posible sin una tasa de alzamiento de igual magnitud. Finalmente ambos casos son análogos, obteniéndose un sistema en equilibrio dinámico (Figura 20).

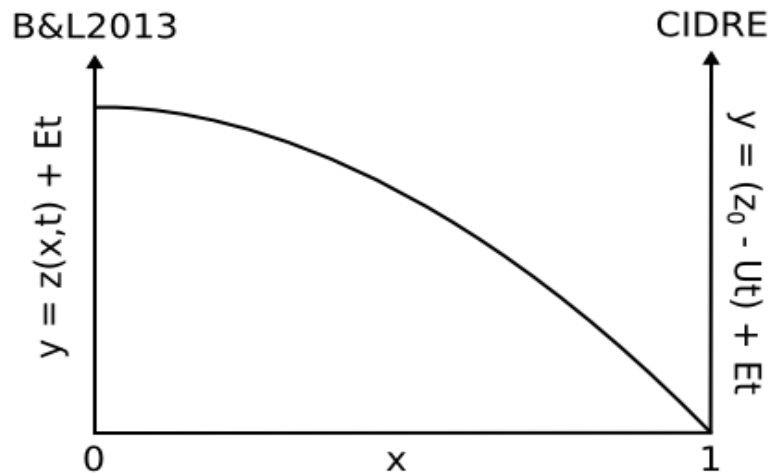


Figura 20. Sistemas de referencia para los modelos en 2D. Lebedeva & Brantley (2013) (izquierda) no consideran alzamiento tectónico, luego para obtener una superficie en equilibrio utilizan un cambio de variable que hace que el sistema de referencia sea móvil según la incisión en el valle. En CIDRE el sistema de referencia es fijo, por lo que la mera erosión supone una continua disminución de la altura y también de la tasa de erosión al suavizarse la topografía. Al añadir una tasa de alzamiento tectónico  $U$  igual a la tasa de erosión  $E$  que se desea aplicar al modelo eventualmente se llega a un equilibrio entre ambas variables.

Las dimensiones espaciales del sistema son iguales en ambos modelos: 20m de longitud y 8m de altura. También lo son la constante de difusión del material en superficie  $\kappa=5e-4 \text{ m}^2 \text{ a}^{-1}$  (Ec. 4) y la tasa de erosión  $E=2e-5 \text{ m a}^{-1}$ . Para la producción de regolito se utiliza la ley humped (con  $\omega_m=3,6e-4 \text{ m a}^{-1}$ ;  $d_1=0,5 \text{ m}$ ;  $d_2=0,1 \text{ m}$ ;  $k_1=0,8$ ). Así la meteorización se equipara a la erosión al alcanzarse un espesor de regolito  $\sim 1,15 \text{ m}$ , semejante al del modelo de Lebedeva & Brantley (2013).

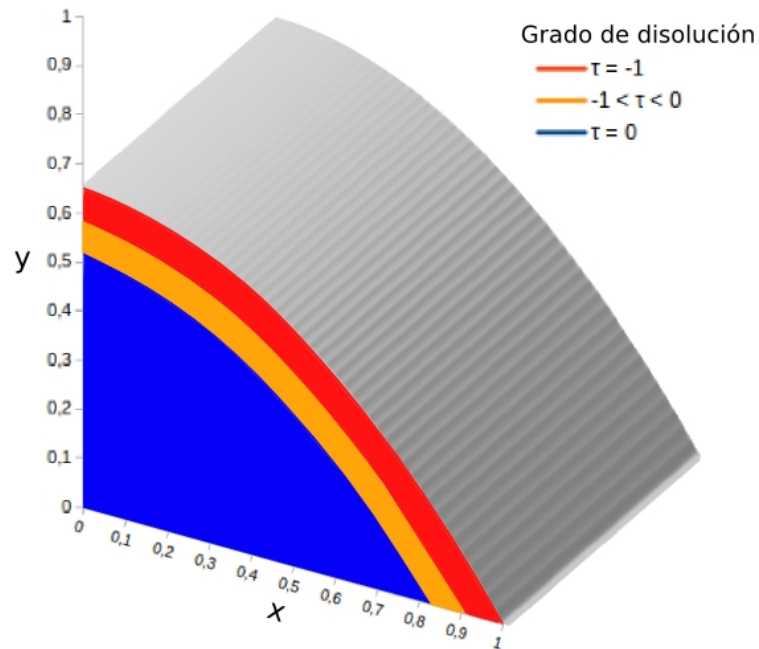


Figura 21. Perfil de una ladera en un régimen limitado por transporte. El eje de las abscisas indica la distancia horizontal (adimensional) desde la cima en  $x=0$  hasta una incisión fluvial en  $x=1$  ( $\Delta x=1=20\text{m}$ ). El eje de las ordenadas muestra la altura (adimensional) de la topografía y ( $\Delta y=1=8\text{m}$ ), y de las isógradas de  $\tau$ : coeficiente de transferencia de masa de albita que indica la fracción de mineral que se ha disuelto (0 si la roca no ha sido meteorizada, -1 cuando ha sido completamente empobrecida en el mineral).

Bajo estas condiciones, el perfil resultante muestra un regolito uniforme en toda su longitud, tanto en su espesor como en su grado de disolución mineral con respecto a la profundidad: las isógradas de reacción son paralelas. Por el mismo motivo, el régimen que limita al sistema es homogéneo en toda la ladera y al aumentar la erosión pasa de estar limitado por el transporte a estarlo por la meteorización en toda la superficie a un mismo tiempo.

### 4.3 Modelando una vertiente 3D en CIDRE

#### 4.3.1 Consideraciones sobre la densidad y distribución de clastos

El módulo geoquímico con el que cuenta CIDRE, se basa en la evolución de clastos que hacen función de marcadores geoquímicos para la roca y el regolito. Para obtener una aproximación del flujo químico transportado en disolución producto de las reacciones de meteorización, a escala local y en el

sistema completo, se hace uso de un nuevo método desarrollado en esta memoria (Capítulo 3), a partir del volumen disuelto de estos clastos. Tanto las características de estos clastos (tamaño y mineralogía), como su cantidad y posición son inicialmente impuestas. Para que el flujo químico en disolución estimado sea representativo de todo el sistema, los clastos deben encontrarse en cierta distribución y cantidad, de acuerdo a las características del modelo y de los clastos.

En un modelo unidimensional todos los clastos se encuentran en una misma posición en superficie. Por otro lado, una solución trivial para la distribución en profundidad es que se encuentren equidistantes, representando cada uno de ellos a un mismo volumen de regolito. La densidad necesaria, o equivalentemente la distancia entre dos clastos sucesivos en profundidad debe simular una continuidad en la disolución del regolito: si los clastos son disueltos en un tiempo menor al que tarda en ingresar el siguiente clasto más profundo, se tendrá un error en la estimación del flujo. La densidad de clastos necesaria para este tipo de modelo es por lo tanto dependiente de las características de los clastos, y de la tasa de producción de regolito. Mientras que la cantidad total lo es también del período de tiempo considerado en el modelo. En cualquier caso, en un modelo unidimensional, y para los espesores aquí estudiados, esta cantidad de clastos es acotada y no significa un mayor uso de recursos computacionales.

Al pasar de un modelo unidimensional a uno tridimensional este problema es más complejo. Debido a la demanda de recursos, una distribución que tesele las celdas en la superficie discretizada (o malla de celdas) se debe compensar con una menor densidad de clastos en profundidad, y al revés, una alta densidad de clastos en profundidad no permite cubrir la superficie completa del modelo. A raíz de esto surge la necesidad de llegar a un equilibrio entre la distribución de clastos en cuanto a su posición en la malla y la densidad de estos en profundidad, para obtener una buena aproximación del flujo químico de todo el sistema.

El modelo tridimensional que se formula es el de una vertiente: superficie comprendida entre los puntos altos y bajos de un relieve (Figura 22). Su superficie se encuentra discretizada en 100 por 80 celdas cuadradas de 100m de lado, presenta una pendiente de un 10%, y la temperatura disminuye con la altura con un gradiente estándar ( $-6,5 \text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ ) desde los  $25^{\circ}\text{C}$  en el límite sur (zona más baja), hasta  $19,5^{\circ}\text{C}$  a 1000m en el límite norte (Figura 23a). En este sistema existe meteorización homogénea (no es variable con la temperatura), modelada según la ley humped ( $\omega_0=3e-5 \text{ m a}^{-1}$ ;  $d_1=0,5\text{m}$ ;  $d_2=0,1\text{m}$ ;  $k_1=0,8$ ; Carretier et al., 2014) y también erosión y transporte de clastos en superficie por difusión (coeficiente de difusión  $\kappa=0,1$

$\text{m}^2 \text{a}^{-1}$ , ver Ec. 4)

En el Capítulo 3, se ha mostrado que el volumen disuelto de cada clasto en un intervalo de tiempo, es dependiente de su mineralogía, tamaño y temperatura a la que está expuesto. De estas características la única que tiene una dependencia espacial es la temperatura, al disminuir linealmente con la altura. Luego, en un modelo para estudiar la distribución de clastos se recurre al caso en que solo este parámetro es variable. Para esto se imponen características mineralógicas y granulométricas a los clastos que resultan en una baja tasa de disolución de los mismos. De este modo su tamaño es prácticamente constante durante el período de tiempo estudiado (1Ma). Además, no se hace uso del método de integración del flujo químico al regolito de todo el sistema, sino que se recurre a la fracción de volumen que en el ha sido disuelta. Así, cada clasto representa a un mismo volumen de regolito.



Figura 22. El perímetro blanco delimita una vertiente de roca en la Cordillera de los Andes. Imagen satelital obtenida de Google Earth.



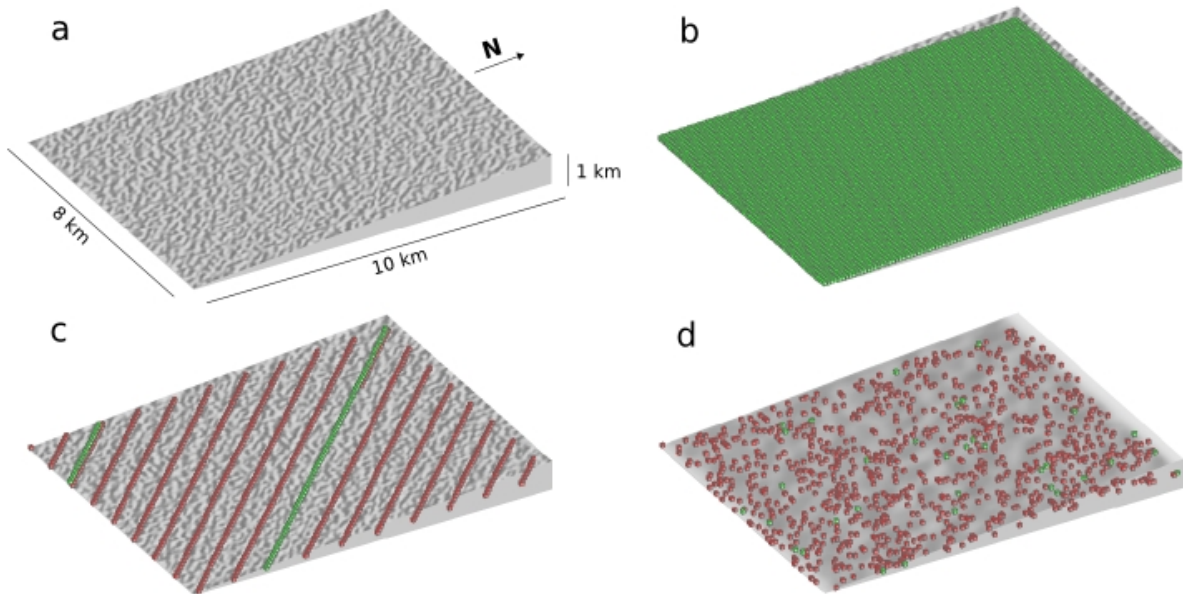


Figura 23. Topografía del modelo generado y distribuciones de clastos estudiadas. Las partículas verdes representan clastos siendo disueltos (i.e. en el regolito) y las rojas a clastos aún intactos (i.e. en la roca madre). a) Topografía inicial, dimensiones y orientación del modelo. Hacia el norte el flujo es nulo describiendo una divisoria de aguas, hacia el este y al oeste la condición es en bucle (i.e. si un clasto sale por uno de estos límites, el mismo entra por el contrario), y hacia el sur el flujo es libre. b) Distribución inicial de clastos cubriendo la totalidad de la superficie y cada cierta distancia constante en profundidad. c) Distribución de menor densidad con respecto al área para cada profundidad, y ordenada de modo que todas las celdas tengan clastos, aunque a distintas profundidades. d) Distribución aleatoria tanto en superficie como en profundidad.

En adelante se hace referencia a dos tipos de densidades de clastos: una con respecto al área completa del modelo, para cada profundidad; y otra en profundidad, relativa a todo el modelo. Para encontrar un volumen disuelto de referencia con el que comparar distintas distribuciones y densidades de clastos, se usa una alta densidad con respecto al área, cubriéndola por completo para cada profundidad (Figura 23b), y se incrementa paulatinamente su densidad en profundidad.

