



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

MODELACIÓN 3D DE EVOLUCIÓN DE RELIEVE Y METEORIZACIÓN  
QUÍMICA EN LA CORDILLERA DE LA COSTA DE CHILE

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

ÁLVARO EMANUEL ARAYA ALARCÓN

PROFESOR GUÍA:  
SEBASTIEN CARRETIER

MIEMBRO DE LA COMISIÓN:  
DIEGO MORATA CÉSPEDES  
MARTIN REICH MORALES

SANTIAGO DE CHILE  
2018

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE:** Geólogo  
**POR:** Álvaro Emanuel Araya Alarcón  
**FECHA:** 28/05/2018  
**PROFESOR GUÍA:** Sebastien Carretier

## **MODELACIÓN 3D DE EVOLUCIÓN DE RELIEVE Y METEORIZACIÓN QUÍMICA EN LA CORDILLERA DE LA COSTA DE CHILE**

La meteorización es uno de los principales procesos geológicos que operan en la superficie de la tierra, formando relieves, distribuyendo recursos a los ecosistemas y regulando los ciclos químicos globales. Es por esto que ser capaz de estimar y modelar estos procesos, en particular, la meteorización química de rocas silicatadas, puede ser importante, por ejemplo, en calcular las tasas de regulación de los niveles de CO<sub>2</sub> en el largo plazo.

En la cordillera de la Costa chilena, en la zona de Curacaví, estudios previos determinaron que la tasa de meteorización química del sistema es aproximadamente de un 10% respecto de la tasa de denudación total. La tasa denudación calculada con el método de rayos cosmogénicos en estudios previos está entre los 20 y 70 m/Ma por unidad de superficie. Esta zona presenta un clima semiárido, lo que es contradictorio con el gran espesor del regolito insitu existente en el lugar, en torno a los 20 metros, que no se esperaría encontrar en un clima semiárido como el existente.

En la presente memoria se analizan que parámetros y que condiciones permitirían generar dicha contradicción de características. Para ello se utiliza CIDRE, un modelo numérico de evolución del relieve y meteorización de suelo, con el objetivo de reproducir la evolución geológica de la cordillera de la Costa en los últimos 10 Ma, siguiendo el modelo de evolución por deflación de peneplanicies alzadas propuesto por diversos autores, y, utilizando como referencia, parámetros sacados de la literatura, complementado con otros calibrados en este estudio.

Se determinó un set de parámetros con cierto rango de valores acotados, que permiten reproducir el desarrollo de la cordillera de la Costa. Para el modelo de referencia se obtuvo un relieve similar al existente. La tasa erosiva del sistema se calcula en torno a los 60 m/Ma y se genera un regolito de espesor promedio 20 metros. La denudación química corresponde a un 37% de la denudación total. Sin embargo, para generar numéricamente un regolito grueso en condiciones semiáridas, es necesario que el sistema posea una alterabilidad más alta que la que debería tener de acuerdo con la litología y el clima presente. Esto sugiere que existen procesos no incorporados en las leyes de producción de regolito, que favorecen su generación. Estos procesos, de acuerdo con estudios recientes, podrían corresponder por ejemplo a la variabilidad del clima, la precipitación de fases secundarias, la vegetación, etc.

## II AGRADECIMIENTOS

A mi profesor guía, Sebastien Carretier, por su disposición, tiempo, apoyo y paciencia durante este largo trabajo. Agradezco también a los profesores Martin Reich y Diego Morata por sus críticas, comentarios y disposición, y también Blanca Baccola, por su apoyo y ayuda en este proceso.

A mi familia, mi madre, mi padre, mi hermano y mi polola por todo el amor y apoyo que me han dado.

A mis amigos, que nos hemos acompañado en todos estos años de carrera, con los quienes he crecido, disfrutado y sufrido.

### III TABLA DE CONTENIDO

1. Introducción .....	1
1.1 Formulación de problema .....	1
1.2 Objetivos.....	5
Objetivo general .....	5
Objetivos específicos .....	5
1.3 Hipótesis de trabajo .....	5
1.4 Metodología .....	5
2. Marco teórico .....	7
2.1 Unidades geomorfológicas .....	7
2.2 Evolución geomorfológica.....	10
2.3 Estudios previos .....	14
3. Modelando evolución de relieve y química .....	19
3.1 Procesos exógenos .....	19
3.2 Meteorización .....	19
3.3 Erosión y depositación.....	20
3.4. Regímenes de equilibrio .....	20
3.5. Modelos existentes.....	22
3.6. CIDRE .....	25
3.6.1 Balance de masa.....	26
3.6.2 Leyes de erosión y distancia de transporte .....	28
3.6.3 Clastos .....	32
4. Configuración del modelo de referencia .....	36
4.1 Marco temporal.....	36
4.2 Condiciones de borde.....	36
4.3 Parámetros del modelo de referencia.....	36
4.4 Resultados del modelo de referencia .....	42
4.5 Test de Sensibilidades.....	48
4.6 Análisis de perturbación .....	57
5. Discusiones.....	63
5.1 Representatividad del modelo de referencia .....	63

5.2 Acerca de perturbar el modelo .....	65
5.3 Alcances y limitaciones del modelo .....	67
6. Conclusiones .....	70
7. Bibliografía .....	71
8. Anexos .....	77

## V ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Configuración de la malla del modelo .....	37
Tabla 2: Coeficientes de disolución utilizados, a PH neutro (6-8), obtenidos de Palandri y Khakara (2004). .....	37
Tabla 3: Resumen de configuración de parámetros erosivos y relacionados con los clastos para el modelo. Para el cálculo de la denudación del sistema se toman inicialmente los valores utilizados en Carretier et al. (2014) y luego se analiza el efecto de cambiar estos valores .....	38
Tabla 4: Valores promedio del empobrecimiento de los minerales modelados para cada punto de interés y promedio de empobrecimiento total para cada mineral modelado. Los porcentajes corresponden al volumen perdido con respecto al volumen inicial de cada mineral. ....	46
Tabla 5: Edades promedio de clastos para cada set de tamaño de clastos. ....	46
Tabla 6: Valores de empobrecimiento de Albita para cada tamaño y posición de clasto testeado.....	47
Tabla 7: Resumen de comparación de aspectos principales entre los datos medidos y modelados.....	47
Tabla 8: Parámetros analizados y rango de valores utilizados en la configuración inicial de los test de sensibilidad.....	48
Tabla 9: Variación de flujo químico y de empobrecimiento de albita y cuarzo al modificar el número de clastos y su diámetro.....	52
Tabla 10: Resumen de las características principales de los modelos propuestos. El modelo A (modelo de referencia) posee una alterabilidad sobreestimada y el modelo B posee una alterabilidad realista .....	55
Tabla 11: Resumen de parámetros dentro de los cuales CIDRE genera un relieve realista dentro de los valores utilizados. ....	57
Tabla 12: Resumen de características de los 2 modelos iniciales (A y B) y sus continuaciones (A1, B1, B2, B3 y B4). El modelo A (Modelo de referencia) se configuró con una alterabilidad mayor a lo esperado según la literatura. El modelo B se configuró con una alterabilidad cercana a lo existente en la literatura (Palandri & Khakara, 2004).....	62

Tabla 13: Resumen de resultados más relevantes obtenidos al variar la tasa de precipitaciones.....	77
Tabla 14: Resumen de resultados más relevantes obtenidos al variar la tasa el tamaño de los clastos. ....	79
Tabla 15: Resumen de resultados más relevantes obtenidos al variar el valor del largo de transporte.....	80
Tabla 16: Resumen de resultados más relevantes obtenidos al variar el valor de $K_{br}$ con respecto a un valor de $K_{all}$ fijo. En este caso $5E-5$ .....	82
Tabla 17: Resumen de resultados más relevantes obtenidos al variar la temperatura.....	84
Tabla 18: Resumen de resultados más relevantes obtenidos al variar la tasa constante de disolución cinética ( $K_w$ ). ....	86
Tabla 19: Resumen de resultados más relevantes obtenidos al variar el valor de $D_1$ .....	88
Tabla 20: Resumen de resultados más relevantes obtenidos el valor de $D_2$ . ...	90
Tabla 21: Resumen de resultados más relevantes obtenidos el valor de $K_1$ . ...	92
Tabla 22: Resumen de resultados más relevantes obtenidos el número de clastos utilizados.....	94

## IV ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Arriba, modelo digital de elevación para la zona de Curacaví, que servirá de guía en este estudio. Figura tomada de Vázquez et al. (2016). Abajo, perfil de regolito insitu en la zona de Curacaví y sitio de toma de muestras para el mismo estudio. Imagen tomada de Ramírez (2015).....	3
Figura 2: Se ilustra en la presente figura los tipos de regolito y su espesor en función de la precipitación anual, evapotranspiración y temperatura. Curacaví está indicado en el rectángulo rojo. Figura adaptada de Strakhov, 1967; modificada por Ramírez, 2015. Los datos de la temperatura y precipitación anual fueron tomados de <a href="https://es.climate-data.org/location/21738/">https://es.climate-data.org/location/21738/</a> .....	4
Figura 3: Mapa geológico simplificado de los Andes de Chile Central y Argentina Centro-Oeste. Imagen de Farías (2008). ....	9
Figura 4: (Extracto e imagen de Farías et al., 2008) Modelo de evolución de la Depresión Central. (a) Condiciones iniciales dadas por el alzamiento regional de superficie. (b) Respuesta inmediata de la erosión formando empinados knickpoints separados uno de otro a la misma distancia en los ambos ríos mayores. (c) Retención del knickpoint a su arribo a los afloramientos de cuerpos graníticos y rápido retroceso en litologías menos resistentes. (d). Crecimiento de la red de drenaje del río cuyo knickpoint retrocede más rápido e inicio de capturas. (e) Captura del río principal y abandono de la red cuyo knickpoint está retenido por los cuerpos graníticos. (f) Alzamiento del borde costero que induce la	

acumulación sedimentaria, y mayor ingreso de sedimentos en la depresión debido a la mayor erosión en la Cordillera Principal e inicio de las glaciaciones montañosas. ....	12
Figura 5: Resultados de la modelación hecha por Berman et al. (2016). a) Reconstrucción de la temperatura durante el LGM. Puntos azules indican zonas donde la temperatura en el LGM fue menor que en el presente. b) reconstrucción de las precipitaciones durante el LGM, puntos verdes indican precipitaciones mayores a las actuales y puntos naranjos indican precipitaciones menores a las actuales. Imagen de Berman et al. (2016). ....	13
Figura 6: Abundancia relativa de las principales fases minerales identificadas con XRD para el saprolito y protolito de la zona de estudio. Figura tomada de Ramírez (2015). ....	14
Figura 7: Gráfico de empobrecimiento de Na vs profundidad. $\tau_{Na}$ , corresponde al volumen perdido, -1 indica un empobrecimiento del 100%, mientras que si es 0 indica empobrecimiento del 0%. Las líneas punteadas son proyecciones lineales de las tendencias entre 0 y 6.8 m, 9.1 y 23.8 m y 25.1 y 31.7 m. Figura tomada de Ramírez (2015). ....	15
Figura 8: Profundidad versus abundancia de las principales fases minerales en porcentajes relativos vs profundidad en el perfil de saprolito. Leyenda: Qz-cuarzo; Pl-plagioclasa; Hbn-hornblenda; Kln-caolinita. Se puede observar la disminución de la concentración relativa de plagioclasa al acercarse a la superficie, además de una tendencia de ligera disminución entre cuarzo y hornblenda. Ramírez (2015). ....	16
Figura 9: Perfiles en profundidad de los elementos relevantes en el saprolito. Na muestra un leve empobrecimiento al aumentar la profundidad. Si, Al muestran una tendencia similar pero menos marcada. Na, K, Rb, Mg, Ca y Ba no muestran patrón alguno. Gráficos tomados de Vázquez et al. (2016). ....	17
Figura 10: Perfil en profundidad para los modelos propuestos de las concentraciones de $^{10}Be$ . Al ajustar los perfiles resultan tasas de denudación de 62 y 42 m/Ma, para los dos valores extremos utilizados para la densidad del saprolito. Figura y datos tomados de Vázquez et al. (2016). ....	18
Figura 11: Modelo 1D de meteorización de regolito. El punto 0 indica la superficie, a indica el punto bajo el cual se está produciendo la disolución de una fase mineral reactiva, b indica el contacto entre regolito y roca madre, también es el nivel correspondiente al frente de meteorización. El eje horizontal indica la disolución relativa de la fase mineral, con valor 0 cuando la fase no ha reaccionado, y valor -1 cuando se ha diluido completamente. La línea azul indica la tasa de meteorización. En la imagen de la izquierda, se observa que se desarrolla un perfil de empobrecimiento antes de llegar a la superficie; mientras que, a la derecha al existir una mayor tasa de meteorización, no se alcanza a formar un perfil completo, erodándose físicamente la columna antes de generar un perfil completo. Imagen modificada por Martínez (2014), de Brantley & Lebedeva (2011). ....	21

Figura 12: Perfiles de empobrecimiento para la meteorización de albita en caolinita, se calcula como una meteorización iso-volumétrica para un sistema compuesto solo de albita y cuarzo. se analizan dos casos: transporte por difusión (a y b), y transporte tanto por difusión como por advección a la velocidad impuesta por la constante de Darcy a través del regolito y la roca base (c, d) a una tasa de erosión constante. Con suficiente advección, (c, d) la tasa de meteorización química aumenta. Con suficiente erosión (b, d), la tasa de meteorización se vuelve igual a la erosión, constituyendo un perfil de estado estacionario. Para los gráficos b y d, la muestra el empobrecimiento de la albita en función de la profundidad, mostrada para varias tasas de erosión  $E$  ( $mka - 1$ ) en un estado de equilibrio. Cuando la tasa de erosión es pequeña respecto a la tasa de disolución, la albita es disuelta en profundidad, mostrando un frente de reacción plano, en caso contrario es posible una evolución de la disolución a lo largo del perfil. Figura tomada de Brantley y Levedeba (2010). ..... 23

Figura 13: Geometría del problema solucionado por el modelo propuesta en el modelo por Braun et al. (2015), Se grafica una colina en 2D según que ha desarrollado una capa de regolito de espesor  $B(x)$  por la propagación en profundidad del frente de meteorización. El alcance de este frente es de  $z - B$ . el regolito está atravesado por el nivel freático  $H(x)$ . Sobre este límite el regolito no está saturado, bajo éste, sí. Figura tomada de Braun et al. (2016). ..... 24

Figura 14: Se muestra la evolución del modelo en condiciones anorogénicas donde la precipitación es disminuida de manera gradual y arbitraria. Las líneas sólidas representan la base de la capa de regolito (o frente de meteorización); las líneas punteadas representan la superficie de la topografía. Figura tomada de Braun et al. (2016). ..... 25