El primer problema que surge es relativo a la topografía: al modelarla inicialmente plana con clastos a igual profundidad, y al ser la meteorización homogénea, se produce un ingreso abrupto de clastos desde la roca al regolito (Figura 24). El cambio de esta topografía a una irregular, que mantiene la pendiente promedio de un 10%, pero en la que la altura inicial en cada celda es aleatoria en un rango de 10 m, se logra una mayor representatividad de esta variable (y por extensión de la temperatura), y se permite un ingreso gradual de clastos al regolito.

Al aumentar la densidad de clastos en profundidad, el promedio de la fracción de volumen disuelto de los clastos comienza a converger (Figura 25), sin embargo el tiempo de espera de los resultados es cada vez mayor. Al disminuir la densidad de clastos con respecto al área, y aprovechando la asimetría del modelo a lo largo de la pendiente (Figura 23c), el promedio de la fracción de volumen disuelto resultante se acerca a aquel obtenido con una mayor densidad para un igual espaciado en profundidad y con mayor densidad respecto al área (Figura 26). Esta nueva distribución usada abarca a todas las celdas, aunque a distintas profundidades, y converge a la solución mas densa antes descrita con una leve irregularidad. Al disminuir la distancia en profundidad, la curva del promedio de volumen disuelto disminuye, se suaviza y tiende a converger. Al disminuir el espaciado en profundidad de 1m a 0,1m se tiene una diferencia notablemente mayor que al hacerlo de 0,1m a 0,01m (Figura 25). A esta separación se asume la convergencia de la curva, y se considera como referencia al comparar posteriores distribución y densidades. Si bien e curva alcanzada es útil para estimar un valor de referencia, implica una alta cantidad de clastos (10000 clastos por metro). Esta cifra puede ser reducida notablemente al utilizar distribuciones aleatorias tanto en profundidad como con respecto al área (Figura 23d), obteniéndose resultados similares con una densidad 20 veces menor (Figura 27).

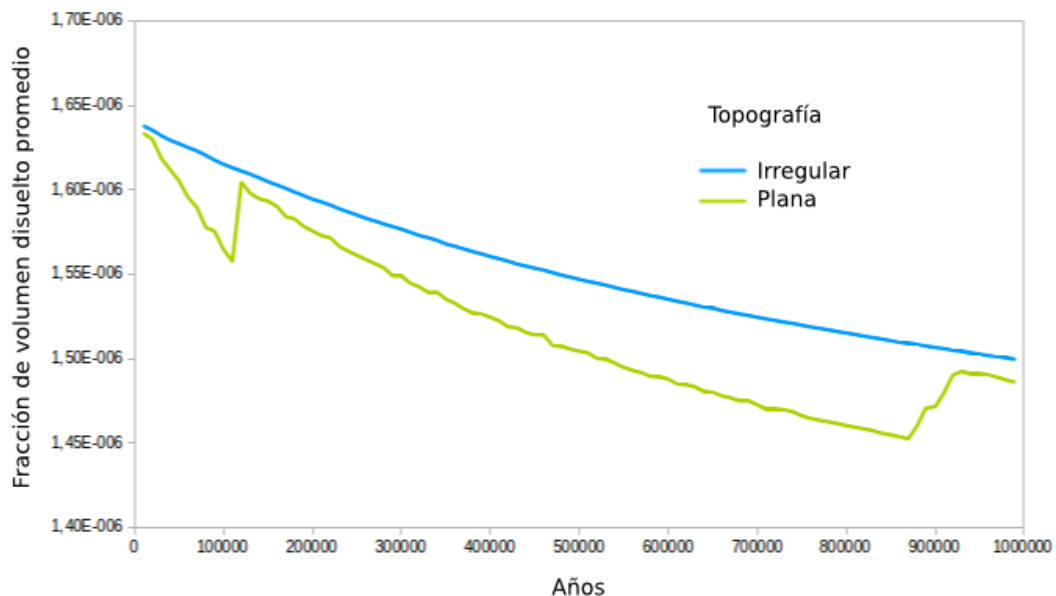


Figura 24. Efecto de una topografía plana (curva verde) o irregular (curva azul) en la evolución de la fracción de volumen disuelto para una distribución de clastos que cubre toda el área a intervalos regulares de profundidad (1m). La erosión difusiva produce en ambos casos un ingreso paulatino de clastos a mayor altura (i.e. menor temperatura, disminuyendo el volumen disuelto promedio), mientras que la meteorización al ser homogénea genera un ingreso, abrupto si la topografía es plana y continuo si es irregular, de clastos en el regolito en toda el área (aumentando el volumen disuelto hacia su valor inicial).



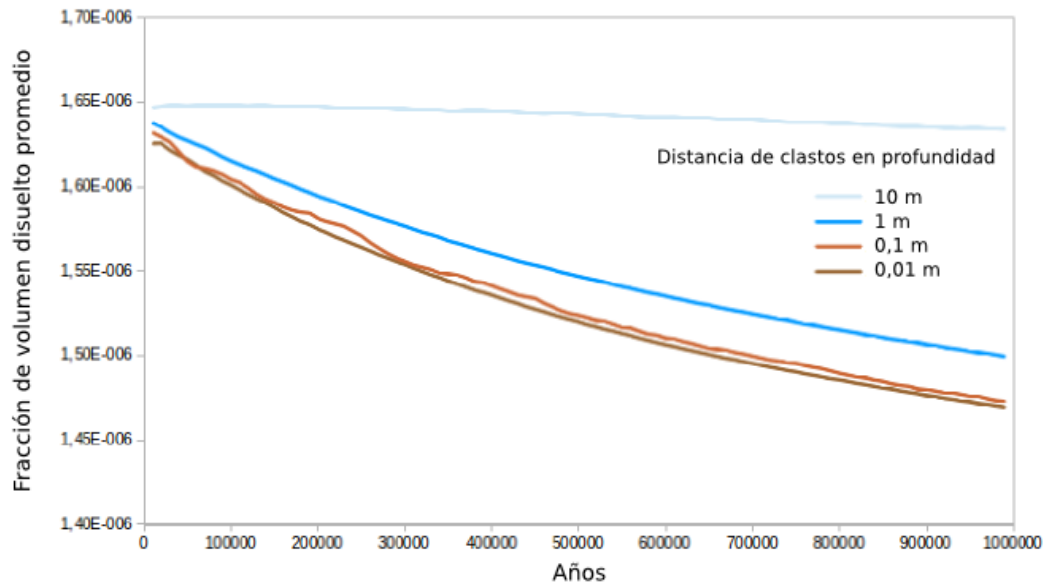


Figura 25. Efecto del aumento de la densidad de clastos en profundidad (o equivalentemente de la disminución de su distancia) para una topografía irregular. Las curvas azules indican que para cada profundidad toda el área esta cubierta de clastos, mientras que en las café solo se cubre un 1,25% de ésta (correspondiente a una fila de celdas a lo largo de la pendiente).

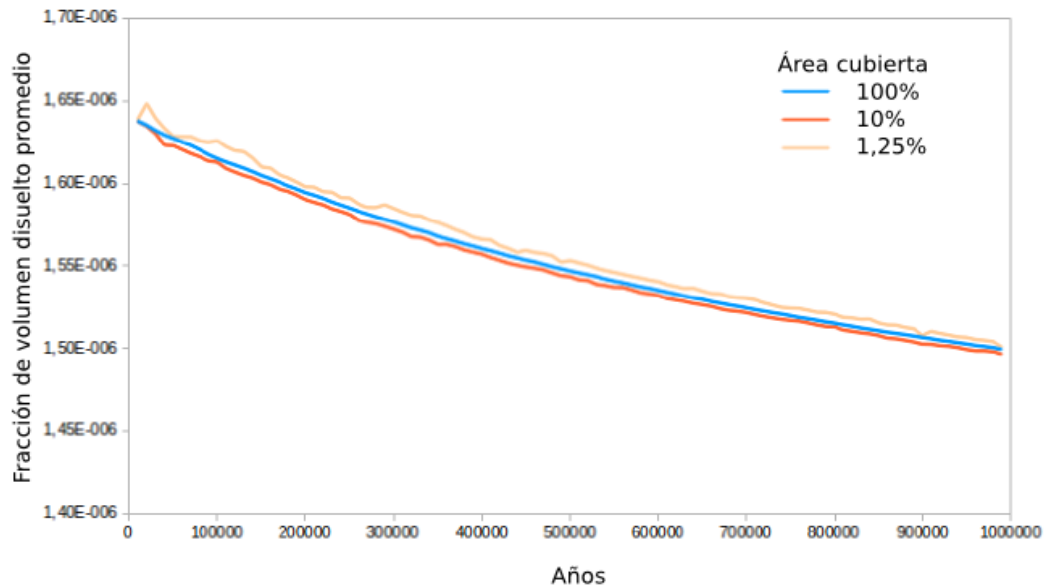


Figura 26. Efecto de la disminución de la densidad de clastos con respecto al área, con clastos cada 1m en profundidad, sobre el promedio de la fracción de volumen disuelto. El promedio de la fracción de volumen disuelto de los clastos es poco sensible a la disminución del área cubierta de acuerdo a la asimetría del modelo a lo largo de la pendiente

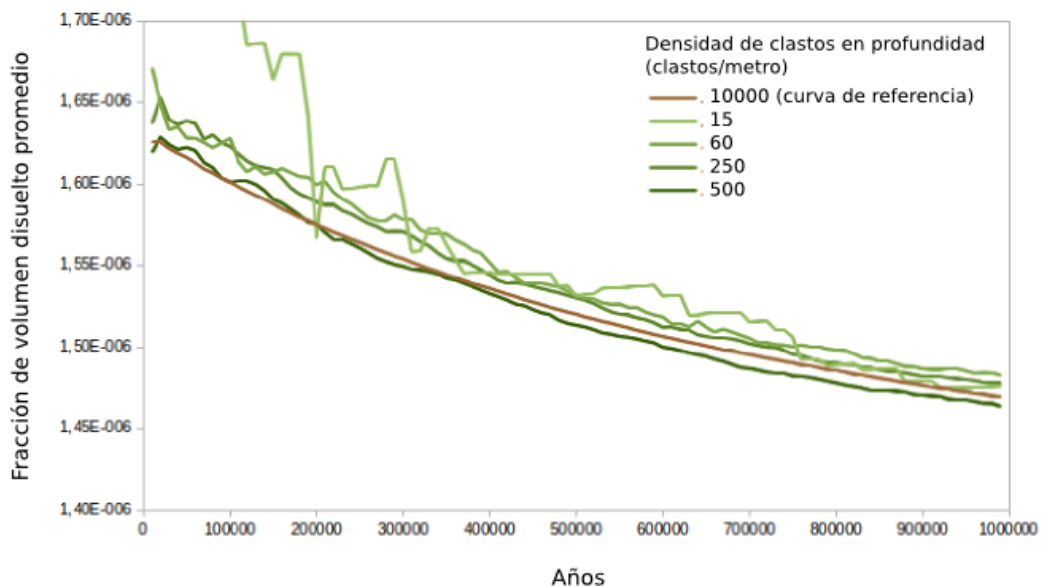


Figura 27. Convergencia de la fracción de volumen disuelto promedio, resultante con distribuciones aleatorias (curvas verdes) tanto en profundidad como con respecto al área, a la curva de referencia (café) obtenida con una alta densidad en profundidad y que aprovecha la simetría del modelo.

### ***Integrando la meteorización química de un regolito***

Hasta ahora se ha mostrado como se deben distribuir clastos con características homogéneas y que representan cada uno a un mismo volumen de regolito, para obtener una representación de la meteorización química de todo el sistema en un modelo tridimensional. Lo que ahora interesa probar es como la densidad y distribución de clastos influyen al considerarse el método de estimación de la meteorización química en un regolito a partir de la disolución de clastos individuales (detallado en el Capítulo 3).

En los modelos siguientes se muestra el comportamiento de un flujo químico en disolución producto de la meteorización de un regolito, es decir, ya no solo se cuantifica el volumen perdido de cada clasto, sino de todo el material representado por ellos. Para este modelo se utiliza un caso simplificado del modelo anterior de una vertiente. Esta vez que no hay erosión ni gradiente de temperatura con la altura, luego la meteorización es completamente homogénea (y modelada con la ley humped:  $\omega_0=3e-5 \text{ m a}^{-1}$ ;  $d_1=0,5 \text{ m}$ ;  $d_2=0,1 \text{ m}$ ;  $k_1=0,8$ ; en Ec. 10). Bajo estas condiciones, el regolito alcanza una profundidad máxima cercana a los 3m de espesor al final del período (3 Ma). Los clastos, por el contrario, ya no son homogéneos, sino

modelados con una mineralogía de albita ( $k_{ab}=10e-12,26 \text{ mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  ,  $E_{ab}=66 \text{ kJ mol}^{-1}$ , Anderson 2010), de un tamaño inicial de  $1e-3 \text{ m}$  de radio, y equidistantes en profundidad

En un primer caso, se comparan distintas densidades de clastos en una sola celda (Figura 28). Gracias al método de estimación del flujo químico en las celdas sin clastos, y a que el modelo es totalmente homogéneo, los resultados reflejan los de un modelo en que hay clastos en todas las celdas. Cada clasto es un flujo químico en potencia, y cuando la cantidad de clastos es insuficiente para una representación continua de la meteorización química del regolito, resulta en una sub o sobreestimación del flujo químico en disolución. Tomemos el caso en el que existen solo un clasto en el regolito (primer *peak* de la curva roja en Figura 28). Este refleja inicialmente a la disolución en todo el regolito, pero con el paso del tiempo, el tamaño del clasto disminuye y el espesor del regolito aumenta. Al haber sido el clasto ya en parte disuelto, el flujo químico que aporta el regolito que se va agregando a la columna se estima menor al esperado. Si, por otro lado, un clasto entra al regolito, posterior a la disolución de aquel inmediatamente superior, hay un volumen de regolito sobre él que es nuevamente cuantificado (segundo *peak* de la curva roja en Figura 28). Al disminuir la distancia entre clastos sucesivos en profundidad, el flujo químico estimado converge durante cierto tiempo, pero inevitablemente cuando la tasa de meteorización disminuye, el flujo químico oscila en torno a un valor esperado, con mayor amplitud cuando el ingreso de un nuevo clasto toma mas tiempo, durante el cual la disolución del clasto superior subestima el flujo químico del regolito que se genera.

En el caso anterior se distribuyen clastos en una sola celda, pero las consideraciones previas señalan que una distribución aleatoria tanto en superficie como en profundidad permiten una mejor representatividad en un modelo heterogéneo. Para mostrar la validez del método de integración del flujo químico se comparan los resultados obtenidos en el caso anterior con aquellos obtenidos al distribuirse la misma cantidad de clastos de forma aleatoria, en celdas que presentan idénticas condiciones. La Figura 29 muestra los resultados al usar la misma cantidad de clastos que en el caso anterior permitía llegar a una curva continua (curva verde), pero esta vez distribuidos de forma aleatoria (curva amarilla). También muestra los resultados al usar una cantidad 10 veces mayor (curva azul), distribuidos también de forma aleatoria. En ambos casos se obtiene una fluctuación del flujo químico estimado en torno a los resultados obtenidos al distribuir los clastos en una sola celda de forma equidistante en profundidad y escalar el flujo de ella a todas las celdas del modelo. Al aumentar la densidad de clastos en una distribución aleatoria, la fluctuación del flujo químico disminuye y es continuamente menor al flujo obtenido en una sola celda.

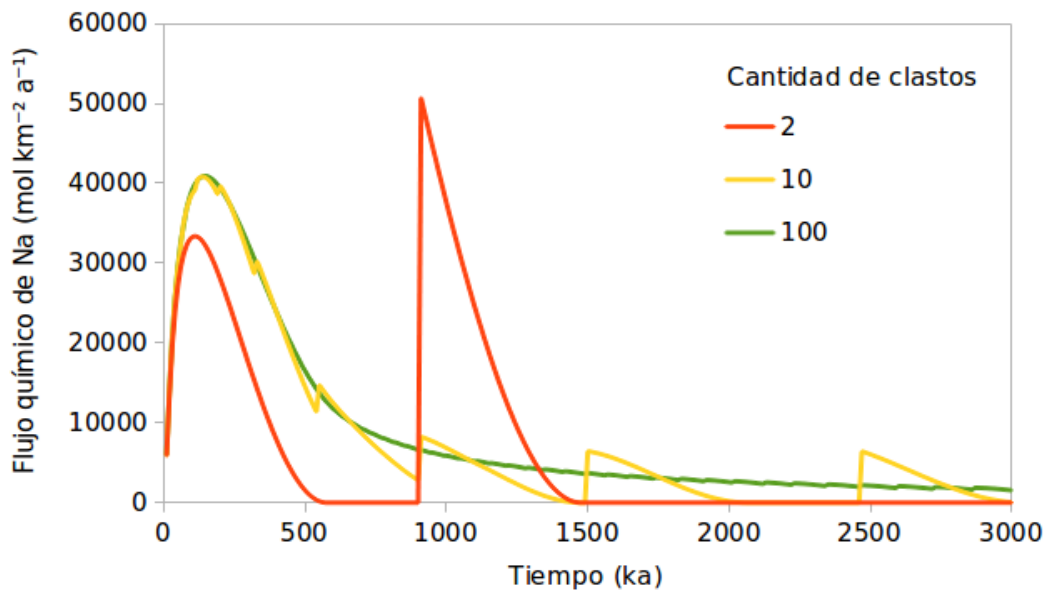


Figura 28. Efecto de la variación de la densidad de clastos en profundidad sobre la evolución del flujo químico de sodio en disolución estimado para todo el regolito. Cada curva muestra el resultado para cierta cantidad de clastos en una sola celda, distribuidos equidistantemente en profundidad. Para clastos con una mineralogía de albita y tamaño inicial  $1e-3m$ , se alcanza una curva continua (para el período de tiempo considerado) a partir de los  $\sim 100$  clastos por metro de profundidad.

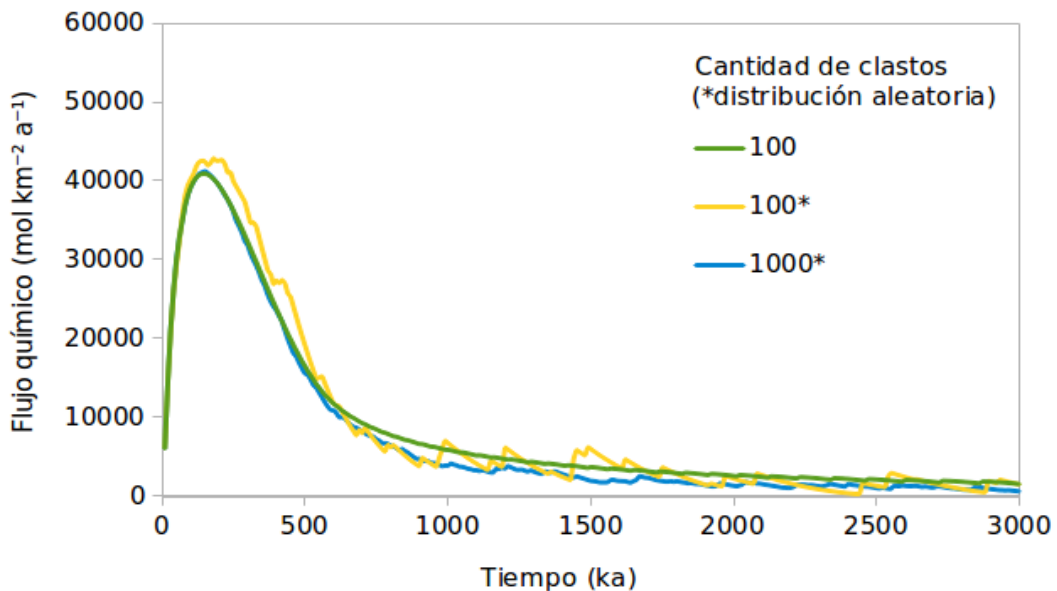


Figura 29. Efecto de una distribución aleatoria de clastos sobre el flujo químico en disolución estimado para todo el regolito. La curva verde muestra el resultado para 100 clastos distribuidos equidistantemente en profundidad y en una sola celda. La curva amarilla muestra el resultado para esta misma cantidad de clastos pero distribuidos aleatoriamente. La curva azul utiliza esta misma distribución para una cantidad 10 veces mayor de clastos.

## **Sobre la granulometría, mineralogía y meteorización**

Sin embargo, estos modelos muestran la distribución y densidad necesaria para un caso particular en el que los clastos son de albita, de un tamaño inicial de  $1e-3m$  y la producción de regolito de la roca fresca toma cierto valor particular (igual a  $\omega_0*(1-k_1)$ , según la ley humped con parámetros:  $\omega_0=3e-5 m a^{-1}$ ;  $d_1=0,5 m$ ;  $d_2=0,1 m$ ;  $k_1=0,8$ ; en Ec. 10). En los siguientes modelos se muestra el efecto de la variación de estos parámetros sobre la densidad de clastos necesaria para obtener una curva continua para la estimación del flujo químico en disolución.

Con respecto a la granulometría de los clastos, se tiene que al aumentar o disminuir el tamaño inicial de todos ellos en un orden de magnitud, se requiere de una cantidad de clastos un orden de magnitud menor o mayor, respectivamente, para obtener una curva continua. Al aumentar el tamaño de los clastos a  $1e-2m$  (Figura 30), estos pueden representar mejor a un mayor volumen de regolito, ya que su grado de disolución ha sido menor hasta el momento en que el frente de meteorización integra a otro clasto a mayor profundidad. En caso contrario, al disminuir el tamaño de los clastos a  $1e-4m$  (Figura 31), estos se disuelven rápidamente, por lo tanto se requiere de una mayor cantidad de ellos para mostrar una continuidad en la meteorización del regolito.

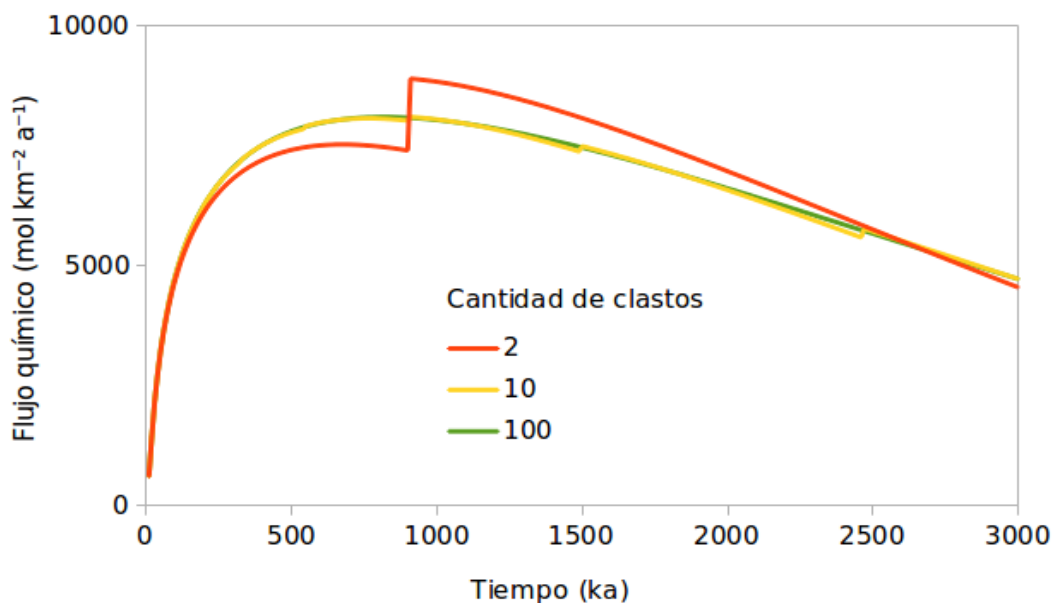


Figura 30. Para un caso anterior con clastos de tamaño  $1e-3m$  se necesitaban 100 clastos para obtener una curva continua de flujo químico (Figura 28). Al considerarse clastos con una granulometría un orden de magnitud mayor ( $1e-2m$ ) se requiere un orden de magnitud menos de clastos (10) para obtener una curva continua de flujo químico.

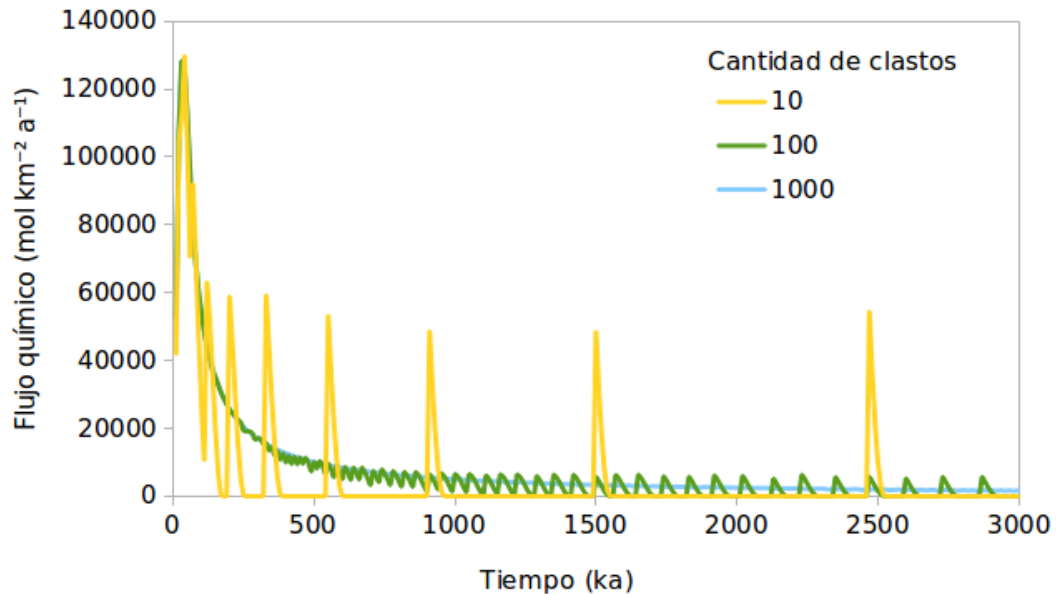


Figura 31. Para un caso anterior con clastos de tamaño  $1e-3m$  se necesitaban 100 clastos para obtener una curva continua de flujo químico (Figura 28). Al considerarse clastos con una granulometría un orden de magnitud menor ( $1e-4m$ ) se requiere un orden de magnitud más de clastos (1000) para obtener una curva continua de flujo químico.