Figura 15: Ilustración de los procesos de erosión y depositación en CIDRE. (a) Flujo múltiple y diferentes flujos calculados:  $q_s$  [ $L^2 T^{-1}$ ] flujo entrante por unidad de ancho.  $T$  [ $L T^{-1}$ ] tasa de transferencia de sedimento en cada dirección de caudal.  $\varepsilon$  [ $L T^{-1}$ ] es la tasa de despegue de material (sedimento o roca madre) desde la celda en la dirección de mayor pendiente.  $D$  [ $L T^{-1}$ ] tasa de sedimento depositado en la celda.  $q_s$  [ $L^2 T^{-1}$ ] es el volumen lateral de flujo sedimentario depositado en la celda. Si es la pendiente en cada dirección de corriente.  $w = \text{flujo} \cdot dx = \text{ancho de la celda}$ . El agua que ingresa es propagada a celdas más bajas proporcionalmente a la pendiente local en cada dirección. (b) Probabilidad de que un clasto sedimento, se transporte o se despegue, usando los flujos calculados por CIDRE. Figura tomada de Carretier et al. (2016)..... 27

Figura 16: Leyes de producción de regolito. A la izquierda con  $d_1=0,5$  m;  $d_2=0,1$  m;  $k_1= 0,8$ . A la derecha  $d_1=5$  m;  $d_2=1$  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. .... 31

Figura 17: Disolución de un clasto compuesto inicialmente por 3 fases minerales: una fase muy soluble (negro), otra de poca solubilidad (gris) y una tercera casi insoluble (gris claro). Previo a la disolución el tamaño del clasto está determinado por las condiciones iniciales y se considera como volumen inicial la proporción de



superficie con respecto a la esfera equivalente. Una vez se diluye el clasto, la nueva área de cada mineral se pondera con respecto a una nueva esfera equivalente, la esfera de mayor tamaño se considera como el contorno del nuevo clasto post-disolución. Este proceso evita que, al modelar dentro de un mismo clasto minerales con tasas de solubilidad muy distintas, el espacio dejado por la rápida disolución, sea considerado como espacio no vacío en el modelo. Imagen de S. Carretier et al. (Sometido). ..... 34

Figura 18: Representación de las celdas en que CIDRE discretiza el espacio modelado como celdas de base cuadrada de lado  $dx$ , y como se calcula el flujo químico asociado a la meteorización de clastos en ellas presentes. A: se calcula el flujo disuelto de las distintas capas de sedimento en función del volumen disuelto de cada clasto, y se calcula el total de volumen disuelto para una celda como la sumatoria de cada flujo disuelto calculado en cada clasto de la celda. B: al calcular el flujo disuelto de una celda, se muestra la ecuación que se utiliza al calcular el flujo total del sistema incluyendo las celdas con y sin clastos. Imagen de S. Carretier et al. (Sometido). ..... 35

Figura 19: Configuración del modelo en  $t=0$ . a) muestra el bloque que representa las peneplanicies descritas para la zona (Vázquez et al., 2016). Adicionalmente se ilustra la disposición puntos de interés en los cuales los clastos se distribuirán a modo de sondaje. b) Disposición en profundidad de los clastos para cada punto de interés presentes en a). En el instante  $t=0$  disponen los clastos en profundidad, desde este punto, hasta un metro dentro de la roca, con un espaciamiento de 2 cm. .... 41

Figura 20: Evolución del relieve y de la capa de regolito a lo largo del modelo. Se observa la orientación general del modelo N-S. desarrollo de knickpoints, y su avance en dirección E. Se remarca en la figura, el área que correspondería a la zona de toma de muestras en los que se basa este estudio (Ramírez, 2015; Vázquez et al., 2016). .... 43

Figura 21: Desarrollo de la tasa de erosión y el espesor promedio de la capa de regolito durante los 10 Ma de evolución que calcula el modelo, representando desde el inicio del Mioceno hasta la actualidad. La altitud promedio en un inicio es de 2000 metros, simulando un bloque plano, y luego se deja erodar sin movimiento tectónico por lo que el decrecimiento observado es solamente debido a denudación. .... 44

Figura 22: Desarrollo de la tasa de erosión y el flujo químico durante los 10 Ma de evolución que calcula el modelo, representando desde el inicio del Mioceno hasta la actualidad. El comportamiento inestable del flujo químico entre los 1 y 3 Ma, corresponde a una fase de relieves abruptos en los bordes del modelo, con salida y reingreso fuerte de clastos. El alto valor del flujo químico se relaciona con la facilidad de la biotita en ser disuelta y la alta frecuencia de reingreso de clastos, además de ser una función aun en desarrollo de CIDRE. .... 44

Figura 23: Vista en profundidad del empobrecimiento de albita para cada punto de interés. El valor 0 indica que un clasto ha perdido todo su volumen de albita, mientras que un valor 1 indica que no ha perdido volumen. Los clastos a mayor

profundidad indican la localización de la interfaz <i>roca madre-regolito</i> . Los valores de empobrecimiento mostrados corresponden a la etapa final del modelo cuyos clastos son fijados a 2 mm de diámetro.....	45
Figura 24: Fase final del modelo, a los 10 M.a, evaluado en distintas combinaciones $K_{br} - K_{all}$ , cada grilla corresponde a la fase final al utilizar los valores indicados en los ejes. Para el caso en que $K_{all}$ es menor o igual a $K_{br}$ que el modelo no considera de igual manera ambos coeficientes y que parte del cálculo ejecutado por CIDRE es de carácter probabilístico, es posible que se desarrolle relieve en estos casos, aunque levemente. ....	50
Figura 25: Resultado de variar en la configuración inicial del modelo el largo de transporte y su efecto en el empobrecimiento de albita y la edad promedio de los clastos antes de salir del sistema. ....	51
Figura 26: Comportamiento del modelo al variar parámetros sensibles de la ecuación 17. Se muestran el espesor de regolito y el empobrecimiento de albita al variar la constante de alterabilidad $K_w$ (arriba), y $d_1$ (abajo). La construcción del perfil de empobrecimiento se realiza en zonas con regolito de aproximadamente 20 metros de potencia. ....	54
Figura 27: Evolución del relieve para los modelos propuestos durante 10 Ma generado por CIDRE, además de el espesor de regolito graficado según intensidad de color para cada configuración.....	56
Figura 28: a) Cambio en el relieve y el espesor de regolito durante el modelo de continuación ( $A_c$ ). b) Evolución de la altitud promedio y el espesor promedio de regolito en los 10 ka que dura el segundo período agregado, al modificar la tasa de precipitaciones inicial ( $r = 0.4$ m/a).....	58
Figura 29: Desarrollo de la capa de regolito al variar $K_w$ . los valores límites del eje de las abscisas representan el inicio del LGM (-20 ka) y el presente (0 ka). El modelo $B_c.4$ sigue la misma evolución que el modelo $B_c.1$ hasta los 10ka, punto donde se separa al volver $K_w$ a su valor inicial. Al considerar todo el tiempo modelado, los modelos $B_c.1$ y $B_c.4$ poseen el mismo valor promedio de $K_w$ , pero con distintos resultados. ....	60
Figura 30: Evolución de la capa de regolito para el modelo $B_c.4$ . Dado que se busca analizar un cambio en la alterabilidad del sistema, el cambio climático se interpreta para este modelo como un cambio en la constante de disolución cinética ( $K_w$ ). En el instante $T = 0$ , el valor de $K_w$ pasa de $1E-4$ a $8E-3$ m/a. Este valor se mantiene constante hasta $T = 10ka$ , momento en que vuelve a su valor inicial. El espesor de regolito está graficado según intensidad de color. ....	61
Figura 31: Evolución del espesor de regolito del modelo $B_c.5$ . $K_w$ tiene valor $8E-3$ m/a, en el primer período (desde 0 a 10ka) y $1E-4$ m/a, el valor inicial, en el segundo (10 – 1000 ka). El punto de cambio climático, que indica una vuelta a condiciones áridas, está ubicado a los 20 ka y corresponde al tramo ascendente de la curva entre los 0 y 20 ka. Posteriormente, bajo un clima semiárido el modelo se reequilibra representado como el tramo descendente de la curva posterior a los 20 ka. El reequilibrio desde condiciones de baja a alta alterabilidad ocurre en	

menos de 10 ka versus 1 Ma que es lo que demora el reequilibrio en sentido opuesto. ....	61
Figura 32: Esquema del efecto observado al variar la alterabilidad, según lo representado en la figura 29. W es la tasa de producción de regolito. Se observa que, para un sistema con distintos períodos de alterabilidad, el valor esperado de W dependerá de cómo se distribuyan estos períodos a lo largo del historial del sistema. Para el caso de Curacaví, un clima semiárido es capaz de generar regolitos gruesos si es que han existido períodos de alta alterabilidad dentro de la historia del sistema, y que, además, esta capa gruesa de regolito puede ser preservada en un clima árido.....	67
Figura 33: Etapa final de la evolución del relieve en el presente test de sensibilidad. ....	78
Figura 34: Etapa final de la evolución del relieve en el presente test de sensibilidad. ....	81
Figura 35: Etapa final de la evolución del relieve en el presente test de sensibilidad. ....	83
Figura 36: Etapa final de la evolución del relieve en el presente test de sensibilidad. ....	85
Figura 37: Etapa final de la evolución del relieve en el presente test de sensibilidad. ....	87
Figura 38: Etapa final de la evolución del relieve en el presente test de sensibilidad. ....	89
Figura 39 Etapa final de la evolución del relieve en el presente test de sensibilidad. ....	91
Figura 40: Etapa final de la evolución del relieve en el presente test de sensibilidad. ....	93

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1 FORMULACIÓN DE PROBLEMA

La superficie terrestre es el lugar donde interacciona la roca con la atmósfera, hidrósfera y la biósfera. Es en esta zona donde los minerales responden a las condiciones de la superficie, distintas a las de su formación, mediante cambios físicos y químicos. Estas perturbaciones a las que son sometidas las rocas en la superficie terrestre se conocen como meteorización (Chorley et al., 1984).

Se define como “zona crítica” (Lebedeva & Branley, 2010) a aquella que va 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. Por otro lado, la superficie de la Tierra, en su sentido más amplio, es el lugar donde se concentran metales de interés económico, tal como el cobre supérgeno. Los procesos conducentes a la oxidación del cobre, por ejemplo, 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.

La meteorización puede ser debida a factores químicos, físicos y/o biológicos y está envuelta en ciclos globales importantes en la Tierra. Gran parte de la información que produce la meteorización queda registrada en el regolito. El regolito es el manto del material alterado física, química o biológicamente que sobreyace roca no meteorizada. La formación de una capa de regolito, producto de la meteorización, es resultado de un equilibrio dinámico entre la propagación del frente de meteorización en profundidad y la remoción o transporte de suelo en la superficie por erosión (Phillips et al., 2005).

Es posible reconocer dos regímenes de meteorización, en función de la intensidad y la alteración que se presenta en el regolito que sobreyace a la roca. En general se clasifican como régimen limitado por transporte o régimen limitado por meteorización (Stallard & Edmond, 1983). En el régimen limitado por el transporte, la tasa de meteorización química es controlada por la capacidad del medio de transportar material fuera del sistema, caracterizado por regolitos gruesos y con tasas de erosión bajas. Para el régimen limitado por la meteorización, la tasa de ésta es determinada por la cinética de las reacciones minerales, presentando sistemas con regolitos delgados y altas tasas de erosión.

Conocer los procesos y tasas de meteorización química, y su relativa contribución a la evolución de la superficie en comparación con la erosión física, es clave para cuantificar la tasa de flujo de carbono desde la superficie sólida hacia la hidrósfera y, su control en la concentración de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) y el clima global (Dupré et al., 2003) y, en una escala de tiempo geológica, ayudaría a mitigar grandes cambios climáticos en la Tierra (Berner et al., 1983). Por ejemplo, una reacción generalizada para los silicatos cálcicos es la que sigue:  $2\text{CO}_2 + 3\text{H}_2\text{O} + \text{CaSiO}_3 \rightarrow \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^- + \text{H}_4\text{SiO}_4 \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{SiO}_2 + 3\text{H}_2\text{O}$ . Esta reacción es importante en el largo plazo para el ciclo del carbono y representa la transferencia de carbono desde la atmósfera a los sedimentos o rocas por medio de la erosión de silicatos o la sedimentación de carbonatos en el océano (Wan et al., 2016).

Existe mucho debate con respecto a cuanto es el aporte de los reservorios de agua en los procesos de meteorización, y cuanto ésta contribuye en la evolución a largo plazo de clima (Braun et al., 2015), y, por ejemplo, su efecto en el enfriamiento Cenozoico y su aceleración en el Cuaternario (Francois & Goddérís, 1998).

Se ha puesto mucho énfasis en modelar y entender la meteorización química y la formación de regolito en áreas tectónicamente activas, en parte, para cuantificar la contribución relativa de la erosión química versus la erosión física con en estos ambientes y la relación potencial entre orogenia y clima, y a través del consumo de CO<sub>2</sub> por meteorización y la subsecuente relación con el efecto invernadero (Gaillardet et al., 1999).

Según se detallará más adelante, en la literatura existen pocos modelos que puedan predecir la tasa de formación y con esto el espesor, de la capa regolito, ya sea en ambientes orogénicos o anorogénicos, y como se relacionaría con la evolución del relieve o de la mineralogía. La mayor parte de los modelos geológicos de balance de masas son del tipo *steady-state* (e.g. Brantley & Lebedeva, 2007; Braun et al., 2001; Rieve et al., 2001), es decir en condiciones estacionarias donde las tasas de producción y denudación de regolito son constantes.

En Chile existe una gran variedad de climas y relieves debido a la disposición de su territorio y a su configuración tectónica. La alta variedad de procesos y productos geológicos dan a Chile un alto potencial de ser un laboratorio natural para analizar y modelar estos procesos.

Dentro de la cordillera de la Costa, en la zona de Curacaví, región Metropolitana (33°24'S 71°09'O), la capa de regolito insitu tiene un espesor promedio para la zona de 20 metros (Casanova et al., 2013; Vázquez et al., 2016. Figura 1), lo que es inusualmente potente con respecto al clima semiárido en el cual se ha desarrollado (Figura 2), con una tasa de precipitación anual de 379 mm y una temperatura anual de 16°C (Comisión Nacional de Riego, 1998). Estas

condiciones implicarían una baja meteorización química (Cooke & Doornkamp, 1990) esperándose para la zona una capa de espesor promedio menor a los 10 metros (Strakhov, 1967. Figura 2). Además, los análisis químicos realizados a las rocas intrusivas de la zona muestran que la meteorización química (empobrecimiento químico) representa en promedio un 10% de la denudación total del sistema, dejando el 90% restante a meteorización física (Vázquez et al., 2016).