En CIDRE, la mineralogía de un clasto está caracterizada por la constante cinética de disolución mineral  $k$  ( $\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) y la energía de activación de la reacción  $E_a$  ( $\text{kJ mol}^{-1}$ ) (Ec. 12). Esta ecuación muestra una tasa de disolución mineral que es proporcional a la constante cinética de disolución mineral, a una función exponencial de la energía de activación y a la superficie geométrica del clastos, entre otros. De modo que la variación de estos parámetros ( $k$  y  $E_a$ ) tiene un efecto similar al de variar el tamaño de los clastos. Por supuesto que la cantidad de clastos necesaria para obtener una curva continua de flujo químico dependerá de la magnitud de los valores usados para cada uno de estos parámetros, pero de modo general una mineralogía con una cinética de reacción más rápida (o una energía de activación menor), como la biotita ( $k_{bt}=10e-10,88 \text{ mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ,  $E_{bt}=35 \text{ kJ mol}^{-1}$ , Goddérís et al., 2006) con respecto a la albita ( $k_{ab}=10e-12,26 \text{ mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ,  $E_{ab}=66 \text{ kJ mol}^{-1}$ , Anderson 2010), tendrá un efecto semejante al de disminuir el tamaño de los clastos (Figura 32), ya que su disolución es mayor, y por lo tanto el modelo necesita una mayor densidad de clastos para llegar a una buena aproximación del flujo químico. En el caso opuesto se tiene, por ejemplo, al cuarzo ( $k_{qz}=10e-13,39 \text{ mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ,  $E_{qz}=85 \text{ kJ mol}^{-1}$ , Goddérís et al., 2006), con una cinética más lenta y energía de activación mayor, por lo que requiere de una menor densidad de clastos para obtener una curva continua de flujo químico (Figura 32)

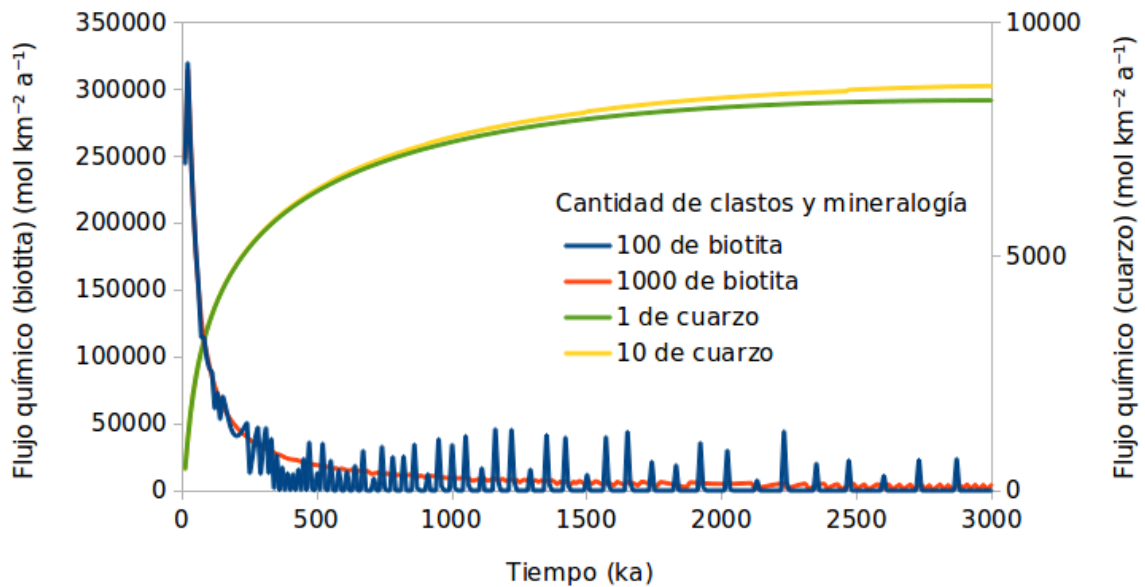


Figura 32. Para un caso anterior con clastos de albita se necesitaban 100 clastos para obtener una curva continua de flujo químico (Figura 28). Al considerarse clastos con una mineralogía mas reactiva (biotita), se requieren menos de 10 clastos para obtener una curva continua de flujo químico. Al considerarse clastos con una mineralogía menos reactiva (cuarzo), se requieren mas de 1000 clastos para obtener una curva continua de flujo químico.

En cuanto a la meteorización, en la Figura 33 se muestra el caso en que esta está modelada de forma que, respecto a los modelos anteriores, la tasa de producción de regolito es 10 veces mayor para la roca fresca y que decae a una tasa 10 veces menor con el espesor de regolito (según la ley humped con parámetros:  $\omega_0=3e-4$  m a<sup>-1</sup>;  $d_1=5$  m;  $d_2=1$  m;  $k_1=0,8$ ; en Ec. 10). De esta forma, el regolito alcanza una profundidad máxima cercana a los 30 m en el período de tiempo considerado. Como se puede observar en la Figura 33, las curvas son, dejando de lado el orden de magnitud del flujo (que en este caso es 10 veces mayor), idénticas a aquellas de la Figura 28. Esto implica que la cantidad de clastos en disolución necesaria para la estimación del flujo químico es independiente del espesor del regolito estudiado, aunque solo lo es en relación a al orden de magnitud en el que se estima el flujo: para estimar flujos químicos en disolución menores se requiere una cantidad de clastos mayor.

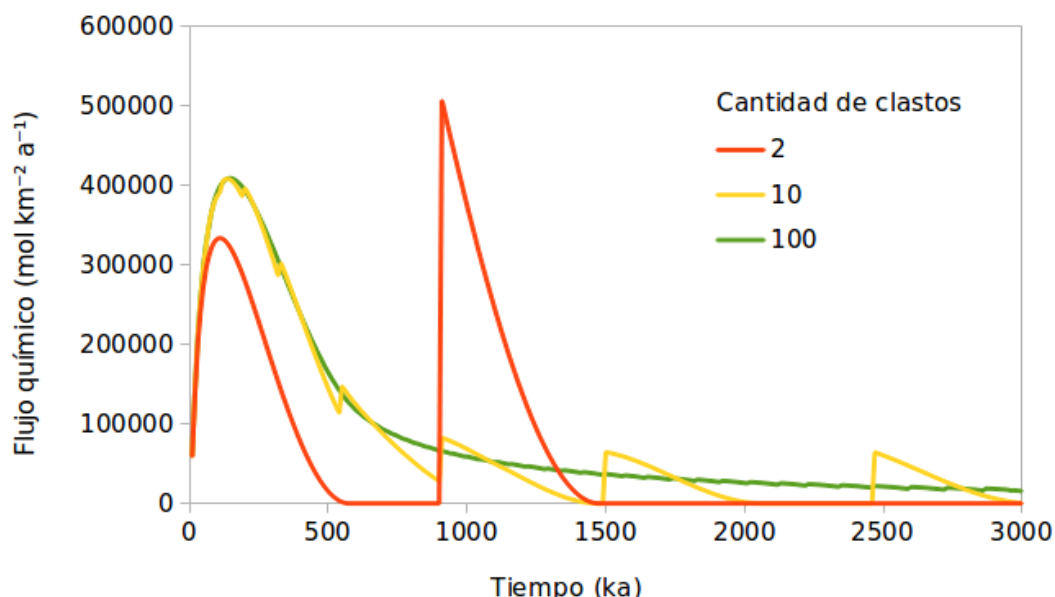


Figura 33. Para un caso anterior en que el regolito alcanzaba un espesor de 3m al final del período (3Ma) se necesitaban 100 clastos para obtener una curva continua de flujo químico (Figura 28). Cuando el regolito alcanza un espesor 10 veces mayor (30m) al final del mismo período se requiere igual cantidad de clastos para obtener una curva continua de flujo químico, resultando un flujo 10 veces mayor.

#### 4.3.2 Meteorización química de una vertiente y erosión difusiva

Para estudiar el caso de la formación de un regolito y su meteorización química se utilizan variaciones el mismo modelo de una vertiente detallado en “4.3.1 Consideraciones sobre la densidad y distribución de clastos”.

Las condiciones básicas de este modelo tridimensional son que la superficie se encuentra discretizada en 100 por 80 celdas cuadradas de 100m de lado, presenta una pendiente promedio de un 10% (la topografía es irregular), y la temperatura disminuye con la altura con un gradiente estándar ( $-6,5 \text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ ) desde los  $25^{\circ}\text{C}$  en el límite sur (zona más baja), hasta  $19,5^{\circ}\text{C}$  a 1000m en el límite norte (Figura 23a). En este sistema existe meteorización no homogénea (varía con la temperatura de superficie) modelada según la ley humped ( $\omega_0=3\text{e-}5 \text{ m a}^{-1}$ ;  $d_1=0,5\text{m}$ ;  $d_2=0,1\text{m}$ ;  $k_1=0,8$ ; Carretier et al., 2014), y el regolito se comienza a formar desde la roca fresca expuesta en superficie. En cuanto a la parte geoquímica, los clastos son de albita ( $k_{ab}=10\text{e-}12,26 \text{ mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ,  $E_{ab}=66 \text{ kJ mol}^{-1}$ , Anderson 2010) y de radio inicial 1-3m. No se considera erosión.

Este estudio paramétrico de la formación de un regolito en una vertiente y su meteorización química, incluye variaciones en la



granulometría, mineralogía, leyes de producción de regolito, topografía y grados de erosión.

Con respecto a la granulometría, como se ha mostrado en el Capítulo 3, y en “4.3.1 Consideraciones sobre la densidad y distribución de clastos. Sobre la granulometría, mineralogía y meteorización”, el tamaño de los clastos es un factor de primer orden al determinar la fracción de volumen que es disuelta en el mismo, y luego en el flujo químico en disolución.

En la Figura 34 se muestra la evolución del flujo químico en disolución debido a la meteorización química de una vertiente en la que no hay erosión. Si los clastos son de un tamaño suficientemente grande (e.g 1e-2m en Figura 34) para que su tamaño y por ende tasa de disolución sean prácticamente constantes, el flujo químico en disolución que aporta es bajo y proporcional al volumen de regolito que se mantiene en el sistema (curva negra en Figura 34), encontrándose en un estado transiente limitado por la meteorización. Mientras que si los clastos son de un tamaño menor (e.g 1e-4m y 1e-3m en Figura 34), la superficie de reacción mineral con respecto al volumen es mayor, y el tamaño de los clastos decae perceptiblemente con el tiempo. Por lo tanto inicialmente aportan un flujo químico en disolución alto, y luego se empobrecen. En este caso el flujo químico en el sistema es proporcional al volumen de regolito solo en un inicio, alcanzando un *peak* antes de que el regolito sea máximo, y pasando a un régimen transiente limitado por la erosión, en el cual el decrecimiento de la tasa de producción de regolito junto a la disminución de minerales solubles no sostiene un incremento en el flujo químico, es decir, el regolito ha sido empobrecido y la producción de regolito no es suficiente para compensarlo.

Este comportamiento se repite al variar la mineralogía de los clastos (Figura 35). Aquellos clastos de minerales con alta energía de activación y cinética de reacción lenta (e.g cuarzo) son análogos a clastos de gran tamaño con una baja proporción de volumen a área expuesta: en ambos casos la fracción de volumen disuelto en cierto periodo de tiempo es suficientemente baja para que el tamaño de los clastos sea cuasi constante. En el caso contrario de clastos formados por minerales mas reactivos (e.g biotita) se muestra el comportamiento de un clasto de tamaño pequeño.