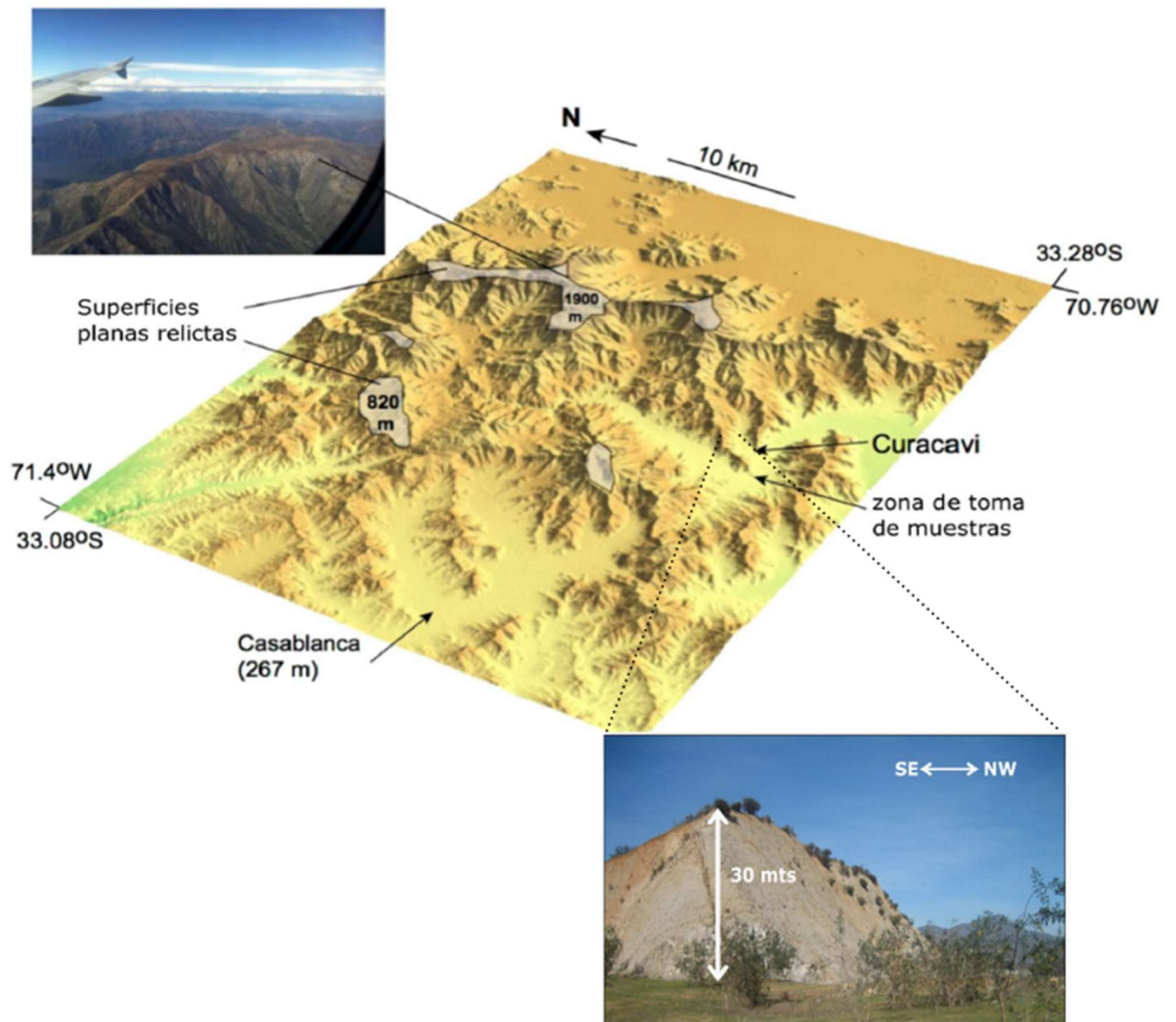


Figura 1: Arriba, modelo digital de elevación para la zona de Curacaví, que servirá de guía en este estudio. Figura tomada de Vázquez et al. (2016). Abajo, perfil de regolito insitu en la zona de Curacaví y sitio de toma de muestras para el mismo estudio. Imagen tomada de Ramírez (2015).

El grado de empobrecimiento presente en este regolito es bajo con respecto a otros regolitos de similar potencia en el mundo (e.g. India, Braun et al., 2009; y Puerto rico, Liermann et al., 2014). Esto podría estar indicando que, por ejemplo, las leyes de producción de regolito no son lo suficientemente precisas para todos los sistemas, o que, en caso de serlo, las características presentes en el regolito no son resultado de las condiciones actuales, pudiendo ser el resultado de climas pasados que aún no se han reequilibrado como, por ejemplo, la última glaciación.

El presente estudio se centra en modelar y reproducir de manera conjunta la evolución del relieve y la meteorización física y química de la zona de Curacaví, utilizando como marco de referencia trabajos ya hechos en el área (Casanova et al., 2013; Vázquez et al., 2016) con el objetivo de identificar bajo qué condiciones es posible generar un regolito potente con un grado de empobrecimiento químico bajo, todo esto en un clima semiárido. Para esto se utiliza un modelo numérico 3D, CIDRE (Calcul Intesif Du Relief et l'Erosion, Carretier et al., 2009), que es un modelo de evolución del relieve que soluciona balances de masa a nivel local entre material depositado y erosionado para predecir variaciones topográficas.

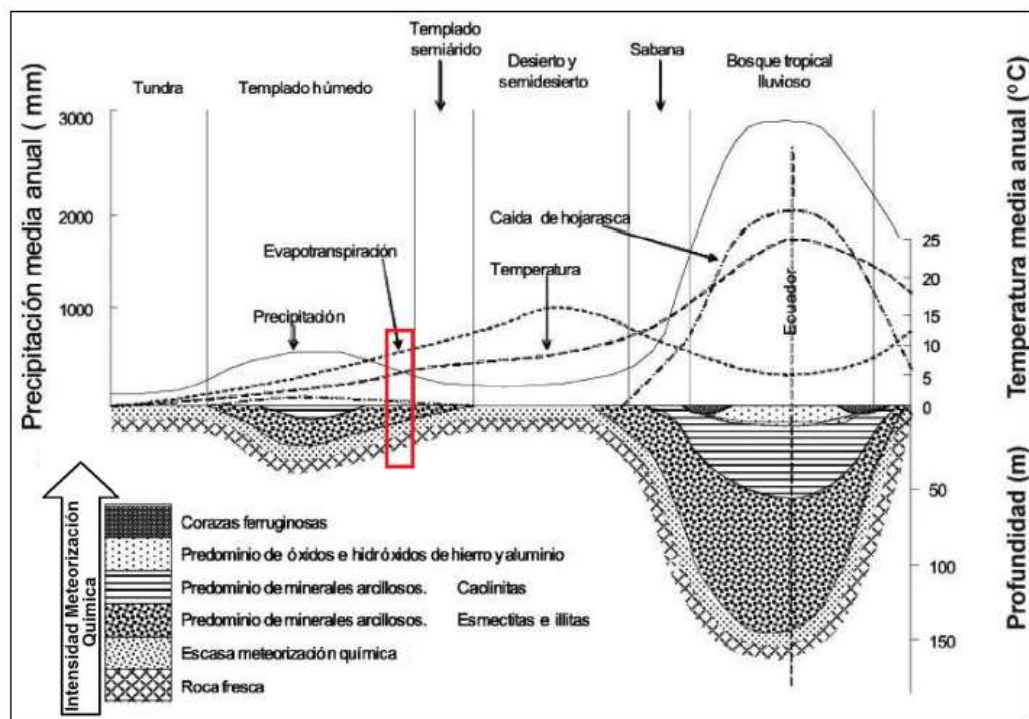


Figura 2: Se ilustra en la presente figura los tipos de regolito y su espesor en función de la precipitación anual, evapotranspiración y temperatura. Curacaví está indicado en el rectángulo rojo. Figura adaptada de Strakhov, 1967; modificada por Ramírez, 2015. Los datos de la temperatura y precipitación anual fueron tomados de <https://es.climate-data.org/location/21738/>.

## 1.2 OBJETIVOS

### **Objetivo general**

El objetivo principal del presente trabajo es explicar bajo qué condiciones un regolito grueso puede desarrollarse en un clima semiárido con un bajo grado de empobrecimiento, utilizando un modelo numérico.

### **Objetivos específicos**

Los objetivos específicos que permitirán lograr el objetivo general son los siguientes:

- Cuantificar la tasa de meteorización química en Curacaví como parte de la tasa de denudación.
- Calibrar los parámetros erosivos que permiten reproducir el relieve actual, como son la tasa de erosión observada y el grado de empobrecimiento del regolito.
- Testear efectos de cambios en la configuración inicial del modelo para definir si el saprolito es resultado de condiciones estacionarias o está en desequilibrio.

## 1.3 HIPÓTESIS DE TRABAJO

El espesor y empobrecimiento del regolito de Curacaví corresponde a una erosión en estado estacionario, controlado por la evolución geomorfológica de la zona en el largo plazo.

## 1.4 METODOLOGÍA

Este estudio se enfoca esencialmente configurar y analizar simulaciones numéricas generadas por el modelo numérico CIDRE, (Carretier et al. 2009). Este modelo es de origen reciente y aún en desarrollo, permite modelar de manera conjunta la evolución de relieve y química.

Este estudio se enfocará en reproducir la evolución geomorfológica de la cordillera de la Costa a partir del cese del alzamiento de las peneplanicies



costeras y el posterior proceso de deflación que generó el relieve actual (Borde, 1966; Farías et al., 2008), y la evolución composicional del regolito generado según la evolución del relieve determinada por el modelo CIDRE. Además, el trabajo también se orientará en un análisis de perturbación de equilibrio: se genera primero un estado estacionario (o con poca variación) del relieve, de la distribución del espesor del regolito y de su mineralogía bajo ciertas condiciones climáticas. Luego, se modifican estas condiciones y se analiza la respuesta del modelo en termino de tasa de erosión, espesor de regolito y estado de meteorización.

Para identificar las soluciones del modelo que son consistentes con los datos, se comparan estos los resultados de distintos modelos con resultados de estudios en terreno, y, se intentará reproducir de manera realista los distintos factores que infieren en la evolución de este tipo de ambiente.

## 2. MARCO TEÓRICO

### 2.1 UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS

La región central de Chile y Argentina puede dividirse en 5 unidades macro-estructurales continentales al sur de 33°S, de Oeste a este: cordillera de la Costa, depresión Central, cordillera Principal, cordillera Frontal y antepaís Andino (Figura 3).

#### **Cordillera de la Costa**

La cordillera de la Costa se separa de la cordillera Principal como una unidad independiente a partir de la depresión de Santiago hacia el sur debido a la aparición de la depresión Central.

De acuerdo a sus características geomorfológicas, puede ser dividida en un sector oriental y occidental. La parte occidental se caracteriza por tener relieves suaves que han sido interpretados como terrazas de abrasión y acumulación marina del Plio-Pleistoceno (Wall et al., 1996); presenta elevaciones que varían entre los 100 y 500 m.s.n.m. Está constituida por rocas del basamento plutónico-metamórfico de edad paleozoica-jurásica media, escasos remanentes de rocas sedimentarias del Cretácico Superior-Paleógeno y enclaves metamorizados de la base de la secuencia jurásica (Gana et al., 1996; Wall et al., 1996). La relación de contacto entre el basamento cristalino-metamórfico y las secuencias estratificadas es fundamentalmente por medio de una amplia discordancia de erosión (Thomas, 1958).

La parte oriental de la cordillera de la Costa posee un relieve abrupto que presenta elevaciones de hasta 2000 m.s.n.m. al oeste de Santiago (Figura 3) hacia el sur este cordón montañoso disminuye su elevación. Está formada por rocas intrusivas del batolito cretácico, en parte jurásico, y secuencias volcano-sedimentarias del Jurásico al Cretácico Inferior, dispuestas monótonamente en un homoclinal inclinado hacia el este con pliegues que no modifican mayormente su disposición (Farías et al., 2008).

#### **Depresión Central**

Corresponde a una cuenca elongada con altitudes que fluctúan entre 300 y 500 m.s.n.m. Está constituida por un relleno sedimentario y volcano-

sedimentario con algunos niveles cineríticos y rellena por depósitos aluviales Pleistocenos a Holocenos principalmente, que localmente superan los 500 m de espesor (Thiele, 1980; Araneda et al., 2000; Rauld, 2002; Yañez et al., 2015). Su basamento aflora parcialmente en cerros islas y cordones que cierran e aíslan esta depresión (Figura 3).

### **Cordillera Principal**

La cordillera Principal limita con la depresión Central mediante un sistema de fallas inversas de vergencia oeste (Falla San Ramón-Pocuro en Santiago) (Rauld, 2002; Charrier, 2005; Fock, 2005; Rauld, 2006). Es en esta unidad donde se encuentra el actual arco magmático y volcánico (Charrier, 2007) y este alcanza su máxima altitud en esta zona en el cerro Aconcagua, con 6960 m.s.n.m.

### **Cordillera Frontal**

La cordillera Frontal corresponde al bloque que conforma el frente cordillerano argentino, está constituida por muchos cordones adosados a la cordillera Principal. Su principal diferencia con respecto a las zonas más occidentales está dada fundamentalmente por su constitución litológica (rocas de basamento pre-Jurásico).

### **Antepaís Andino**

El antepaís Andino se presenta como el piedemonte oriental de la cordillera de los Andes en esta región, Su elevación fluctúa entre los 900 a 1000 m.s.n.m. a los 33°S aumentando a 1300-1500 m.s.n.m. a los 36°. Hacia el este las elevaciones aumentan lo que podría ser considerado como el bulbo periférico de la cuenca de antepaís (Giambiagi et al., 2003). El antepaís Andino en esta región se halla cubierto por capas sedimentarias y cineríticas syn- y post-orogénicas, Neógenas subyacidas por sedimentos y volcanitas de edad Jurásico-Paleógeno. Bajo ellas, discordantemente se preserva el basamento Pre-Jurásico (Figura 3).