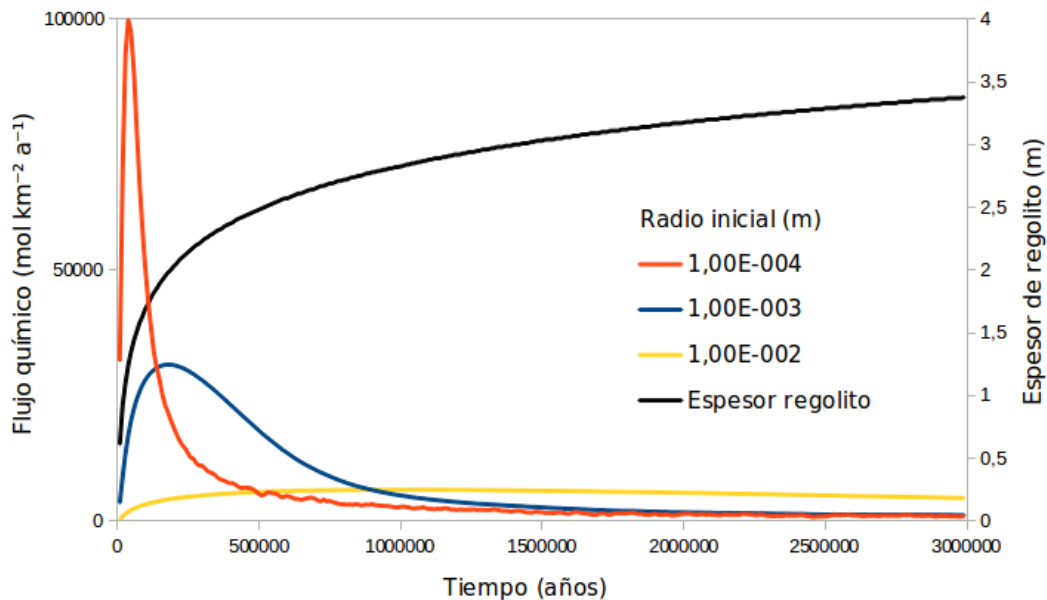


Figura 34. Evolución del flujo químico en disolución para distintas granulometrias, y del espesor del regolito (curva negra) estimado durante la meteorización química de una vertiente. El espesor del regolito evoluciona de la misma forma para todos los casos. Un menor tamaño de los clastos favorece la disolución al tener una razón de área expuesta a volumen mineral mayor; mientras que si son de un tamaño mayor el flujo aportado es menor y prácticamente proporcional al espesor de suelo.

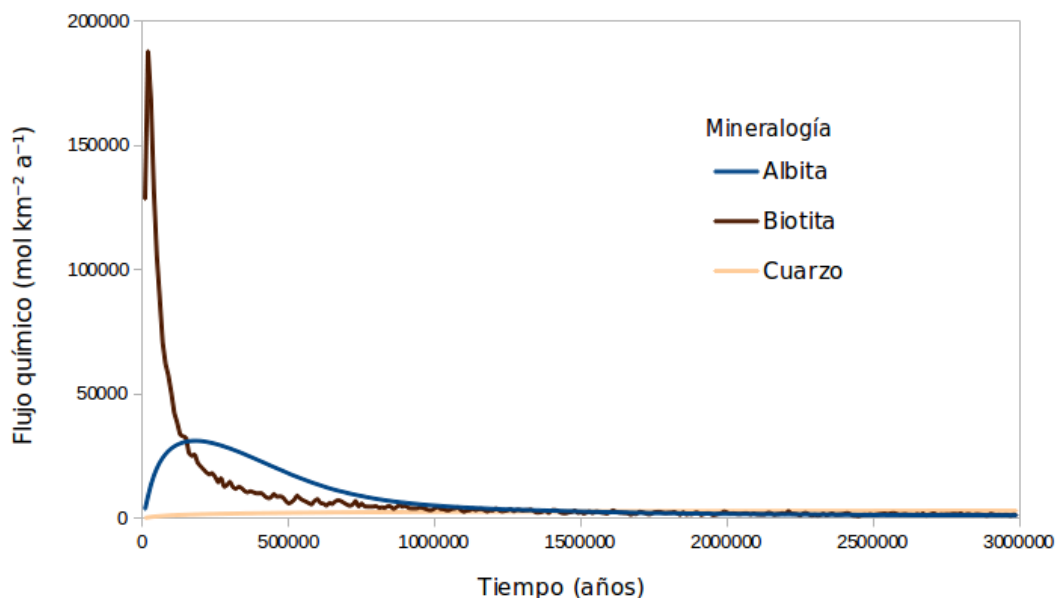


Figura 35. Evolución del flujo químico en disolución para diversas mineralogías, estimado durante la meteorización química de una vertiente. Una mineralogía cuya cinética de reacción es mas lenta o mas rápida (e.g. cuarzo y biotita, respectivamente) muestra un comportamiento similar a un aumento o disminución en el tamaño del clasto.

Al usar una ley exponencial de producción de regolito (Figura 36, curva azul inferior) o una temperatura constante en superficie (curva celeste), los resultados obtenidos no varían sustancialmente. En el primer caso, modelado con la ley exponencial, con gradiente de temperatura y un valor de  $\omega$  máximo igual al usado con la ley humped, resulta naturalmente en un *peak* de flujo químico menor, a falta del fomento en la producción de regolito a bajos espesores. Al considerarse una ley humped, y sin gradiente térmico en el modelo, el *peak* alcanzado es mayor ya que la temperatura no disminuye con la altura, favoreciendo el desarrollo del regolito y aumentando momentáneamente el flujo químico. Sin embargo esta diferencia se atenúa con la producción de regolito. Incluso durante cierto intervalo (entre los 400 y 800 ka) se tiene una situación que podría parecer paradójica, pues en el caso en que la temperatura disminuye con la altura se tiene un flujo químico mayor. Este resultado se explica ya que cuando la temperatura en el sistema es constante, el regolito se engrosa más rápidamente, disminuyendo su tasa de producción y en consecuencia generando una menor cantidad de regolito rico en minerales reactivos.

Al considerar la erosión difusiva en un sistema que inicialmente posee una topografía irregular se observa su efecto sobre el desarrollo del suelo y el flujo químico. En la Figura 37 la curva verde oscura superior muestra este caso, en donde el suelo es generado a una mayor tasa durante los primeros 500 ka, alcanzando un valor similar al caso en que la erosión difusiva es nula (curva azul superior) al final del periodo. Esta mayor producción inicial determina un mayor *peak* en el flujo químico, y por el mismo motivo discutido anteriormente, presenta un mayor decaimiento posterior. En estas condiciones es también posible estudiar el efecto de la resolución del modelo discretizado. La curva cuya topografía es irregular en un rango máximo de 5m de altura entre cada celdas a lo ancho de la vertiente tiene un tamaño de celda de 50m de lado. Por lo tanto muestra un sistema con mayor resolución (160 por 200 celdas). Aquí el regolito generado es considerablemente menor, asimilándose a un caso en que la topografía es plana, donde el espesor del regolito es menor debido a la erosión (sin el efecto compensatorio de la irregularidad). Es decir que al agregar una irregularidad en la topografía se fomenta la generación de regolito al existir bajos en el relieve que son rellenados por sedimentos transportados desde celdas aledañas, efecto que es disminuido al aumentar la resolución de la superficie del modelo. Este comportamiento puede llevar a una sobrestimación del espesor del regolito o del flujo químico en casos en que la topografía no sea descrita apropiadamente.

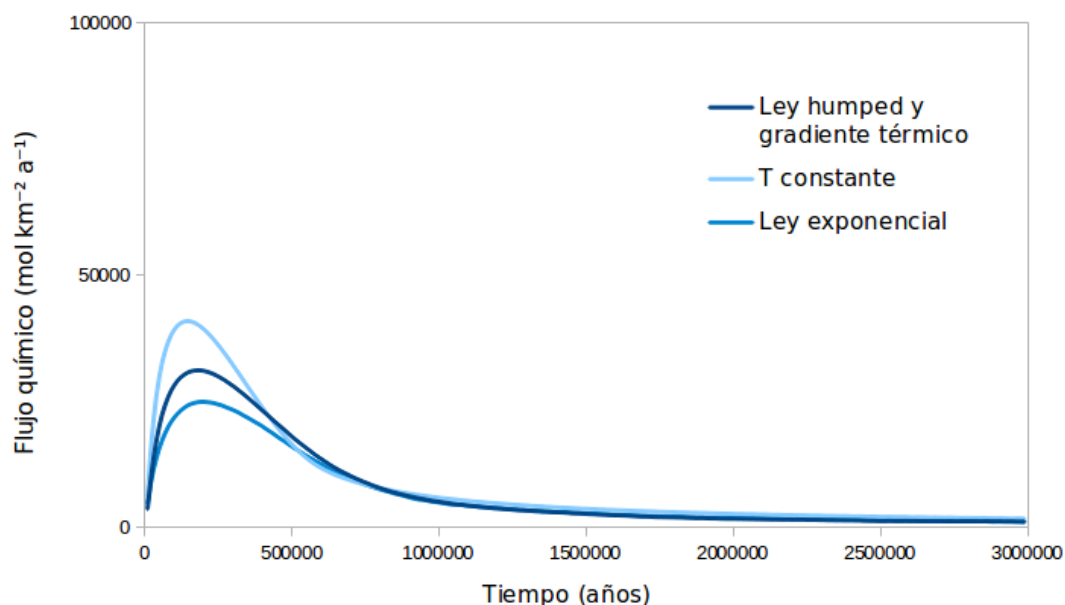


Figura 36. Evolución del flujo químico estimado durante la formación de un regolito en una vertiente al considerarse una temperatura constante (25°C) o al modelarse la meteorización según la ley exponencial (con igual  $\omega_m$ , tasa máxima de producción de regolito). La temperatura constante favorece la tasa de meteorización aumentando el flujo químico. Al usarse una ley de producción de regolito exponencial, el flujo disminuye levemente al ser la producción del mismo siempre decreciente.

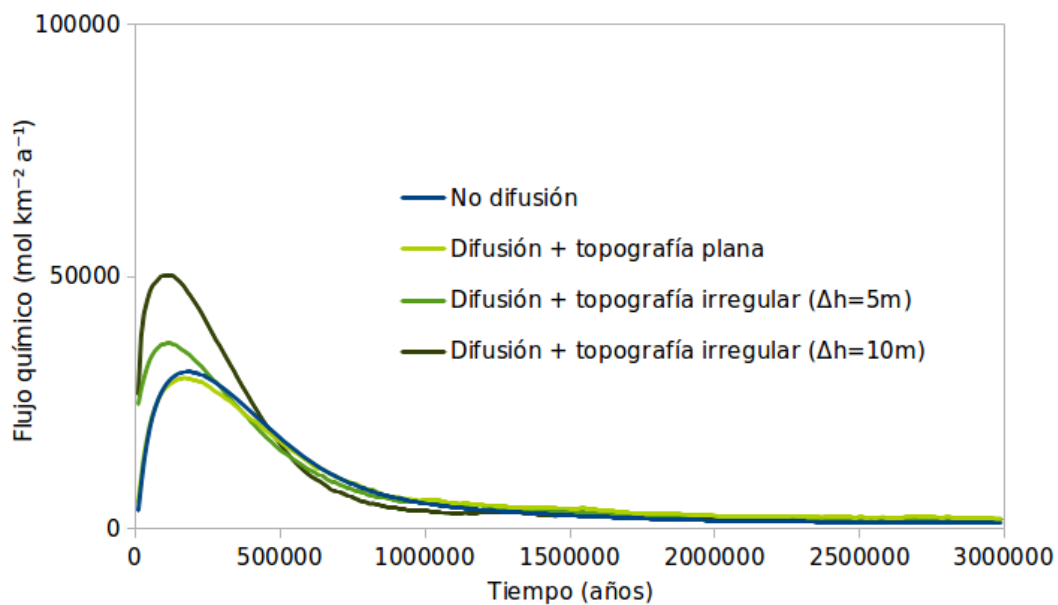


Figura 37. Evolución del flujo químico estimado durante la formación de un regolito, para distintas topografías iniciales bajo erosión difusiva. En una topografía plana, la erosión por difusión disminuye levemente el *peak* inicial al extraer material del sistema; y luego aumenta levemente el flujo al favorecer la producción de regolito. Una topografía irregular favorece la formación del regolito debido a los bajos locales en la topografía, en mayor medida cuanto mayor es la irregularidad.

Finalmente, en la Figura 38 se muestra el efecto de un aumento en el coeficiente de difusión  $\kappa$  (Ec. 4) que influye en la tasa de erosión, produciendo un aumento notable en el *peak* de flujo químico (o denudación química). Este mayor flujo esta inicialmente favorecido por un regolito de mayor espesor debido a la irregularidad de la ladera. Por este mismo motivo este *peak* se adelanta en el tiempo al aumentar la erosión difusiva. Si bien el flujo químico no es necesariamente mayor durante todo el periodo al aumentar la erosión difusiva, un caso notable es cuando esta es muy alta (coeficiente de difusión  $\kappa$   $10 \text{ m}^2 \text{ a}^{-1}$ ). Aquí, inicialmente el flujo químico se ve favorecido por la rápida generación de un regolito en los bajos locales de la topografía. Pero debido a la alta tasa de erosión, el espesor de este regolito se encuentra en una continua disminución. Esta mayor erosión termina por mermar, con el tiempo, a la denudación química, que alcanza valores similares a los casos en que la erosión difusiva es menor, y que por tanto cuentan con mayores espesores de regolito.

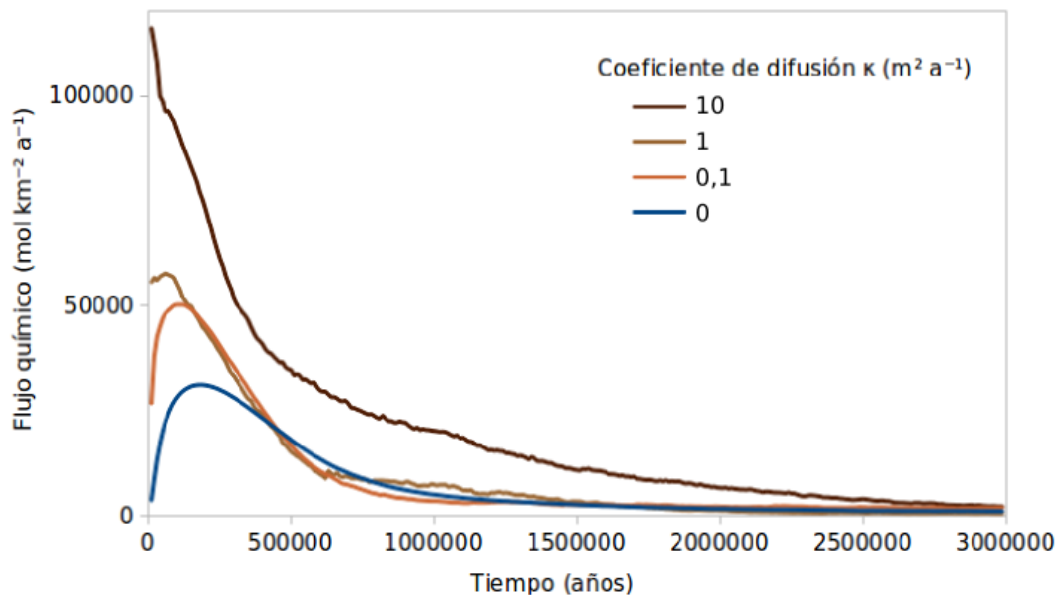


Figura 38. Evolución del flujo químico estimado durante la formación de un regolito, para distintos grados de erosión difusiva. Una mayor difusión aumenta inicialmente el flujo químico al exponer un mayor volumen de roca fresca en un menor periodo de tiempo, aunque una menor erosión difusiva permite un mayor grado de meteorización insitu un cierto volumen de roca (ver Tabla 7).

Por otro lado, aunque esta mayor erosión favorece el flujo químico producido en cierto intervalo de tiempo, a su vez requiere de un volumen de roca mucho mayor para producir tal incremento. Al considerar un mismo volumen de roca erodado a distintas tasas (Tabla 7) se observa claramente que una menor erosión si bien genera menor flujo químico en un mismo periodo, permite un mayor grado de meteorización química de la roca insitu.

Tabla 7. Flujo químico integrado desde el comienzo de la meteorización de la vertiente hasta que se han erodado ~100m en el límite norte (zona a mayor altura).

Coeficiente de difusión $\kappa$ ( $\text{m}^2 \text{a}^{-1}$ )	Flujo químico integrado ( $\text{mol km}^{-2}$ )
10	3,36E+005
1	1,47E+006
0,1	2,68E+006

#### 4.3.3 Equilibrio dinámico en una vertiente: alzamiento tectónico, erosión e influencia sobre la denudación química

Para estudiar el flujo químico en un sistema en el que existe alzamiento tectónico, se utiliza un modelo similar a aquel desarrollado en el capítulo “4.2 Modelando una ladera 2D en CIDRE”. De esta forma, se estudia el flujo químico cuando un sistema alcanza un estado de equilibrio dinámico entre la meteorización de la roca madre, disolución de los clastos y erosión del regolito.

En este caso, las condiciones del modelo describen una vertiente tridimensional, en la que el regolito producido es transportado por procesos difusivos a lo largo de la pendiente y removido por una incisión en el valle. La superficie del sistema es de 20m por 16m y se encuentra discretizada en 100 por 80 celdas cuadradas de 0,2m de lado. Si bien sus dimensiones espaciales son menores a las de la vertiente anterior, su comportamiento es similar al asumir en esta última una temperatura constante con la altura. La topografía es irregular y la diferencia inicial de altura entre la zona mas baja y la mas alta es de 10m. La temperatura disminuye con la altura con un gradiente estándar ( $-6,5 \text{ } ^\circ\text{C km}^{-1}$ ) desde los  $25^\circ\text{C}$ . En este sistema la meteorización está modelada según la ley humped ( $\omega_0=3\text{e-}5 \text{ m a}^{-1}$ ;  $d_1=0,5\text{m}$ ;  $d_2=0,1\text{m}$ ;  $k_1=0,8$ ; Carretier et al., 2014), y el regolito se comienza a formar desde la roca fresca expuesta en superficie. En cuanto al aspecto geoquímico, los clastos son de albita ( $k_{ab}=10\text{e-}12,26 \text{ mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ,  $E_{ab}=66 \text{ kJ mol}^{-1}$ , Anderson 2010) y de radio inicial 1-3m.

En la Figura 39 se presentan diversos casos modelados por las distintas leyes de producción de regolito (humped y exponencial), granulometrias, y tasas de meteorización de la roca fresca ( $\omega_0$ ). En ella se muestra para cada uno de estos casos la estimación de la denudación química a distintas tasas de erosión física, en un estado de equilibrio dinámico entre esta y el

alzamiento tectónico.

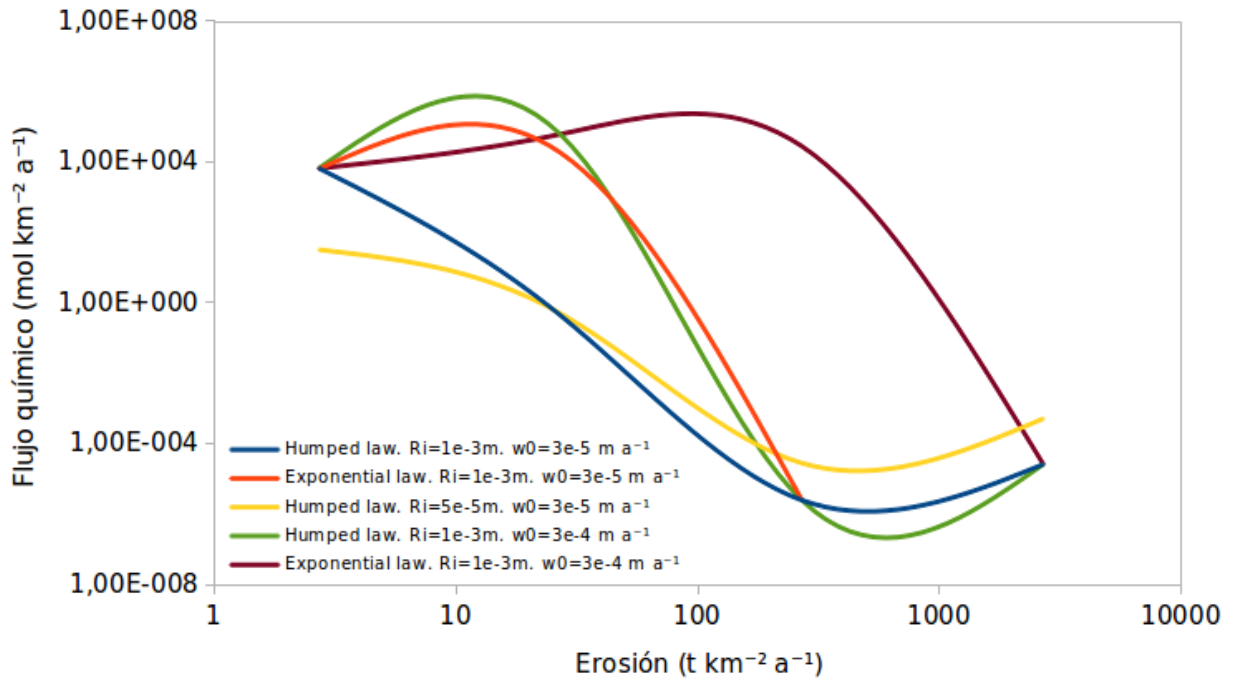


Figura 39. Flujos químicos asociados a distintos grados de erosión física, según distintas leyes de producción de regolito (exponencial o humped), radio inicial de clastos ( $R_i$ ) y tasas de producción de regolito ( $\omega_0$ )

En un primer caso modelado con la ley humped ( $\omega_0=3e-5 \text{ m a}^{-1}$ ;  $d_1=0,5 \text{ m}$ ;  $d_2=0,1 \text{ m}$ ;  $k_1=0,8$ ) y con clastos de radio inicial  $1e-3\text{m}$  (curva azul), el sistema se encuentra en un régimen de equilibrio limitado por la meteorización, aún a tasas de erosión bajas. Cuando se aumenta esta tasa de meteorización, ya sea al considerar una ley exponencial con igual  $\omega_0$ , y por lo tanto con una meteorización de la roca expuesta 5 veces mayor al ser  $k_1=0,8$  (curva naranja), al aumentar directamente el valor de  $\omega_0$  (curva verde,  $\omega_0=3e-4 \text{ m a}^{-1}$ ), o bien ambas (curva roja), el sistema se encuentra inicialmente en un régimen limitado por la erosión. En este régimen un aumento en la tasa de erosión genera a su vez un aumento en el flujo químico en disolución. Al superar cierta tasa de erosión, sin embargo, el sistema vuelve a entrar en un régimen limitado por la meteorización, disminuyendo la denudación química al aumentar la erosión de regolito aún fresco.

Al disminuir el tamaño de los clastos (curva amarilla), estos se disuelven más rápidamente. En este caso particular, el estado de equilibrio no sufre cambios: es necesaria una disminución aún mayor en su tamaño (o

un cambio a una mineralogía mas reactiva) para que el sistema entre en un régimen limitado por la erosión

Finalmente, a altas tasas de erosión los casos modelados con la ley humped presentan un leve aumento en la denudación química al aumentar la física. Este efecto se debe a que a partir de una tasa de erosión  $\sim 100 \text{ t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$  (y para las condiciones de meteorización aquí impuestas) el regolito que se genera es muy delgado, y rápidamente erodado. Por lo tanto, este aumento puede deberse o bien a una mala estimación asociada a este bajo espesor del regolito (aunque el hecho de que se presente siempre al ser modelado con esta ley sugiere que no lo es); o bien, por paradójico que pudiera parecer, a una producción de regolito levemente mayor, favorecida por una mayor tasa de erosión. Otra forma de ver este punto, es que para que exista mayor erosión física necesariamente debe producirse mas regolito, ya sea por meteorización química de la roca madre o directamente por su erosión física. Sin embargo este regolito es rápidamente transportado, y permanece insitu solo durante un breve tiempo, aunque suficiente para generar un mayor flujo químico a altas tasas de erosión, cuando el espesor del regolito es despreciable.



## **Capítulo 5: Discusiones**

### **5.1 Comparación entre CIDRE y otros modelos**

#### **5.1.1 Sobre modelos teóricos**

Como ya se ha mencionado, CIDRE es un modelo numérico que permite una evolución topográfica compleja a escala de tiempo geológica. Luego, al acoplar un modelo de meteorización química se deben simplificar aspectos que en casos particulares pueden ser cruciales, pero cuya omisión es útil para estudiar un caso general a esta escala de tiempo. De esta forma, la simplificación de CIDRE, intenta obtener resultados no es muy distintos a los de modelos propuestos por autores a la vanguardia en estudios teóricos (Lebedeva & Brantley, 2010) y aplicados (White et al., 2008) sobre la meteorización química. Existen dos diferencias notables entre CIDRE y este modelo teórico. La primera es que en CIDRE la roca madre es meteorizada en un regolito según una ley empírica en la que su tasa de producción es función de su espesor. Una vez que el regolito es formado, los minerales reactivos en él presentes comienzan a ser disueltos: es decir, la meteorización de la roca, empíricamente descrita, da inicio a la disolución mineral. Mientras que en modelos de meteorización química más desarrollados, un fluido disuelve los minerales reactivos de la roca, que es así alterada y forma un regolito, que continúa meteorizándose hasta empobrecerse en dichos minerales reactivos.

Una segunda diferencia, que tiene la misma raíz que la anterior, es que al modelar la química de un fluido que meteoriza a la roca o regolito (esta es la raíz), existe la posibilidad de un mayor o menor grado de desequilibrio químico entre aguas meteóricas y regolito o roca. En CIDRE, la consideración de un desequilibrio químico constante y máximo refleja un aumento en la disolución mineral a cualquier profundidad. Este efecto es posible de ser minimizado, pero no anulado.

Esta misma raíz da paso también a una diferencia más sutil, pero posiblemente no menos importante: el cómo se manifiestan los distintos estados de equilibrio en un sistema. En CIDRE, a altas tasas de erosión el regolito no se acumula, sino que es rápidamente transportado. En estados de equilibrio a tasas cada vez menores, el regolito aumenta exponencialmente su espesor. Finalmente, a bajas tasas el regolito se profundiza a una tasa constante: nula o no. En un modelo en que la química de un fluido que disuelve minerales reactivos en la roca si es considerada, también ocurre que

a altas tasas el regolito es rápidamente transportado. Pero una vez que se forma, adquiere un espesor característico que varía levemente con las tasas de producción de regolito o de erosión. En este modelo, recordemos, la disolución mineral controla la meteorización de la roca. Así, una vez que el mineral que controla la meteorización química de la roca es completamente disuelto en la superficie del regolito, cobra importancia la profundización de éste. Desde un estado de equilibrio a estas magnitudes de erosión y producción de regolito, la disminución de las mismas aumenta exponencialmente el espesor del regolito en equilibrio. Finalmente, si la erosión es muy baja, el regolito se profundiza a una tasa constante: nula o no.