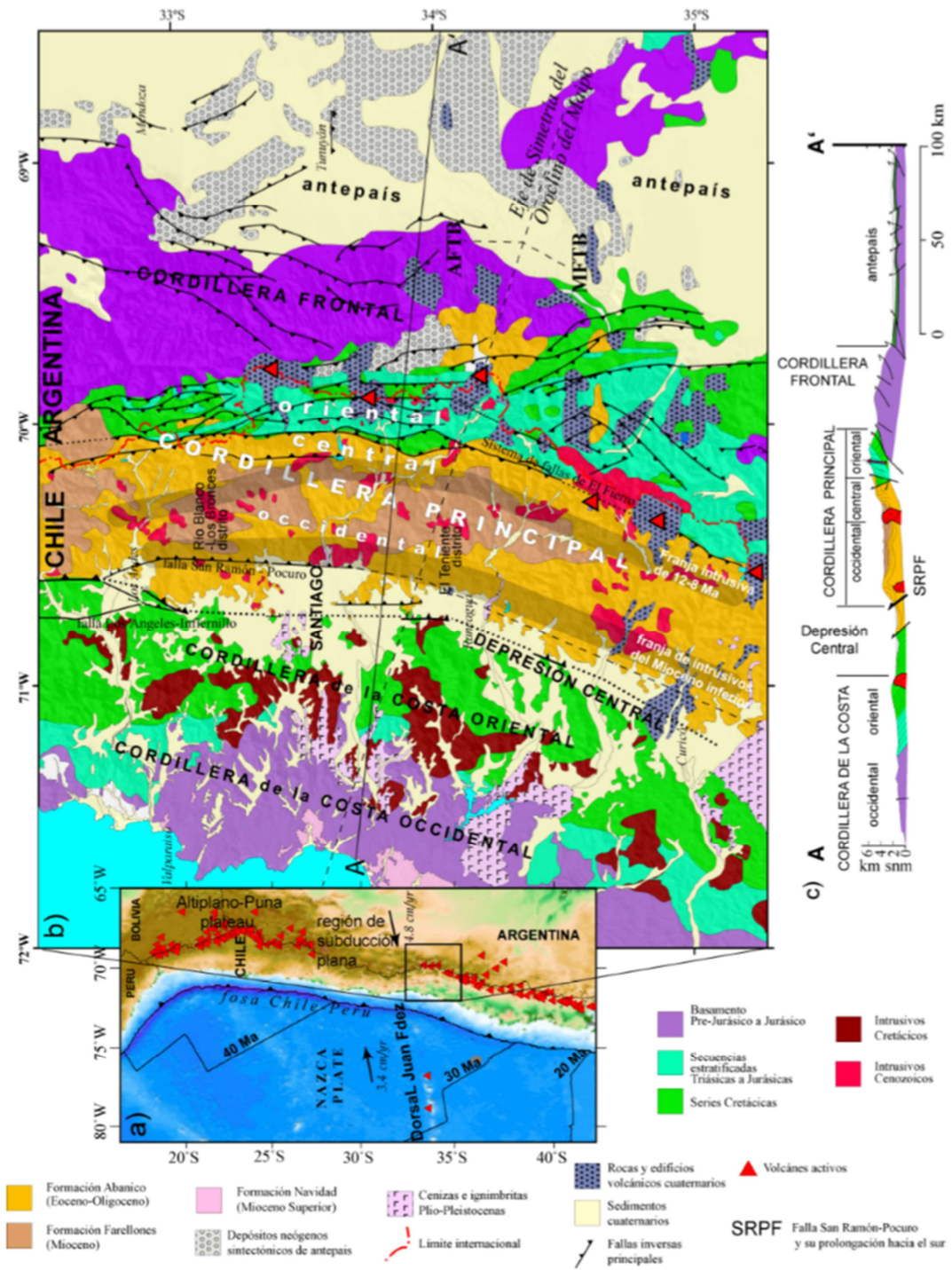


Figura 3: Mapa geológico simplificado de los Andes de Chile Central y Argentina Centro-Oeste. Imagen de Farías (2008).

La región se caracteriza por superficies planas a gran altura (Figura 1), que han sido interpretadas como peneplanicies desarrolladas previamente (Borde, 1966; Farías et al., 2008), llegando a superficies bajas dispuestas entre 200 y 900 m.s.n.m. Basándose en estas superficies relictas a gran altura, la topografía ha sido interpretada principalmente como una deflación por aproximadamente 10 Ma, con la excepción de un alzamiento Plio-Pleistoceno de la zona más occidental de la cordillera de la Costa.

Remanentes de superficies bajas han sido observadas en la cordillera de la Costa, mostrando evidencia relictas de superficies de erosión continental (Brüggen, 1950; Borde, 1966).

Las superficies de erosión en altura fueron desarrolladas sobre cuerpos intrusivos del Cretácico. Ninguno de los sedimentos no volcánicos cubriendo esas superficies han sido reportado. Superficies de erosión de escala pequeña ocurren a menores elevaciones, y han sido interpretadas como relictos de peneplanicies regionales (Farías et al., 2008).

Los perfiles de regolito en esta región son desarrollados sobre rocas volcánicas andesíticas y graníticas intrusivas (Casanova et al., 2013). El suelo se desarrolló sobre rocas granodioritas, similares a las observadas en el sitio de estudio de Curacaví, que muestra un horizonte A de 10 cm. de espesor, un horizonte B de 20-50 cm. de espesor, y una capa gruesa de saprolito de más de 30 metros de espesor es observada regionalmente.

## 2.2 EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

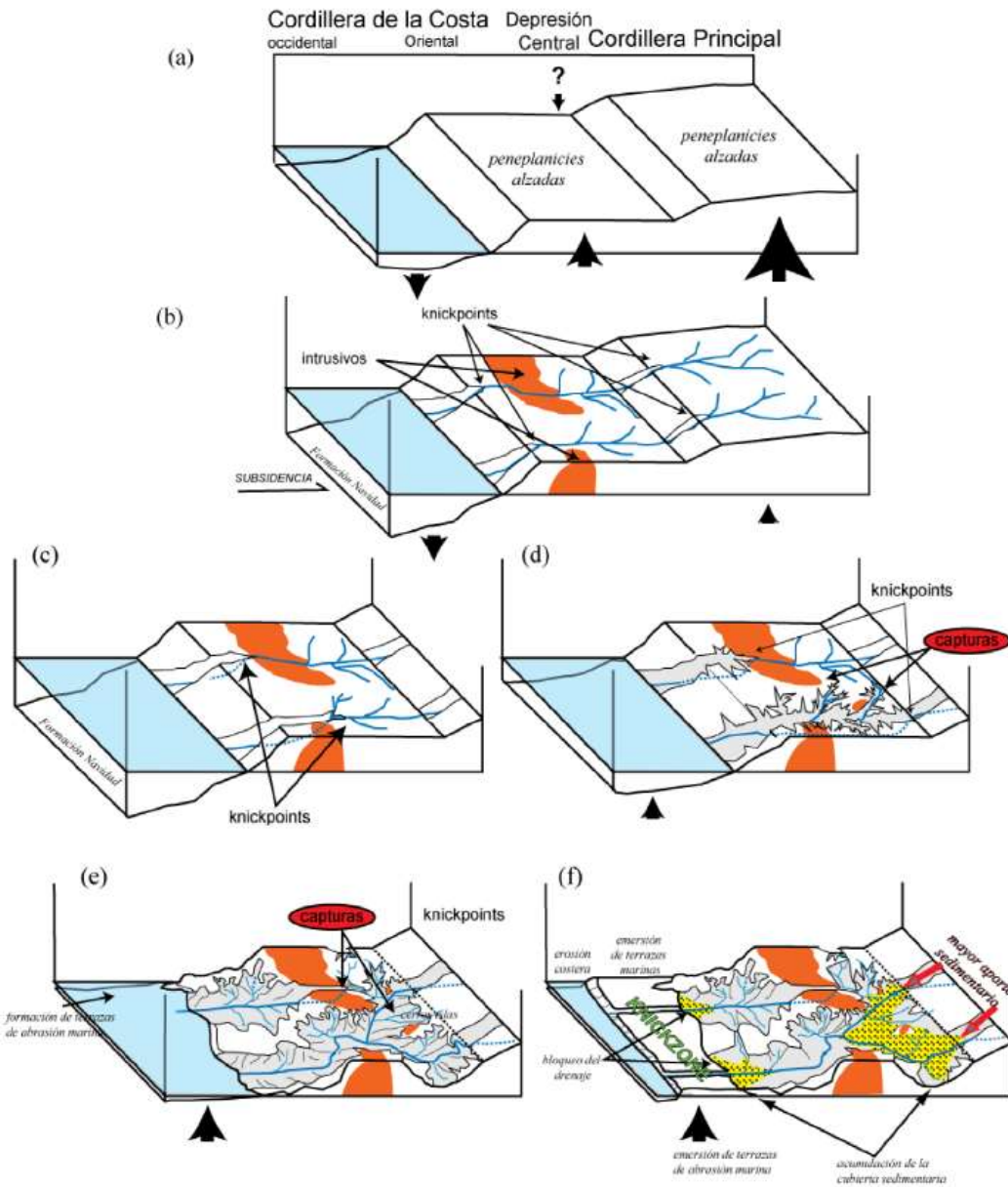
Basado en argumentos geomorfológicos y termocronológicos, Farías et al. (2008), propone un escenario evolutivo para la zona como respuesta a las diferentes tasas alzamiento de la cordillera Principal respecto a las unidades morfoestructurales más occidentales, que formaría la Depresión Central y conservaría la cordillera de la Costa producto de una erosión diferencial (Figura 4).

Como condiciones preliminares, se plantea la existencia de dos bloques iniciales de peneplanicies alzadas producto de la configuración regional de la cordillera de la Costa y Principal. Todo esto contextualizado en una etapa inicial de alzamiento posterior a los ~22 Ma, con la fase de mayor alzamiento cesando aproximadamente a los 10 Ma (Figura 4a), y con un nuevo período de alzamiento en el Pleistoceno identificado por terrazas marinas (e.g. Rodriguez et al., 2013).

Un cese en el alzamiento de la peneplanicie occidental genera el desarrollo de la red de drenaje con el avance de los knickpoints río arriba, desde el occidente hacia el oriente (Figura 4b). Afluentes ubicados en la cordillera

principal continúan su avance en dirección este; mientras que algunos knickpoints de la cordillera de la Costa no avanzan de igual manera debido al retardo generado por las litologías intrusivas más resistentes (Figura 4c), lo que originó el ensanchamiento de sus cuencas en el lado este de estos intrusivos. Los knickpoints de ríos mayores que labran rocas de menor resistencia avanzan con mayor velocidad hacia la parte oriental, provocando que estos ríos capten afluentes laterales que no pueden continuar su descarga por el retraso del avance de sus knickpoints (Figura 4d). Esto produce el crecimiento lateral de la red de drenaje más rápida y el abandono de las redes capturadas (Figura 4e). La migración de la erosión desde la costa a la cordillera Principal se estima en 2 Ma.

Posteriormente, se genera un nuevo alzamiento tectónico, probablemente en el pleistoceno, para la zona del borde costero y que se encargó de generar las terrazas marinas de la zona. Este alzamiento ocasionó el bloqueo de la desembocadura de los ríos principales lo cual, ayudado por un aumento en la carga sedimentaria, proveniente de la erosión de la cordillera Principal y el inicio de glaciaciones montañosas del plioceno superior, permitió el mayor ingreso y acumulación de depósitos sedimentarios y volcánicos en la Depresión Central (Figura 4f).



**Figura 4:** (Extracto e imagen de Farías et al., 2008) Modelo de evolución de la Depresión Central. (a) Condiciones iniciales dadas por el alzamiento regional de superficie. (b) Respuesta inmediata de la erosión formando empinados knickpoints separados uno de otro a la misma distancia en los ambos ríos mayores. (c) Retención del knickpoint a su arribo a los afloramientos de cuerpos graníticos y rápido retroceso en litologías menos resistentes. (d) Crecimiento de la red de drenaje del río cuyo knickpoint retrocede más rápido e inicio de capturas. (e) Captura del río principal y abandono de la red cuyo knickpoint está retenido por los cuerpos graníticos. (f) Alzamiento del borde costero que induce la acumulación sedimentaria, y mayor ingreso de sedimentos en la depresión debido a la mayor erosión en la Cordillera Principal e inicio de las glaciaciones montañosas.

Con respecto a la evolución climática reciente, el último máximo glacial (Last Glacial Maximum, LGM, en inglés) es el período reciente de mayor relevancia, situado hace aproximadamente 21.000 años. Fue un período donde el contenido de CO<sub>2</sub> atmosférico era aproximadamente un 50% de lo presente hoy, la temperatura global era más fría que hoy con una expansión generalizada de las capas de hielo (Berman et al., 2016).

Respecto a Chile central, parámetros en sedimentos terrígenos en zonas marinas estudiadas en la cordillera Principal sugieren que el LGM fue más lluvioso que el presente (Lamy et al., 1999, Figura 5). Registros en polen de sedimentos marinos indican que la precipitación anual fue entre 1000 a 2000 mm/a más lluviosa que las actuales, mientras que la temperatura fue en promedio 4° más fría que la actual (Lamy et al., 2004). Un poco al sur, registros en polen del Canal de la Puntilla sugiere también que el LGM presentó condiciones de mayor precipitación y menor temperatura que el presente (Moreno, 1997, 2015).

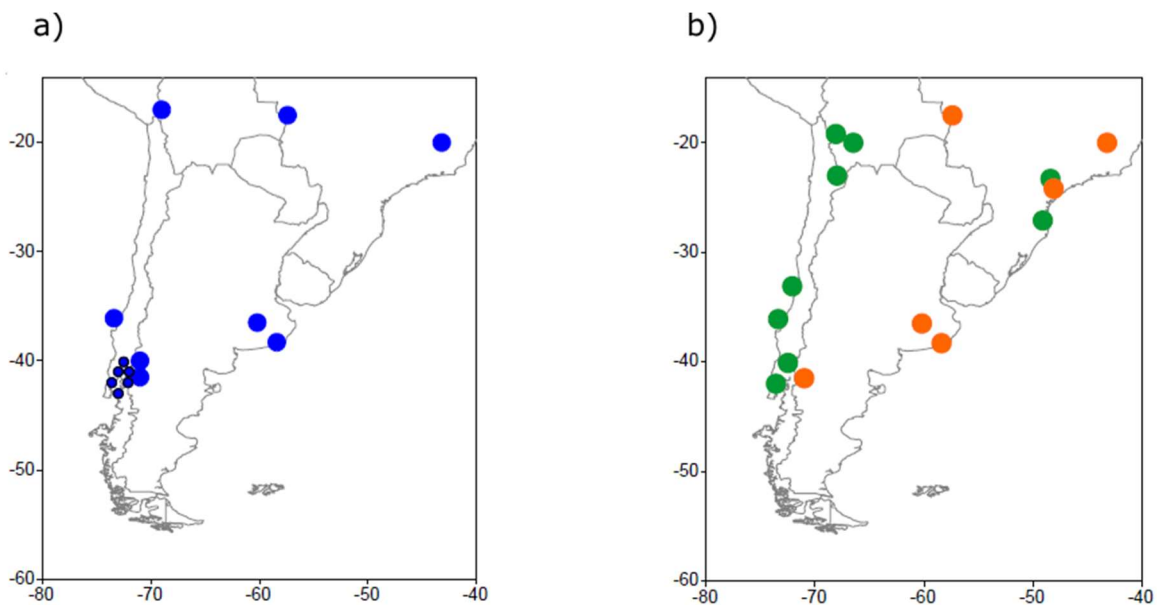


Figura 5: Resultados de la modelación hecha por Berman et al. (2016). a) Reconstrucción de la temperatura durante el LGM. Puntos azules indican zonas donde la temperatura en el LGM fue menor que en el presente. b) reconstrucción de las precipitaciones durante el LGM, puntos verdes indican precipitaciones mayores a las actuales y puntos naranjos indican precipitaciones menores a las actuales. Imagen de Berman et al. (2016).