A pesar de las diferencias, ambos modelos presentan una innegable similitud en su evolución, y en los estados de equilibrio que se pueden alcanzar. Se debe recordar, además, que aunque el modelo propuesto por Lebedeva & Brantley (2010) desarrolla factores que en CIDRE son empíricos, no deja de ser igualmente un modelo generalizado, que no siempre se comporta o puede describir totalmente un caso real. Esto es remarcado por aquellas autoras al mostrar, por ejemplo, que en un régimen limitado por el transporte (en el que los minerales reactivos son disueltos antes de llegar a la superficie del regolito) el modelo reproduce espesores de regolito menores a los observados en campo. Esto se debe a la alta sensibilidad del espesor del regolito en un estado de equilibrio a bajas tasas de erosión y producción del mismo. Por otro lado, el hecho de que la meteorización química de inicio a la formación del regolito tampoco es completamente correcto: existen fenómenos físicos que pueden ser fundamentales. En este aspecto CIDRE pareciera tener una leve ventaja ya que la idea tras su modelo de producción de regolito es que diversos factores regulan su tasa. Pero esta ventaja se debe desestimar ya que, una vez creado este regolito, se da inicio a su acelerada meteorización química.

En CIDRE, el modelo bidimensional a escala de una ladera en equilibrio dinámico es el mismo que uno unidimensional. La producción de regolito es simulada de forma homogénea: la meteorización del regolito es uniforme, y su espesor es igualmente constante. Por supuesto el régimen que limita, por transporte o meteorización, al sistema es el mismo en toda la extensión del modelo, y al aumentar la erosión el primero da paso al segundo sin una coexistencia de cada uno en forma local. Lebedeva & Brantley (2013) extienden su modelo unidimensional y dan cuenta de que la curvatura de la topografía. Esta mayor curvatura, es encontrada en la parte cercana a la cima (en una ladera en equilibrio dinámico), y favorece la circulación de las aguas meteóricas por advección. Por lo tanto es ahí donde el regolito adquiere su mayor espesor y grado de meteorización. Es por eso que entre los dos regímenes de equilibrio existe una continuidad donde ambos

coexisten en mayor o menor proporción a lo largo de la ladera. Luego CIDRE se comporta de igual forma que este modelo mas sofisticado solo en aquellos casos en que la curvatura de la topografía es constante. Sin embargo, nuevamente: no se debe olvidar que, aunque sofisticado, sigue siendo un modelo.

### **5.1.2 Sobre un caso de campo**

En cuanto al test de CIDRE sobre un caso de campo que describe la evolución de la meteorización química de un regolito en la secuencia de terrazas marinas en Santa Cruz, California, se han obtenidos resultados que se ajustan a los datos de terreno tan bien como aquellos ajustados por White et al. (2008). De hecho los parámetros que configuran ambos modelos son, obviando la geoquímica del agua, los mismos o bien análogos, y aunque presentan ciertas discrepancias en los resultados, estas son menores, quedando relegadas al detalle de la geometría del perfil o a la evolución de estos, y no a la profundidad o grado de disolución de cada terraza en particular.

Incluso, los resultados de CIDRE se adaptan mejor al relacionar la terraza SCT1 con las mas antiguas, mientras que en los obtenidos por White et al. (2008) esta no refleja los estados previos de los perfiles de disolución de las otras terrazas. De hecho, su evolución alcanza profundidades de hasta ~3m, considerablemente menores a las máximas encontradas (~8m).

El modelo con el que White et al. (2008) ajustan los perfiles de disolución de albita es semejante al de Brantley & Lebedeva (2010). De hecho estas autoras realizan el mismo ejercicio con su modelo acerca de la meteorización química de estas terrazas. El hecho de no modelar en CIDRE la química del agua supone, a priori, una mayor disolución a cada profundidad con respecto a las predichas al modelar el desequilibrio químico. Sin embargo esto solo ocurre cuando el frente de meteorización esta a la misma profundidad en ambos modelos. Esto no necesariamente debe ser así. Para un mejor ajuste de CIDRE, de hecho, el frente de meteorización ha de encontrarse a menor profundidad. Este efecto es mas drástico al considerar un mineral poco soluble. Por ejemplo, en un perfil de disolución mineral de feldespato potásico modelado en CIDRE se tiene un resultado similar al perfil de la plagioclasa (Figura 19), pues ambos tienen una cinética de reacción similar. Pero en el caso de campo, el efecto de la saturación del fluido al disolver este mineral no es despreciable, limitando drásticamente la profundidad alcanzada por el perfil (Figura 11b). Al no modelarse la química del agua, los resultados aquí obtenidos exageran la profundidad y la cantidad de feldespato potásico disuelto. La solución: un mejor ajuste se obtiene al disminuir la velocidad de meteorización  $w$ . Sin embargo, se desvirtúan los

resultados para los perfiles de plagioclasa.

Nuevamente queda en evidencia la importancia de la química del fluido que disuelve la roca. Eventualmente el agua también alcanza un equilibrio químico con la plagioclasa, por lo que la disolución de este mineral no necesariamente representa el frente de meteorización de la roca madre. No obstante, hay que recordar que en el modelo propuesto por Lebedeva & Brantley (2010), y debido a la abundancia y solubilidad de este mineral, se equipara la generación de regolito con su disolución.

La aplicación del modelo al testear este caso particular es indicativo de una buena estimación del desarrollo de un regolito y del grado de disolución de plagioclasa de acuerdo a su profundidad, aún si no se modelan las condiciones geoquímicas en el fluido de poros. Y aunque es necesario recordar que en el estudio de White et al. (2008) el regolito es formado por depósitos sedimentarios y areniscas con características litológicas y granulométricas distintas a las encontradas en rocas ígneas (por lo que la extensión de su uso en ellas puede no ser directo) también es cierto que el perfil de disolución de un regolito está determinado en primer lugar por la velocidad de meteorización  $\omega$ , existiendo leyes empíricas que permiten simular condiciones de transporte químico por difusión molecular y advección. Incluso ciertos parámetros secundarios en la meteorización del regolito en las terrazas de Santa Cruz son regulables: el tamaño de las partículas individuales y la rugosidad de su superficie, que determinan el área específica del mineral. Con un poco más de sofisticación también es posible modelar la pérdida de volumen de los clastos, de forma esférica por defecto. Aunque el estudio de White et al. (2008) revela que este factor de forma no es de mayor influencia en la disolución de la plagioclasa.

En conclusión, el modelo CIDRE en conjunto con el módulo geoquímico es capaz de reproducir un perfil de disolución de plagioclasa y su evolución temporal en regolitos formados a partir de rocas y depósitos sedimentarios en un ambiente sin erosión significativa, y donde la percolación y el flujo de aguas subterráneas es determinante. Junto a esto, los parámetros que considera CIDRE replican aquellos utilizados en estudios previos (White et al. 2008) en este ambiente. Además, al no tomarse en cuenta la geoquímica del agua que disuelve la roca, se subestima el espesor del regolito con el fin de obtener un mejor ajuste a los datos de terreno, tanto más cuanto menor sea la solubilidad del mineral que se desee ajustar. Se podría pensar que en un caso de campo, el frente de disolución mineral está retrasado con respecto al de meteorización.

Una opción para estimar flujos químicos acordes a la disolución de diversos minerales, es incorporar al *software* múltiples perfiles de disolución

mineral simultáneos. El frente de cada perfil sería semejante al frente de meteorización y se encontrarían dentro del regolito pues obviamente serían menores en magnitud. Además se encontrarían acoplados uno a cada mineral que se deseara modelar, permitiendo representar en primer orden un aspecto de la geoquímica del agua: su efecto sobre minerales con distinta solubilidad. De este modo, el frente de meteorización representaría un frente de disolución máximo, es decir, el de la disolución de un mineral que condicione la meteorización química y la formación del regolito, mientras que aquellos con baja solubilidad se disolverían hasta profundidades menores, desfasados de la meteorización de la roca madre.

En el estudio de White et al. (2008) se ha mostrado brevemente como la tasa de disolución de un mineral disminuye con el tiempo que este ha sido meteorizado. Un modelo interesante de realizar sería el de estudiar como disminuye en CIDRE esta tasa de evolución debido a la disminución del área del mineral reactivo expuesta. En la naturaleza esta disminución no siempre es obvia, de hecho el área expuesta de una partícula puede aumentar posterior a un evento de disolución, si esta favorece la rugosidad de la superficie. Para agregar una mayor dificultad, incluso en este caso la disolución no es necesariamente mayor: a escala local la rugosidad también puede favorecer un equilibrio químico donde la disolución no es efectiva. Finalmente, no solo la variación del área expuesta influye en la tasa de disolución, la reprecipitación de fases minerales estables, por ejemplo, podría aislar a un cierto volumen de una fase inestable.

## **5.2 Sobre la distribución y densidad de clastos**

En una síntesis sobre la distribución y densidad de clastos, se ha logrado reconocer que una topografía irregular favorece la incorporación paulatina de clastos desde la roca madre al regolito. Por otra parte, una alta densidad de clastos con respecto al área para cada profundidad no resulta necesaria, debido a que aunque esta densidad sea baja, puede cubrir la totalidad de las celdas aunque a distintas profundidades. Con mayor razón si la distribución de clastos aprovecha un grado simetría en el modelo. Al contrario, la densidad de clastos en profundidad (y la multiplicidad de profundidades a la que se encuentran) es primordial. Finalmente, una distribución aleatoria de clastos, tanto en profundidad como con respecto al área, es capaz de reproducir los resultados sobre el volumen disuelto con solo una fracción de la densidad de clastos utilizada para obtener una buena solución.

Además se ha mostrado como el método de estimación de la meteorización química de un regolito a partir de la disolución de clastos individuales desarrollado en esta memoria (Capítulo 3) es capaz de replicar

los resultados de un modelo altamente denso en clastos, al ser una fracción de estos distribuidos al azar (Figura 27). Sobre la granulometría y mineralogía se ha mostrado que son condicionantes de primer orden sobre la denudación química, y que la densidad de clastos necesaria para obtener una evolución continua del flujo químico en disolución es básicamente dependiente de estas dos características (Figuras 30, 31 y 32).

En cuanto a la cantidad de clastos con que trabaja el software, se sabe que esta es determinante en el tiempo de cálculo necesario para obtener resultados. Estos clastos utilizan recursos aún si no se encuentran siendo efectivamente disueltos. En los modelos que aquí se han trabajado, al igual que en la mayor parte de los sistemas geomorfológicos en evolución, se trabaja con sistemas abiertos. Por lo tanto, trascurrido cierto tiempo, estos clastos ya no cumplen una función activa dentro del modelo. Una recomendación que permite reducir la cantidad de clastos necesaria, es que los clastos al salir del sistema sean “reciclados”, es decir, sus características iniciales sean reiniciadas. De esta forma, posteriormente a que el clasto salga del sistema, se vuelve a introducir en su posición inicial, ya que es precisamente allí donde ha habido mas erosión que ha permitido que este clasto haya sido extraído. Además las características granulométricas y mineralógicas que pueden ser las iniciales de su existencia anterior, o estar relacionadas a la roca en la que desde ahora formarán parte.

### **5.3 Efecto de la erosión sobre la denudación química**

A escala de una vertiente, y cuando esta se encuentra en un estado de equilibrio dinámico entre alzamiento tectónico y erosión, se tiene que a bajas tasas de erosión el modelo presenta un alto flujo químico, debido principalmente a un mayor espesor del regolito (a pesar de que parte de este haya sido meteorizado). Tal como se espera, un incremento en la tasa de erosión puede aumentar el flujo químico al aportar material fresco. Sin embargo en ciertos casos, este aumento en la erosión merma la denudación química: a pesar de su bajo grado de meteorización, el escaso espesor del regolito determina una menor cantidad de material disponible para ser meteorizado. No obstante, un aumento aún mayor en la erosión puede provocar un nuevo incremento en el flujo químico, a pesar de que el regolito sea muy fino, al aportar material intacto a la superficie.

Aún cuando durante la formación de un regolito en una vertiente, un aumento en la erosión provoca inicialmente un aumento en la denudación química, esta relación no es una constante. De hecho el flujo químico asociado, por ejemplo, a parámetros de difusión variables en dos ordenes de magnitud (Figura 38) decae rápidamente hasta alcanzar valores similares a un caso sin erosión difusiva. Al existir alzamiento tectónico y alcanzarse un

estado de equilibrio dinámico, se tienen distintas variables que conjugan la forma en que un aumento en la erosión física incide sobre la denudación química. Se ha sugerido que a altas tasas de erosión, el flujo químico asociado a la meteorización puede verse reducido (Ferrier & Kirchner, 2008; Gabet & Mudd, 2009). Este concepto parece replicarse a grosso modo. Si bien a altas tasas de erosión un aumento en la misma provoca una disminución en la tasa de disolución, en ciertos casos también se ha mostrado que un aumento aún mayor puede aumentar, aunque sin llegar a alcanzar niveles previos (Figura 39). Por otro lado, a escala de una vertiente, la dimensión del decaimiento del flujo químico parece ser de una mayor a aquella predicha por Gabet & Mudd (2009) para un caso unidimensional, además de presentarse a una menor tasa de erosión. Sin embargo, estas diferencias pueden deberse a variaciones en la tasa de disolución mineral y al espesor del regolito alcanzado en un estado de equilibrio a distintas tasas de erosión, considerablemente mayores en el caso de estos autores.