## 2.3 ESTUDIOS PREVIOS

Este trabajo utilizará como datos de referencia, aquellos mostrados en los estudios realizados por Ramírez (2015) y Vázquez et al. (2016); ambos trabajos complementarios entre sí, con resultados para la zona de Curacaví.

Análisis de XRD indican la presencia de plagioclasas, cuarzo, feldespato potásico, hornblenda y biotita tanto en la roca fresca como en las muestras de saprolito (Figura 6). La fase más abundante es la plagioclasa (26-44%), le sigue el cuarzo (12-28%); la hornblenda es la fase máfica de mayor abundancia (10-28%), y el feldespato potásico posee una abundancia menor al 10% lo que califica la roca como una tonalita. La biotita quedo como la segunda fase máfica en abundancia, menor al 20%.

Muestra	Profundidad (m)	Cuarzo (%)	Plagioclasa (%)	Feldespato potásico (%)	Hornblenda (%)	Biotita (%)	Caolinita (%)	Vermiculita (%)	Clorita (%)
29.8	0	17	26	4	18	17	15	2	0
H8	2.3	17	36	3	27	5	9	4	0
H7	4.8	17	37	3	21	4	18	1	0
H6	6.8	22	29	3	23	10	10	3	0
H5	9.1	20	29	5	21	9	14	3	0
H4	10.7	17	31	3	18	16	11	3	0
H3	12.9	14	29	6	24	17	8	2	0
H2	14.3	12	43	3	24	5	11	2	0
H1	15.5	14	39	6	13	11	12	4	0
D10	18.8	15	30	5	22	16	11	1	0
D9	20.5	23	31	6	21	9	9	2	0
D8	22.3	20	41	2	20	10	7	1	0
D7	23.8	15	34	5	18	13	9	6	0
D6	25.1	14	37	9	19	10	8	3	0
D5	26.8	24	35	9	12	14	4	2	0
D4	28.3	15	33	6	24	9	9	3	0
D3	29.8	27	35	2	26	5	1	3	0
D2	31.7	10	37	4	30	9	8	1	0
D1	33.3	17	33	3	26	14	4	2	0
SR-5		19	37	7	24	8	0	0	6

Figura 6: Abundancia relativa de las principales fases minerales identificadas con XRD para el saprolito y protolito de la zona de estudio. Figura tomada de Ramírez (2015).

Se realizaron análisis SEM (Scanning Electron Microscope) que determinaron que la meteorización química estuvo controlada por la alteración de oligoclasa a caolinita por medio de empobrecimiento de Na, donde el cuarzo permanece como mineral inerte, produciendo con ello porosidad, disgregando la roca y permitiendo la meteorización de zonas más profundas. A partir de los análisis hechos en este estudio se concuerda que minerales como la biotita y la hornblenda no sufrieron tanta alteración como las plagioclasas.

Los resultados de los cálculos de balances de masa para el perfil de regolito, apuntan a una depresión moderada de Na y Sr debido a la disolución de plagioclasa y la precipitación de caolinita. Además, la sílice muestra un comportamiento constante a lo largo del perfil que es indicativo de meteorización incongruente de plagioclasas, sugiriendo fuertemente que las condiciones de disolución de cuarzo no son alcanzadas. Se propone en este estudio que el perfil de meteorización química de Curacaví puede ser un equilibrio local respecto a la fracción meteorizable de plagioclasa a caolinitas, evidenciada por el empobrecimiento de Na Se, y que, además, la caolinita al precipitar en torno a la plagioclasa podría estar funcionando como una barrera para ésta (efecto de revestimiento o *coating*), aislándola de los fluidos meteóricos impidiendo una disolución mayor.

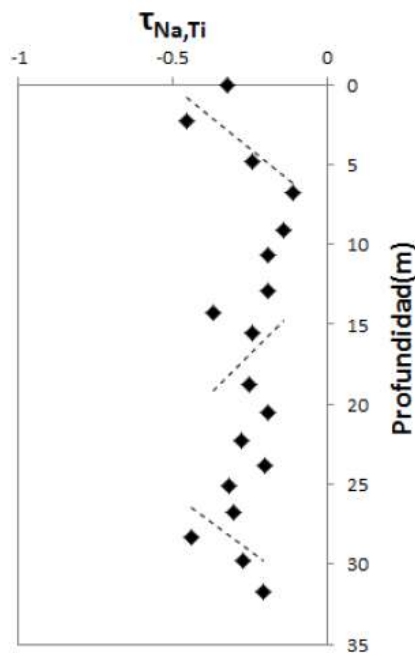


Figura 7: Gráfico de empobrecimiento de Na vs profundidad.  $\tau_{Na}$ , corresponde al volumen perdido, -1 indica un empobrecimiento del 100%, mientras que si es 0 indica empobrecimiento del 0%. Las líneas punteadas son proyecciones lineales de las tendencias entre 0 y 6.8 m, 9.1 y 23.8 m y 25.1 y 31.7 m. Figura tomada de Ramírez (2015).

De acuerdo a la intensidad de meteorización a través del perfil de Na (Figura 7), se observa que a nivel de superficie aún existe mineralogía primaria, en este caso, representada por la plagioclasa, se concluye entonces que la zona de estudio está limitada por la cinética de reacción, y que la razón de plagioclasa transformada a caolinita está limitada por la energía del sistema necesaria para la reacción química, y ésta no ha sido la suficiente para compensar la tasa de erosión. Esto ha producido un perfil de meteorización que no ha sido desarrollado completamente.

En la superficie del nivel de saprolito se alcanzó un máximo de un 45% de plagioclasa alterada a caolinita (Figura 8), lo que calificó al sistema como un régimen de meteorización con límite cinético. La meteorización química resultó ser responsable de hasta un 27% de la denudación total del sistema, lo que indica que la denudación del sistema está dominada por la erosión física. Como resultado se tiene una pérdida de masa en torno al 10% al pasar de una tonalita de densidad  $2.74 \text{ gr/cm}^3$ , que se transformó en saprolito con una densidad media de  $2.46 \text{ gr/cm}^3$ .

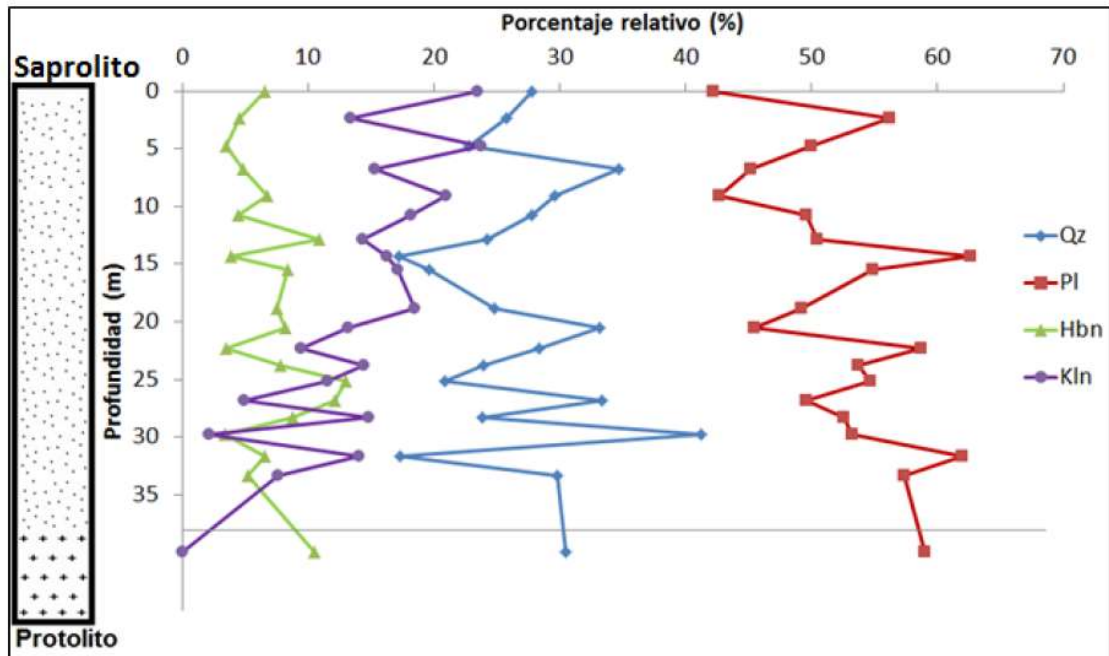


Figura 8: Profundidad versus abundancia de las principales fases minerales en porcentajes relativos vs profundidad en el perfil de saprolito. Leyenda: Qz-cuarzo; Pl-plagioclasa; Hbn-hornblenda; Kln-caolinita. Se puede observar la disminución de la concentración relativa de plagioclasa al acercarse a la superficie, además de una tendencia de ligera disminución entre cuarzo y hornblenda. Ramírez (2015).

En los datos trabajados por Vázquez et al. (2016), la sílice muestra un comportamiento predominantemente constante a lo largo del perfil, lo que sugiere la presencia de meteorización incongruente de plagioclasa. Además, el empobrecimiento de K, Mg, Ca, Rb, y Ba en el saprolito (Figura 9), indican un bajo grado de meteorización para el feldespato potásico, la biotita y la hornblenda.

Si el espesor del saprolito ha llegado a un estado estacionario, la tasa de denudación reportada lleva a que los tiempos de residencia en la parte superior del saprolito es de entre aproximadamente 0.5 a 1.8 Ma, y debido a este largo período en superficie, se esperaría que existiese un mayor grado de meteorización que lo existente en Curacaví (10% de denudación química total y 27% de empobrecimiento en plagioclasas).

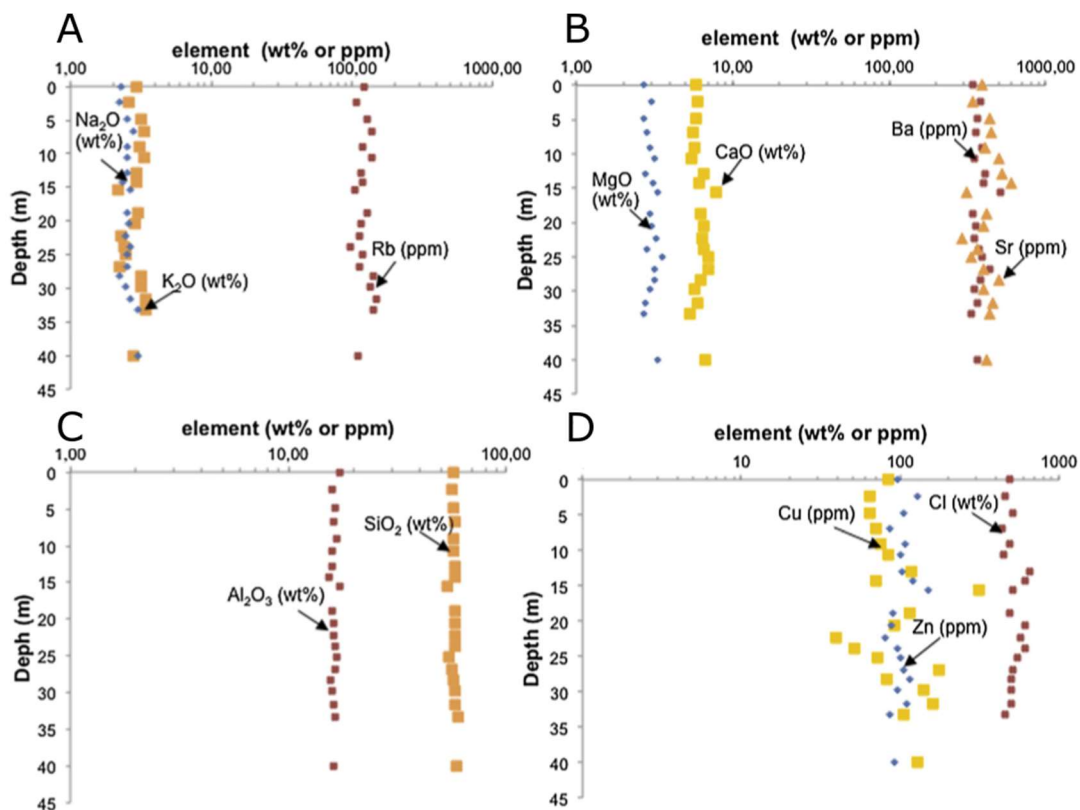


Figura 9: Perfiles en profundidad de los elementos relevantes en el saprolito. Na muestra un leve empobrecimiento al aumentar la profundidad. Si, Al muestran una tendencia similar pero menos marcada. Na, K, Rb, Mg, Ca y Ba no muestran patrón alguno. Gráficos tomados de Vázquez et al. (2016).

Para cuantificar la tasa de denudación se utilizaron las concentraciones de  $^{10}\text{Be}$  en tres muestras del saprolito tomadas a profundidades entre 1 y 5.8 metros bajo la cima del perfil de meteorización

Vázquez et al. (2016) modelaron de concentración de  $^{10}\text{Be}$  para diferentes densidades de saprolito y tasas de denudación. Se testea el efecto de dos densidades de granitoides distintas, 2.1 y 2.7 g/cm<sup>3</sup>. Las correspondientes tasas de denudación ajustadas son 62 y 42 m/Ma, respectivamente (Figura 10). Dado que se tenía pocos datos, se ilustran otros modelos usando las tasas de denudación entre 20 y 72 m/Ma. En la figura 10 se muestra que esos modelos se salen de los datos. También en ese estudio se consideran la posible erosión antropogénica, dada que el horizonte B se ve menos grueso que en otros afloramientos que son más distantes quizás corresponden a la herencia de un período con menos tasa de denudación. Incluyendo escenarios más complejos, también se estiman como datos conservadores para las tasas de denudación los rangos entre 20 y 72 m/Ma.

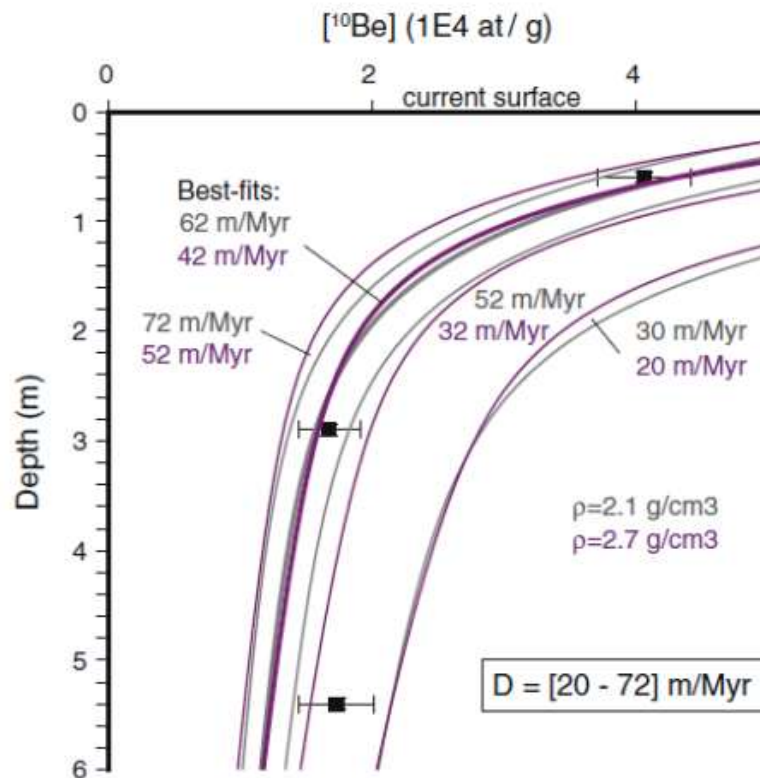


Figura 10: Perfil en profundidad para los modelos propuestos de las concentraciones de  $^{10}\text{Be}$ . Al ajustar los perfiles resultan tasas de denudación de 62 y 42 m/Ma, para los dos valores extremos utilizados para la densidad del saprolito. Figura y datos tomados de Vázquez et al. (2016).

### 3. MODELANDO EVOLUCIÓN DE RELIEVE Y QUÍMICA

#### 3.1 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 más 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 erodada.

#### 3.2 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).

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 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 (Lebedeva & Branley, 2013).

### 3.3 EROSIÓN Y DEPOSITACIÓN

La erosión, así como los procesos que la fomentan, transportan material más degradado fuera del sistema y exponen en superficie a las rocas más frescas, disminuyendo el espesor del regolito y el grado de meteorización del sistema. Cuando la tasa de erosión del sistema supera a la tasa de producción de regolito, la roca meteorizada es impedida de acumularse insitu, siendo transportada, y dejando expuesta la roca madre en superficie. En caso contrario, cuando la erosión es menor, el regolito producido se acumula, pudiendo llegar a un equilibrio dinámico donde la tasa de producción de regolito se iguala a la tasa de erosión manteniendo un espesor constante, que se renueva continuamente (Brantley & Lebedeva, 2011). La sedimentación presenta más variantes que determinen sus características, como la granulometría, mineralogía, densidad, agente de transporte, etc. Además, es posible que estos sedimentos hayan sido meteorizados previamente y/o que provengan de una misma fuente (White, 2008), por lo que su mineralogía podría no tener relación con el regolito insitu.

### 3.4. REGÍMENES DE EQUILIBRIO

Pueden reconocerse dos regímenes de equilibrio al igualarse la tasa de erosión  $E$  ( $m s^{-1}$ ) con la producción de regolito  $w$  ( $m s^{-1}$ ) en distintos escenarios en función del grado de disolución mineral del regolito. Cuando la erosión es dominante por sobre la tasa de producción de regolito  $R_m$  ( $mol m^{-2} s^{-1}$ ) el espesor del regolito tiende a ser delgado, y los minerales reactivos alcanzarán la superficie y serán erodados, antes de ser diluidos.

Esto corresponde a un régimen limitado por la meteorización. Por el contrario, cuando existe menor erosión o la cinética de reacción es más rápida, es decir, la tasa de producción de regolito es mayor, los minerales residirán en la columna por un tiempo mayor al que necesitan para reaccionar por completo (Mudd & Yoo, 2010).

Un perfil de disolución mineral considera la distribución y proporción relativa de un mineral en una columna de roca y regolito (Figura 11), permitiendo mostrar el grado de meteorización química existente a cada profundidad (White et al., 2008). La geometría que adopta un perfil de disolución que está determinado por la ecuación:

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

donde  $b_s$  ( $m^4 mol^{-1}$ ) es el gradiente o pendiente de meteorización,  $w$  es la tasa de producción de regolito,  $R_m$  es la tasa de disolución mineral,  $s_m$  ( $m^{-1}$ ) es el área



específica del mineral, es decir su área superficial por unidad de volumen de roca, este valor se ve afectado por la abundancia de cristales dentro de la roca, así como la geometría de estos y su rugosidad. Para una tasa de disolución constante la pendiente es lineal, la tasa de producción de regolito es proporcional a esta pendiente, mientras que  $R_m$  y  $s_m$  tienen relación inversa con la misma.

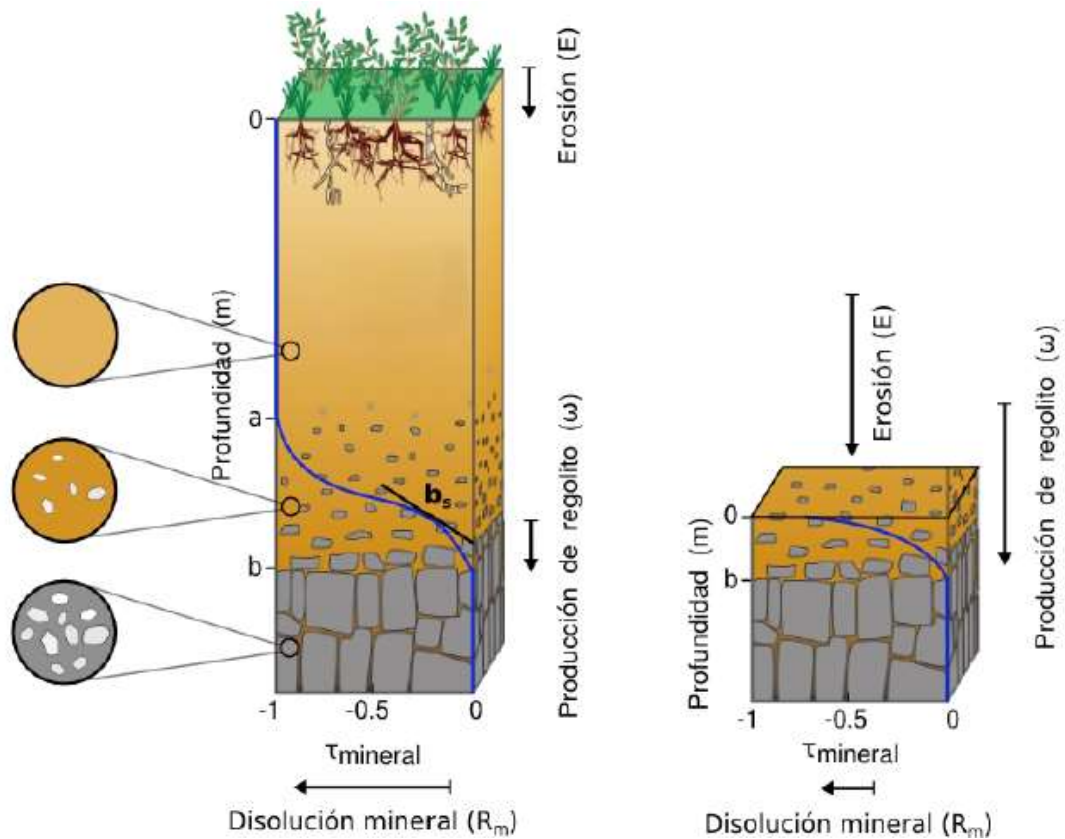


Figura 11: Modelo 1D de meteorización de regolito. El punto 0 indica la superficie,  $a$  indica el punto bajo el cual se está produciendo la disolución de una fase mineral reactiva,  $b$  indica el contacto entre regolito y roca madre, también es el nivel correspondiente al frente de meteorización. El eje horizontal indica la disolución relativa de la fase mineral, con valor 0 cuando la fase no ha reaccionado, y valor -1 cuando se ha diluido completamente. La línea azul indica la tasa de meteorización. En la imagen de la izquierda, se observa que se desarrolla un perfil de empobrecimiento antes de llegar a la superficie; mientras que, a la derecha al existir una mayor tasa de meteorización, no se alcanza a formar un perfil completo, erodiéndose físicamente la columna antes de generar un perfil completo. Imagen modificada por Martínez (2014), de Brantley & Lebedeva (2011).



### 3.5. MODELOS EXISTENTES

En primer lugar, se resumen algunos modelos de balance de masa propuestos por diversos autores y luego se describe en detalle el modelo de evolución geomorfológica que se utilizará, las simplificaciones que presenta, así como las leyes de balance de masa sobre las cuales trabaja.

Han sido desarrollados modelos de complejidad variable para explicar la formación y evolución de perfiles de regolito de distintos ambientes. Uno de los más usados está basado en asumir que la disponibilidad de agua en la interfaz regolito-roca base está controlada por el espesor de la capa de regolito y tiene una dependencia exponencial inversa entre la profundidad regolito/suelo,  $B$ , y la tasa de formación de regolito  $\partial B/\partial t$ , (Ahnert, 1977):

$$\frac{\partial B}{\partial t} = W_0 e^{-B/B_0}, \text{ (Ec. 2)}$$

Donde  $W_0$  es tasa en que la roca fresca se convierte en regolito y  $B_0$ , una unidad de longitud que se considera como el promedio entre el espesor de regolito generado por este proceso, típicamente unos metros. Esta relación ha servido como base para diversos modelos conceptuales o numéricos de formación de saprolito y, junto a modelos de transporte en superficie o de erosión, han sido usados para explicar la dinámica de la distribución del regolito en cordones montañosos (Braun et al., 2001; Ferrier & Kirchner, 2008; Yoo et al., 2009; Gabet & Mudd, 2009; Vanwallegghem et al., 2013; Carretier et al., 2014).

Lebedeva & Brantley (2010) proponen un modelo unidimensional analítico para la generación y evolución temporal de regolito y sus perfiles de disolución de mineral (Figura 11), situados en *ridgetops*: cimas de montañas, colinas u otras. Se asume que el material padre es homogéneo y bi-mineral, un mineral reactivo más un no reactivo, cuarzo y albita. Este modelo considera reacciones químicas de cambio de fases minerales y transporte de los productos de estas reacciones en disolución, controlando el paso de la roca fresca a regolito. La formación de regolito es controlada por reacciones químicas, advección de fluidos y para este caso, esta mayormente representada por la reacción de la fase reactiva (Albita), a caolinita, produciendo porosidad, disgregando la roca, permitiendo el paso de fluidos que a su vez pueden meteorizar químicamente las zonas más profundas.

Según las condiciones de meteorización del sistema, este modelo predice que al alcanzarse un estado estacionario es posible alcanzar tres regímenes posibles. Cuando la tasa de erosión es baja ( $E < 0.001 \text{ m ka}^{-1}$  en la figura 12b) con respecto a la cinética de reacción, se llega a un régimen limitado por el transporte donde el regolito alcanza valores altos de espesor, esta empobrecido en su mayoría en albita. Para tasas de erosión mayores, el regolito es de menor espesor y presenta en su composición tanto albita como caolinita, en el regolito

( $E > 0.0004 \text{ m ka}^{-1}$  en 12b y  $E > 0.003 \text{ m ka}^{-1}$  en la figura 12d). Para valores muy altos de erosión ( $E > 0.0038 \text{ m ka}^{-1}$  en 12b y  $E > 0.004 \text{ m ka}^{-1}$  en 12d) y donde esta domina el sistema, se llega a un régimen controlado por la cinética de reacciones químicas, donde puede encontrarse albita incluso en la superficie del regolito (Figura 12). En este caso, el espesor del regolito al estar en equilibrio es poco lo que varía al cambiar la tasa de erosión, se llega a un espesor característico, cuyo valor se debe a que la tasa de erosión se encuentra por debajo de un límite en el cual el regolito ya no se acumula pues es erodado.

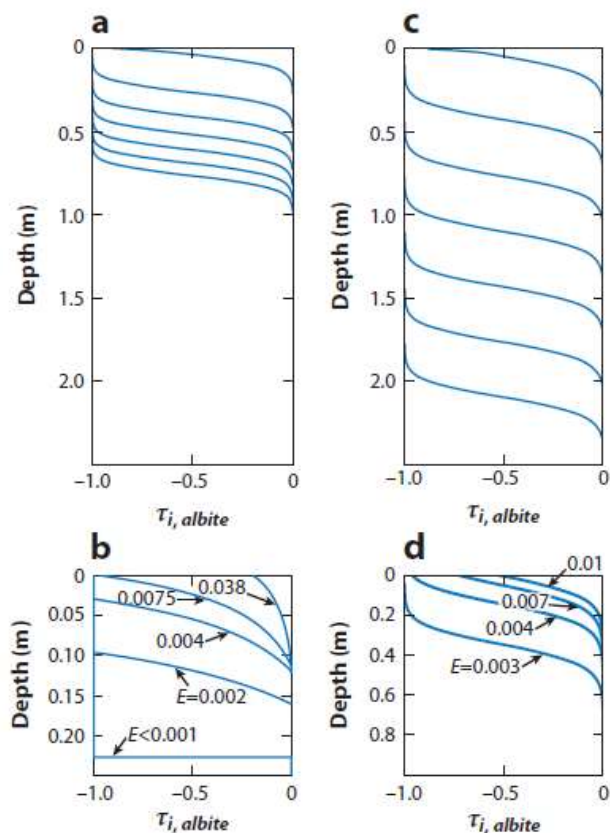


Figura 12: Perfiles de empobrecimiento para la meteorización de albita en caolinita, se calcula como una meteorización iso-volumétrica para un sistema compuesto solo de albita y cuarzo. se analizan dos casos: transporte por difusión (a y b), y transporte tanto por difusión como por advección a la velocidad impuesta por la constante de Darcy a través del regolito y la roca base (c, d) a una tasa de erosión constante. Con suficiente advección, (c, d) la tasa de meteorización química aumenta. Con suficiente erosión (b, d), la tasa de meteorización se vuelve igual a la erosión, constituyendo un perfil de estado estacionario. Para los gráficos b y d, la muestra el empobrecimiento de la albita en función de la profundidad, mostrada para varias tasas de erosión  $E$  ( $\text{mka}^{-1}$ ) en un estado de equilibrio. Cuando la tasa de erosión es pequeña respecto a la tasa de disolución, la albita es disuelta en profundidad, mostrando un frente de reacción plano, en caso contrario es posible una evolución de la disolución a lo largo del perfil. Figura tomada de Brantley y Levedeba (2010).

Braun (2016), presenta un modelo de formación de regolito por meteorización química basado en que la tasa de meteorización química está controlada primeramente por la habilidad del agua subterránea de transportar solutos lejos de la interfaz de reacción solido-fluido e impide que el sistema llegue a un equilibrio de saturación (Figura 13). Esto permite especificar la tasa de propagación del frente de meteorización como linealmente proporcional a la velocidad de propagación del fluido según la porosidad que es obtenida calculando la geometría del nivel freático en la capa de regolito.