#### **5.4 Modelo de una montaña**

En cuanto a un estudio riguroso con respecto a la evolución de un sistema montañoso en el que se considere el efecto, por ejemplo, de la erosión fluvial, es recomendable seguir un acercamiento similar al realizado por Carretier et al., (2013), en el que se utiliza CIDRE sin el módulo geoquímico aquí analizado, para estudiar el acoplamiento entre la producción de regolito y la erosión durante el alzamiento y declinación de una montaña, y en el que se realiza una estimación del flujo químico en el sistema a partir de la producción de regolito en el frente de meteorización, subestimándose este flujo al no considerarse la disolución en el regolito como tal.

Sin embargo, el no modelar la química del fluido meteórico en CIDRE puede llevar a una disolución mineral prematura, sobrestimando la meteorización insitu y disminuyéndola durante su transporte y deposición. En este sentido se podrían obtener resultados similares a los reportados por Yoo et al. (2009) pero por causas distintas. En aquel estudio se toma el caso de una ladera en la que se encuentra una zona erosiva y una deposicional. En la primera, la meteorización química es controlada por el aporte de minerales en los sedimentos erosionados y transportados desde mayor altura, aumentando hasta alcanzar un máximo en la parte terminal de esta zona erosiva. En esta zona el agua tiene un breve tiempo de residencia debido al delgado espesor del suelo, y a la escasa área drenada, por lo que el equilibrio químico entre el fluido y los minerales del suelo difícilmente es alcanzado. Sin embargo, Yoo et al. (2009) encuentran que en la zona deposicional el flujo químico es menor, a pesar de existir un suelo de mayor espesor, al llegarse a un equilibrio termodinámico entre el agua y los minerales reactivos, limitando el flujo químico en disolución que esta zona es capaz de aportar.

## Capítulo 6: Conclusiones

En esta memoria se ha mostrado como CIDRE es capaz de reproducir los perfiles de disolución resultantes de otros modelos teóricos, geoquímicamente más elaborados, permitiendo distinguir estados de equilibrio dinámico limitados por transporte o meteorización, e incluso una aproximación a los mecanismos de transporte químico de los productos de la meteorización: por difusión molecular y advección. No limitándose a modelos teóricos, además permite simular la evolución de la meteorización de un regolito en un estudio de campo (terrazas de Santa Cruz).

Con respecto a los modelos tridimensionales y a la utilidad del módulo geoquímico de CIDRE, se ha mostrado que una distribución aleatoria de clastos, que sirven de marcadores geoquímicos, es suficiente. Sin embargo es necesaria una alta densidad de estos en profundidad para obtener una estimación del flujo químico en disolución producto de la meteorización. La cantidad de clastos a usarse en un modelo es altamente variable en función de la mineralogía y el tamaño de los mismos.

De esta forma se ha reconocido como CIDRE acoplado con un módulo de meteorización química es representativo de modelos de meteorización de mayor complejidad matemática para un caso unidimensional, y que su extrapolación a modelos tridimensionales es factible.

Los resultados obtenidos al modelarse una vertiente muestran que durante la fase inicial de meteorización, la disolución mineral a altas tasas de erosión genera un aumento considerable en el flujo químico. Aunque este flujo no es sostenido en el tiempo, si no que tras un lapso alcanza valores cercanos al flujo aportado por un sistema en que la erosión es baja. En este sentido, bajas tasas de erosión si bien aportan un flujo químico menor, resultan más efectivas al disolver minerales.

Por otro lado, a altas tasas de erosión un incremento en la misma provoca, a partir de cierta magnitud, un decaimiento en el flujo químico asociado a la meteorización. Por lo tanto, y como se ha sido concluido anteriormente para el caso unidimensional de un pedón (Gabet & Mudd, 2009), a escala de una vertiente la contribución de la erosión y su efecto sobre la meteorización química insitu sobre el clima global es cada vez menos importante al aumentar la tasa de erosión, ya que eventualmente el flujo químico en disolución producto de la meteorización química disminuye al aumentar la erosión. Estas reacciones de meteorización química de rocas silicatadas conllevan un consumo de  $\text{CO}_2$  atmosférico, que por lo tanto a altas tasas de erosión también se ve disminuido. De este modo altas tasas de



erosión provocarían un aumento en la denudación química y un mayor consumo de  $\text{CO}_2$  solo en los estadios tempranos de la orogenia.

## Bibliografía

- Anderson, R., 2002. Modeling the tor-dotted crests, bedrock edges, and parabolic profiles of high alpine surfaces of the Wind River Range, Wyoming. *Geomorphology* 46, 35–58.
- Anderson, R.S., Humphrey, N.F., 1989. Interaction of weathering and transport processes in the evolution of arid landscapes. *Quantitative Dynamic Stratigraphy*. Prentice Hall, pp. 349–359.
- Anderson, R.S., Anderson S.P., 2010. *Geomorphology, the mechanics and chemistry of landscapes*, Cambridge University Press, 637p., ISBN 978-0-521-51978-6
- Anderson, S., Anderson, R., Tucker, G., 2012. Landscape scale linkages in critical zone evolution. *Compt. Rendus Geosci.* 344, 586–596.
- Becker, G.F., 1895. *Reconnaissance of the Gold Fields of the Southern Appalachians*. Washington, DC: Dep. Inter./U.S. Geol. Surv.
- Brantley, S., Lebedeva, M., 2011. Learning to Read the Chemistry of Regolith to Understand the Critical Zone. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 39, 387– 747.
- Carretier, S., Lucazeau, F., 2005. How does alluvial sedimentation at range fronts modify the erosional dynamics of mountain catchments? *Basin Res.* 17, 361–381.
- Carretier, S., Poisson, B., Vassallo, R., Pepin, E., Farias, M., 2009. Tectonic interpretation of erosion rates at different spatial scales in an uplifting bloc. *J. geophys. Res.* 114, F02003.
- Carretier, S., Godd eris, Y., Delannoy, T., Rouby, D., 2014. Mean saprolite production and erosion during mountain growth and decline. *Geomorphology*, 209, 29-52.
- Clark, J. C., 1981. Stratigraphic, paleontology, and geology of the central Santa Cruz Mountains, California Coast Ranges. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 1168, 51 pp.
- Cohen, S., Willgoose, G., Hancock, G., 2010. The mARM3D spatially distributed soil evolution model: Three-dimensional model framework and analysis of hillslope and landform responses, *J. Geophys. Res.*, 115, F04013, doi:10.1029/2009JF001536.
- Davy, P., and D. Lague. 2009. Fluvial erosion/transport equation of landscape evolution models revisited, *J. Geophys. Res.*, 114, F03007, doi:10.1029/2008JF001146.
- Dixon, J.L., Heimsath, A.M., Kaste, J., Amundson, R., 2009. Climate-driven processes of hillslope weathering. *Geology* 37, 975–978.
- Dixon, J.L., Von Blanckenburg, F. 2012. Soils as pacemakers and limiters of global silicate weathering. *Comptes Rendus Geoscience*, 344, 11-12, 597-609
- El-Sabbagh D. and Garrison R. E. 1990. Silica digenesis in the Santa Cruz Mudstone (Upper Miocene), La Honda Basin, California. In *Geology and Tectonics of the Central California Coast Region, San Francisco to Monterey, Volume and Guide- book* (eds. R. E. Garrison, H. G. Greene, K. R. Hicks, G. E. Weber and T. L. Wright), Pacific Sec. Assoc. Amer. Petrol. Geol., pp. 123–132.

- Fernandes NF, Dietrich WE. 1997. Hillslope evolution by diffusive processes: the timescale for equilibrium adjustments. *Water Resources Research* 33: 1307-1318.
- Ferrier, K.L. and Kirchner, J.W. 2008. Effects of physical erosion on chemical denudation rates: A numerical modeling study of soil-mantled hillslopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 272, 591-599.
- Gabet, E., Mudd, S., 2009. A theoretical model coupling chemical weathering rates with denudation rates. *Geology* 37, 151-154.
- Gilbert, G.K., 1877. Report on the Geology of the Henry Mountains U.S. Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountain Region, Washington, DC, 160 pp.
- Goddéris Y., François L.M., Probst A., Schott J., Moncoulon D., Labat D., Viville D., 2006. Modelling weathering processes at the catchment scale: the WITCH numerical model. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 1128-1147
- Heimsath, A.M., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K., Finkel, R.C., 1997. The soil production function and landscape equilibrium. *Nature* 388, 358-361.
- Heimsath, A.M., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K., Finkel, R.C., 1999. Cosmogenic nuclides, topography, and the spatial variation of soil depth. *Geomorphology* 27, 151-172.
- Kooi, H., Beaumont, C., 1994. Escarpment evolution on high-elevation rifted margins : Insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction. *J. Geophys. Res.* 99, 12,191-12,209.
- Lebedeva MI, Fletcher RC, Brantley SL. 2010. A mathematical model of steady-state regolith production at constant erosion rate. *Earth Surface Processes and Landforms* 35: 508-524.
- Lebedeva, M., Brantley, S., 2013. Exploring geochemical controls on weathering and erosion of convex hillslopes: beyond the empirical regolith production function. *Earth Surf. Proc. Land*. In press.
- Merino, E., Nahon, D., and Wang, Yifeng., 1993. Kinetics and mass transfer of replacement: application to replacement of parent minerals and kaolinite by Al, Fe and Mn oxides during weathering. *Amer. J. Science* 293, p. 135-155.
- Mudd, S. M., and K. Yoo. 2010., Reservoir theory for studying the geochemical evolution of soils, *J. Geophys. Res.*, 115, F03030, *Nature* 359, 117-122.
- Pepin, E., Carretier, S., Guyot, J., Escobar, F., 2010. Specific suspended sediment yields of the Andean rivers of Chile and their relationship to climate, slope and vegetation. *Hydrol. Sci. J.* 55, 1190-1205.
- Perg L. A., Anderson R. S. and Finkel R. C. 2001. Use of a new  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  inventory method to date marine terraces, Santa Cruz, California, USA. *Geology* 29, 879-882. Control of long-term weathering rates. *Geology* 29, 511-514.
- Perron J.T., Richardson P.W., Ferrier K.L., Lapôtre M., 2012. The root of branching river networks. *Nature*, v. 492, p. 100-103, doi: 10.1038/nature11672
- Roering, J.J., Kirchner, J. W., Dietrich, W. E., 1999. Evidence for nonlinear, diffusive sediment

- transport on hillslopes and implications for landscape morphology. *Wat. Resour. Res.* 35, 853–870.
- Roering, J.J., Perron, J.T., Kirchner, J.W., 2007. Functional relationships between denudation and hillslope form and relief. *Earth Planet. Sci. Lett.* 264, 245–258.
- Stark, C., Fofoula-Georgiou, E., Ganti, V., 2009. A nonlocal theory of sediment buffering and bedrock channel evolution. *J. Geophys. Res.* 114, F01029.
- Strudley, M., Murray, A., Haff, P., 2006. Emergence of pediments, tors, and piedmont junctions from a bedrock weathering-regolith thickness feedback. *Geology* 34, 805–808.
- Tucker, G., Slingerland, R., 1994. Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: a numerical modeling study. *J. Geophys. Res.* 10, 12,229–12,243.
- Tucker, G., 2004. Drainage basin sensitivity to tectonic and climatic forcing : Implications of a stochastic model for the role of entrainment and erosion thresholds. *Earth Surf. Proc. Land.* 29, 185–205.
- Tucker, G.E., Hancock, G.R., 2010. Modelling landscape evolution. *Earth Surf. Proc. Land.* 35, 28–50.
- Von Blanckenburg, F. 2006. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth Planet. Sci.* 242, 224–239.
- Yoo, K., S. M. Mudd, J. Sanderman, R. Amundson, and A. Blum., (2009). Spatial patterns and controls of soil chemical weathering rates along a transient hillslope. *Earth Planet. Sci. Lett.*, doi:10.1016/j.epsl.2009.09.021.
- White AF, Brantley SL., 2003. The effect of time on the weathering of silicate minerals: Why do weathering rates differ in the laboratory and field? *Chem. Geol.* 202:479–506
- White, A., Schulz, M., Vivit, D., Blum, A., Stonestrom, D., Anderson, S., 2008. Chemical weathering of a marine terrace chronosequence, Santa Cruz, California I: interpreting rates and controls based on soil concentration-depth profiles. *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 36–68. doi:10.1029/2009JF001591.
- White A. F. 2008. Quantitative approaches to characterizing chemical weathering rates. In *Kinetics of Water-Rock Interactions* (eds. S. L. Brantley, J. Kubicki, and A. F. White), Springer, pp. 467–532.