La predicción principal de este modelo es que la geometría de regolito, es decir si es más grueso en altos o bajos topográficos, está controlada por un número adimensional definido como:

$$\Gamma = \frac{KS^2}{P_0}, \text{ (Ec. 3)}$$

donde S pendiente de la superficie, K es la conductividad hidráulica promedio del regolito, y  $P_0$  es la tasa de infiltración la cual está controlada mayormente por la tasa de precipitación (es decir, el clima), cabe destacar que este valor es independiente de la meteorización química.

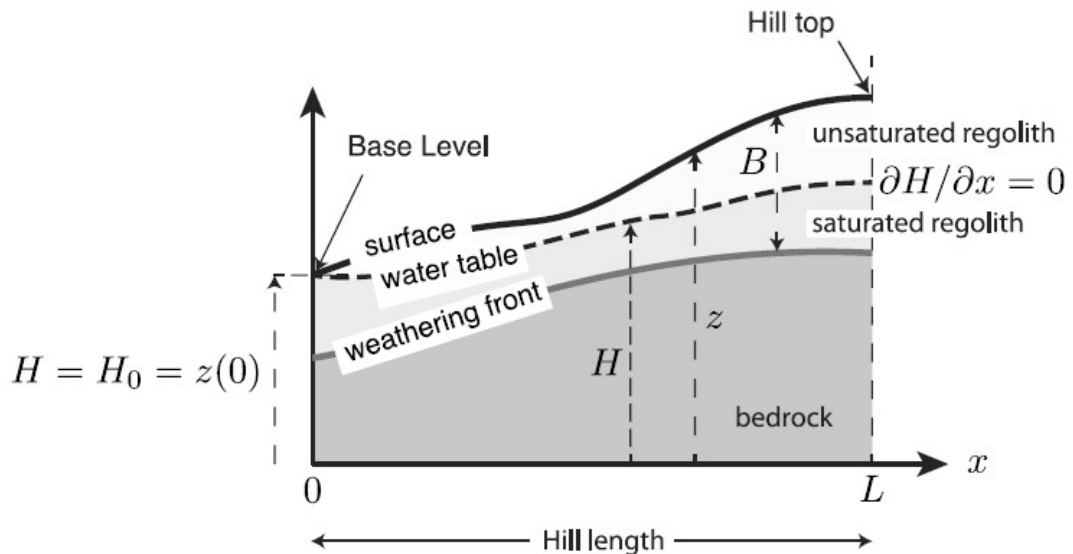


Figura 13: Geometría del problema solucionado por el modelo propuesta en el modelo por Braun et al. (2015), Se grafica una colina en 2D según que ha desarrollado una capa de regolito de espesor  $B(x)$  por la propagación en profundidad del frente de meteorización. El alcance de este frente es de  $z - B$ . el regolito está atravesado por el nivel freático  $H(x)$ . Sobre este límite el regolito no está saturado, bajo éste, sí. Figura tomada de Braun et al. (2016).

En condiciones anorogénicas, la distribución del regolito (y su conexión a la superficie) es definido durante la transición de condiciones saturadas a no saturadas. Lo que determina la geometría del regolito es la habilidad de éste de evacuar agua a través de su nivel base hacia la superficie.

En este modelo propuesto se postula que una variación en la tasa de precipitaciones, produce una perturbación en el perfil de regolito que es preservada en la etapa final de su evolución (Figura 14), es decir, mientras mayor sea la tasa de precipitaciones, mayor será la tasa de propagación del frente de meteorización y con esto la producción de regolito. Una vez que parte del sistema esté completamente no saturado, la geometría del regolito no se verá afectada a las variaciones de la tasa de precipitaciones, mientras que la geometría del nivel freático estará desconectada de la topografía en superficie.

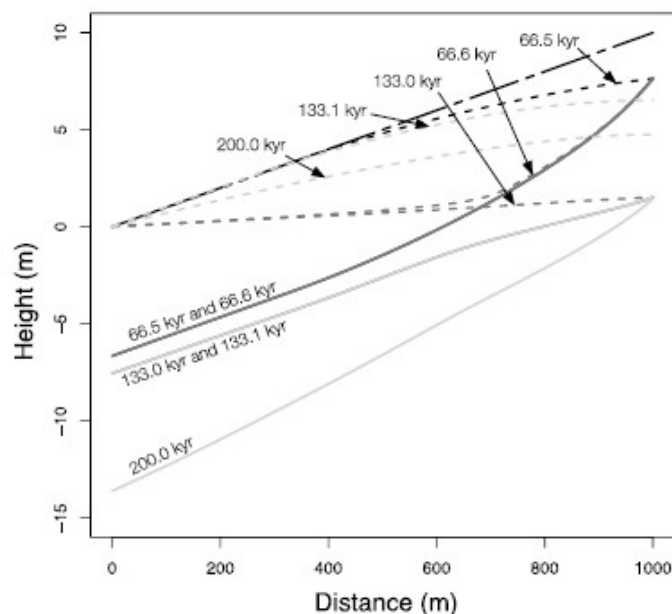


Figura 14: Se muestra la evolución del modelo en condiciones anorogénicas donde la precipitación es disminuida de manera gradual y arbitraria. Las líneas sólidas representan la base de la capa de regolito (o frente de meteorización); las líneas punteadas representan la superficie de la topografía. Figura tomada de Braun et al. (2016).

### 3.6. CIDRE

CIDRE es un modelo numérico 3D de evolución de relieve, que resuelve balances de masa entre material depositado y erodado para predecir variaciones topográficas (Carretier et al., 2009, 2014 y 2016).

CIDRE es un código C++ que permite modelar la dinámica de topografía en una cuadrícula regular de cuadrados de cierta cantidad de celdas. Al comienzo de un paso de tiempo, un volumen especificado de la lluvia cae. Las células se clasifican por la disminución de las elevaciones. La propagación de agua y sedimento se procedió en cascada a partir de la célula más alto para garantizar la conservación de la masa. Un algoritmo de flujo múltiple propaga el flujo de agua  $Q[L^3 T^{-1}]$  hacia todas las células aguas abajo proporcionalmente a la pendiente en cada dirección (Carretier et al., 2016. Figura 15). CIDRE es capaz también de modelar la evolución mineralógica del regolito a través de clastos, productos de la roca madre que se mueven y se meteorizan.

### 3.6.1 Balance de masa

Para un sistema simplificado, representado por un área rectangular de longitud unitaria (Figura 15), que incluye la interfaz entre tierra sólida y un fluido (aire o agua), a una elevación  $z$ , ya sea fondo de un río o una superficie de ladera, este valor cambia en cada celda de acuerdo con las 2 siguientes ecuaciones:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -\varepsilon + D + U, \quad (\text{Ec. 4})$$

y se define:

$$D = \frac{q_s}{L}, \quad (\text{Ec. 5})$$

donde  $\varepsilon$  es la tasa de erosión local  $[L T^{-1}]$ , ya sea de despegue o arrastre,  $D$  es la tasa de depositación local  $[L T^{-1}]$ ,  $U$  es la tasa de elevación o hundimiento  $[L T^{-1}]$ ,  $q_s$  es el flujo de sedimento entrante por unidad de ancho  $[L^2 T^{-1}]$ , y  $L$  es la distancia de transporte.  $L \geq \partial x$  para mantener el flujo de depositación  $D\partial x$  menor que el flujo que ingresa  $q_s$

El largo  $L$  determina la proporción del flujo sedimentario entrante que es depositado. Un valor grande para  $L$  implica poca depositación, que correspondería en un caso real, a un escenario de alta pendiente o de gran descarga, el flujo de salida por unidad de ancho  $q_s$  resulta de la suma del sedimento despegado de esta celda y el sedimento erodado previamente corriente arriba y que cruzó la celda sin depositarse. El flujo de sedimento  $q_s$  es entonces un valor no-local (Tucker & Bradley, 2010; Lajeunesse et al., 2015).

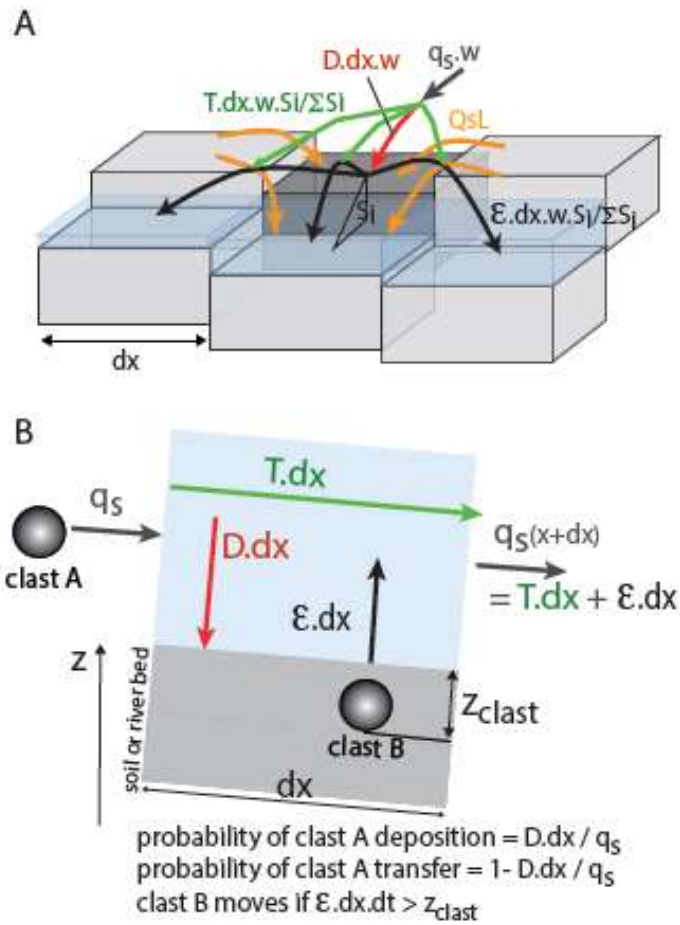


Figura 15: Ilustración de los procesos de erosión y depositación en CIDRE. (a) Flujo múltiple y diferentes flujos calculados:  $q_s$  [ $L^2 T^{-1}$ ] flujo entrante por unidad de ancho.  $T$  [ $L T^{-1}$ ] tasa de transferencia de sedimento en cada dirección de caudal.  $\epsilon$  [ $L T^{-1}$ ] es la tasa de despegue de material (sedimento o roca madre) desde la celda en la dirección de mayor pendiente.  $D$  [ $L T^{-1}$ ] tasa de sedimento depositado en la celda.  $q_s$  [ $L^2 T^{-1}$ ] es el volumen lateral de flujo sedimentario depositado en la celda.  $S_i$  es la pendiente en cada dirección de corriente.  $w$  =flujo.  $dx$  = ancho de la celda. El agua que ingresa es propagada a celdas más bajas proporcionalmente a la pendiente local en cada dirección. (b) Probabilidad de que un clasto sedimente, se transporte o se despegue, usando los flujos calculados por CIDRE. Figura tomada de Carretier et al. (2016).

### 3.6.2 Leyes de erosión y distancia de transporte

Para procesos de ladera, se tiene que:

$$\varepsilon = \frac{-kS}{dx}, \quad (\text{Ec. 6})$$

$$L = \frac{dx}{(1 - (\frac{S}{S_c})^2)}, \quad (\text{Ec. 7})$$

donde  $k [L^2T^{-1}]$  es el coeficiente de difusión,  $dx$  es la unidad de longitud de una celda de sistema,  $S$  es la pendiente local, y  $S_c$  es pendiente crítica. Si  $S$  es cercano a  $S_c$  el valor de  $L$  aumenta y la probabilidad de depositación de material disminuye.

En procesos fluviales, la erosión y la distancia de transporte son modeladas de acuerdo a las siguientes ecuaciones:

$$\varepsilon = (k_t q^\alpha S^\beta - t_c)^p \quad (\text{Ec. 8})$$

$$L = \xi q, \quad (\text{Ec. 9})$$

donde  $k_t$  es un coeficiente derivado de la ley de fricción de Chezy,  $q$  es la descarga de agua por unidad de ancho en la celda,  $S$  es la pendiente local,  $t_c$  es un valor de umbral de despegue y los exponentes son positivos. La ecuación 7 se deriva de asumir que  $\varepsilon \propto (t - t_c)^p$ . Donde  $t$  es el estrés de cizalle aplicado por el flujo de agua en la base del río (Tucker, 2004). La ecuación 8 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. Esta ley implica que la tasa de depositación disminuye cuando la descarga de agua por unidad de ancho  $q$  aumenta.

### Flujos 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:

$$w = k_w Q^{0.5}, \quad (\text{Ec. 10})$$

donde  $k_w$  (m/a) 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.  $w$ : amplitud del flujo;  $k_w$ : coeficiente que depende de la litología,  $Q (L^3 /T)$ : descarga de agua en la sección  $w$ .

## Erosión lateral

Los flujos de agua pueden erodar celdas laterales (Figura 15). Estas celdas son aquellas que están topográficamente arriba de la celda considerada y en una dirección lateral perpendicular a cada dirección del flujo. El flujo volumétrico sedimentario lateral  $Q_{sl} [L^3 T^{-1}]$  es simplemente una fracción del flujo sedimentario en la dirección considerada (Murray & Paola, 1997; Nicholas & Quine, 2007):

$$Q_{sl} = \alpha Q_s, \quad (\text{Ec. 11})$$

donde  $\alpha$  es un coeficiente de erodabilidad,  $\alpha$  es específico para sedimentos y es implícitamente determinado por las leyes de roca madre, proporcionalmente a su erodabilidad fluvial de la manera  $\alpha_{\text{sedimento}}/\alpha_{\text{rocamadre}} = k_{\text{sedimento}}/k_{\text{rocamadre}}$  ( $k$  de ríos).

## Difusión de sedimentos

Los sedimentos dejan una celda en la misma dirección en que lo hace el agua, justificado por la probabilidad de moverse proporcionalmente a la pendiente en caso de flujos en laderas. Mientras el agua se mueve de acuerdo a esta regla, el sedimento sigue la misma vía, en consistencia con procesos difusivos. Esto permite que el agua y los sedimentos se propaguen por áreas amplias, y es apropiado para el modelamiento de abanicos, valles fluviales y pedimentos.

## Producción de regolito

Se refiere a la tasa en que suceden todos los procesos que meteoricen de manera física o química la roca madre. Si no hay erosión la tasa de producción de regolito corresponde a la tasa en que el frente de alteración, que es el límite entre la roca madre y el regolito, se profundiza en un período de tiempo. En CIDRE se parametriza la generación de regolito según 2 leyes que describen la variación de su tasa de producción respecto al espesor de la columna de regolito sobre la roca (Figura 16). Estas leyes usadas ampliamente en la literatura, son la ley exponencial y la ley humped (Heimsath et al., 1997; Anderson & Humphrey, 2002; Strudley et al., 2006; Cohen et al., 2010; Carretier et al., 2014).

La ley exponencial sostiene que una roca es más susceptible de ser meteorizada al estar expuesta en la superficie, lo que implica que la tasa de producción de regolito es mayor en este caso. A medida que aumente el espesor



del regolito, se aísla cada vez más el frente de meteorización de factores ambientales, lo que causa un decaimiento de  $w$  descrito exponencialmente en función de la profundidad del frente de alteración (Heimsath et al., 1997, 1999).

La ley humped, indica que la producción de regolito se ve favorecida cuando existe cierto espesor de suelo (Gilbert, 1877) que propicia factores como la retención de fluidos, bioturbación (presencia de raíces y otros), etc. Que a su vez favorecen la tasa de meteorización. Cuando este espesor de regolito es superado, estos factores dejan de influir, y al igual que en la ley exponencial,  $w$  comienza a decaer exponencialmente. Es posible generalizar ambas leyes mediante la siguiente ecuación:

$$w = w_0 (e^{(-H/d_1)} - k_1 e^{(-H/d_2)}), \quad (\text{Ec. 12})$$

donde  $w_0$  ( $m a^{-1}$ ) es el valor de la tasa de regolito cuando la roca madre se encuentra expuesta según la ley exponencial,  $H$  ( $m$ ) es el espesor de la columna de regolito sobre la roca madre,  $d_1$  y  $d_2$  ( $m$ ) son factores que controlan el decaimiento de la curva de producción de,  $k_1$  es un coeficiente no dimensional que determina la magnitud de la meteorización de roca madre expuesta con respecto a  $w_0$  (Strudley et al., 2007). Para la ley humped la tasa de meteorización de la roca madre expuesta es  $w_0(1 - k_1)$ ;  $w_0$  toma valores que depende de factores litológicos o climáticos. La temperatura  $T$  ( $K$ ) y precipitaciones  $r$  ( $m a^{-1}$ ) favorecen la meteorización de la roca según la ecuación:

$$w_0 = k_w (r/r_0) e^{(-Ea/R (1/T - 1/T_0))}, \quad (\text{Ec. 13})$$

donde  $k_w$  ( $mol m^{-2} s^{-1}$ ) y  $Ea$  ( $J mol^{-1}$ ) son la constante de disolución cinética y la energía de activación asociada a la roca según su mineralogía,  $r_0$  una tasa de precipitación de referencia (1 m/a en este trabajo) y  $R$  es la constante universal de los gases ideales ( $8,314 J mol^{-1} K^{-1}$ ). Luego al combinar las ecuaciones queda lo siguiente:

$$w = k_w (r/r_0) e^{(-Ea/R (1/T - 1/T_0))} (e^{(-H/d_1)} - k_1 e^{(-H/d_2)}), \quad (\text{Ec. 14})$$

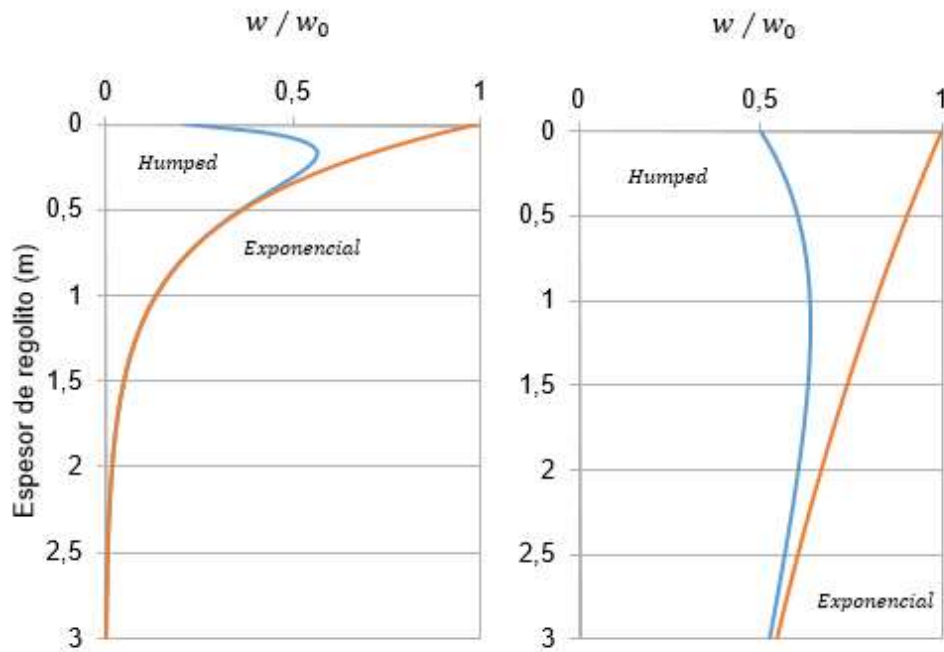


Figura 16: Leyes de producción de regolito. A la izquierda con  $d_1=0,5$  m;  $d_2=0,1$  m;  $k_1=0,8$ . A la derecha  $d_1=5$  m;  $d_2=1$  m;  $k_1=0,5$ . Al aumentar  $d_1$  y  $d_2$ , el incremento y decaimiento de  $w$  es menos sensible al espesor del regolito. La ley humped alcanza un máximo de  $w$  al existir cierto espesor de regolito.

## Modulo químico

CIDRE es capaz de cuantificar la evolución de la variación espacial del grado de meteorización y el flujo químico asociado a la disolución de rocas silicatadas, ya sea en una columna de roca y regolito, hasta simulaciones tridimensionales de evolución geomorfológica regional bajo distintas condiciones erosivas, tectónicas y climáticas.

Es en este punto donde los clastos funcionan como marcadores geoquímicos. Inicialmente los clastos forman parte de la roca madre, y a medida que la columna se meteoriza, estos se desprenden, formando parte del regolito y quedan sujetos a las leyes erosivas, de transporte y depositación calculadas por CIDRE. Los clastos representan en cada instante el regolito más próximo a cada uno de ellos, de modo que la integrar el volumen disuelto asociado al regolito que representa cada clasto, se obtenga una aproximación del flujo químico total en el sistema.

Inicialmente cada clasto esta modelado como una esfera con condiciones iniciales impuestas de composición mineral, tamaño, posición topográfica y profundidad. La disolución de un clasto sigue la siguiente ley:

$$\Delta V/\Delta t = -4 \pi r^2 \lambda V_m R_k e^{(-Ea/RT)}, \quad (\text{Ec. 14})$$

donde  $\Delta V/\Delta t$  ( $m^3 s^{-1}$ ) es la tasa de volumen disuelto,  $4 \pi r^2$  ( $m^2$ ) es el área geométrica superficial de una esfera de radio  $r$  ( $m$ ),  $\lambda$  es el factor de rugosidad de esta superficie,  $R_k$  es la tasa de disolución mineral,  $V_m$  ( $mol m^2 s^{-1}$ ) y  $Ea$  ( $kJ mol^{-1}$ ) son el volumen molar y la energía de activación de cierto mineral.  $R$  es la constante universal de los gases ( $8,314 J mol^{-1} K^{-1}$ ), y  $T$  ( $K$ ) la temperatura superficial.

Es posible que un clasto este integrado por más de una fase mineral. Para un clasto polimineral, este se disuelve a la tasa del mineral menos soluble. Además, cada mineral se disuelve a distintas velocidades, lo que deja espacios vacíos a modo de porosidad dentro del clasto. De esta forma, a medida que un clasto se disuelve, los minerales que lo componen lo hacen a tasas diferentes, dejando volúmenes vacíos dentro del mismo.

Se utiliza los datos locales de  $\varepsilon$  y  $D$ , calculados por CIDRE para determinar la probabilidad de que un clasto se mueva, cruce o deposite en una celda (Figura 17).

### 3.6.3 Clastos

El modelamiento de la disolución de clastos es una característica agregada recientemente (Carretier et al., 2018. Trabajo sometido a revisión) con sólo un trabajo previo de testeo y calibración (Martínez, 2014). Los clastos tienen una composición inicial definida, un radio también definido, el cual puede ser modificado en función del modelo, la profundidad inicial de un clasto, es posible también especificarla. Para un clasto despegado, si su profundidad es menor a la erosión calculada localmente, su probabilidad para que se transporte depende de la pendiente local relativa.

Un clasto puede despegarse y aun así no moverse, esto ocurre probablemente cuando su posición relativa está por debajo del volumen que se eroda (Figura 17), impidiendo que deje la celda. También el tamaño del clasto influye en la capacidad del flujo para moverlo. La probabilidad de mover un clasto está determinada por:

$$1.25 \left( \frac{\varepsilon dt}{2R} \right) \left( 1 - \frac{z_{clasto}}{\varepsilon dt} \right) \delta, \quad (\text{Ec. 15})$$

donde  $\delta = 1$  si la dirección de movimiento es paralelo a filas o columnas, y  $\delta = \frac{1}{\sqrt{2}}$  a lo largo de diagonales (una distancia más larga disminuye la probabilidad de dejar la celda). El valor de la ley de probabilidad (Ec. 15) es fijado 1 si se excede ese valor, lo que puede ocurrir si la superficie de erosión es mayor que el diámetro del clasto. El primer término de la ecuación indica que la distancia de viaje es independiente del timestep, y que el tamaño del clasto tiene una relación inversa a la probabilidad de movimiento. El segundo término disminuye la probabilidad de movimiento si es que la profundidad a la que está el clasto es alta. El coeficiente 1.25 es un ajuste a la población de clastos según predicciones teóricas. Si un clasto se despega, pero no deja la celda, permanece en su superficie (Carretier et al., sometido).

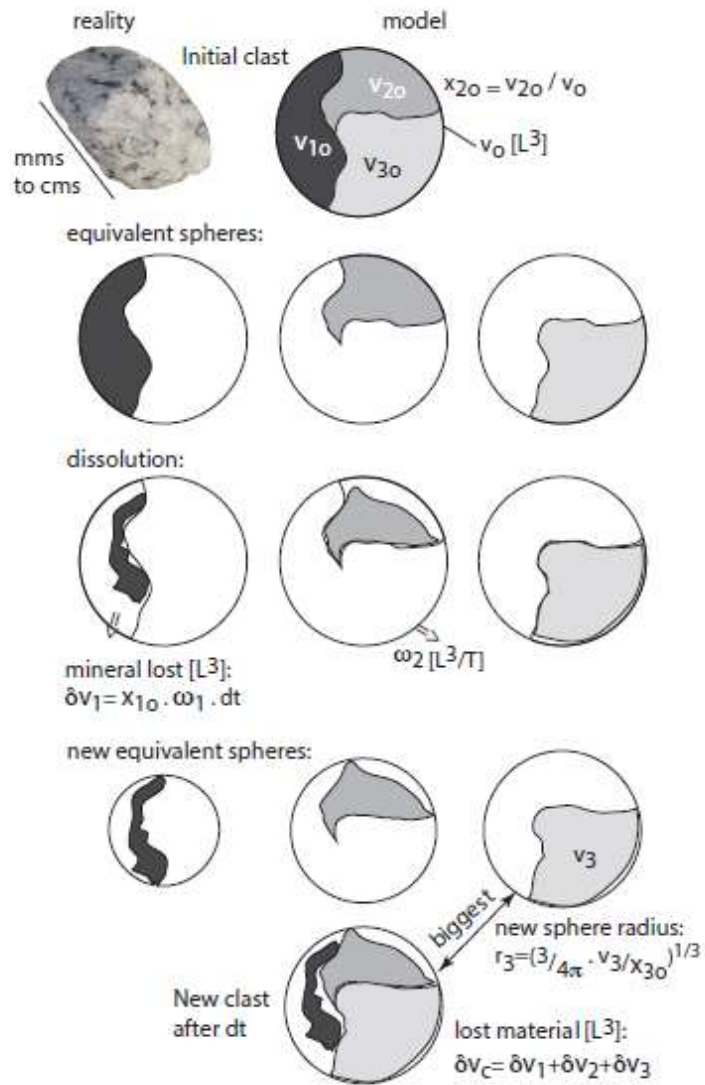
Para calcular la disolución polimineral, se asume en primer lugar, que cada mineral se disuelve su cinética de reacción y con respecto al área externa de un clasto esférico que lo contiene en proporción al volumen que va quedando (Figura 17).

CIDRE es capaz de calcular el volumen disuelto en cada una de estas celdas, para esto se consideran todos los clastos que se presenten disolución dentro de esta.

Los clastos pueden ser encontrados en tres capas, en la capa sedimentario superior, que ha sido depositada en el último ciclo de cálculo, en una capa de regolito inferior que ha sido generada in situ o desde un ciclo anterior, o en la roca fresca (Figura 18). Para el primer caso, cada clasto disuelto representa un mismo volumen de regolito depositado. Para el segundo, cada clasto disuelto representa al volumen de regolito más próximo a él con respecto a la profundidad; y en el tercer caso, no existe disolución. Pueden existir celdas en las que no existan clastos en el regolito, o sus partes, en caso de que no existan en la capa superior, se calcula el volumen disuelto en base al volumen disuelto por el clasto superior de la capa inferior. En caso de que la capa inferior no presentase clastos, el volumen disuelto se estima en base al promedio de lo disuelto por los clastos de la capa superior. Por último, cuando no existen clastos en la totalidad del regolito, no se calcula flujo alguno para esta celda.

Se toma en cuenta el espesor de regolito de la celda al estimar el flujo integrado de todo el sistema  $W(m^3/a)$ . Para esto se calcula primero el flujo químico en disolución de cada celda  $w_{cell} (m^3/a)$ , en base a la disolución de los clastos presentes, luego se añaden estos valores y la suma se pondera por la razón de volumen de regolito con y sin clastos, (Carretier et al., 2015. Figura 15).

Para cada clasto de manera individual CIDRE entrega como resultados, la edad del clasto, el volumen perdido para cada mineral componente de manera individual, y su posición dentro del modelo, entre otras cosas.



**Figura 17:** Disolución de un clasto compuesto inicialmente por 3 fases minerales: una fase muy soluble (negro), otra de poca solubilidad (gris) y una tercera casi insoluble (gris claro). Pevio a la disolución el tamaño del clasto está determinado por las condiciones iniciales y se considera como volumen inicial la proporción de superficie con respecto a la esfera equivalente. Una vez se diluye el clasto, la nueva área de cada mineral se pondera con respecto a una nueva esfera equivalente, la esfera de mayor tamaño se considera como el contorno del nuevo clasto post-disolución. Este proceso evita que, al modelar dentro de un mismo clasto minerales con tasas de solubilidad muy distintas, el espacio dejado por la rápida disolución, sea considerado como espacio no vacío en el modelo. Imagen de S. Carretier et al. (Sometido).

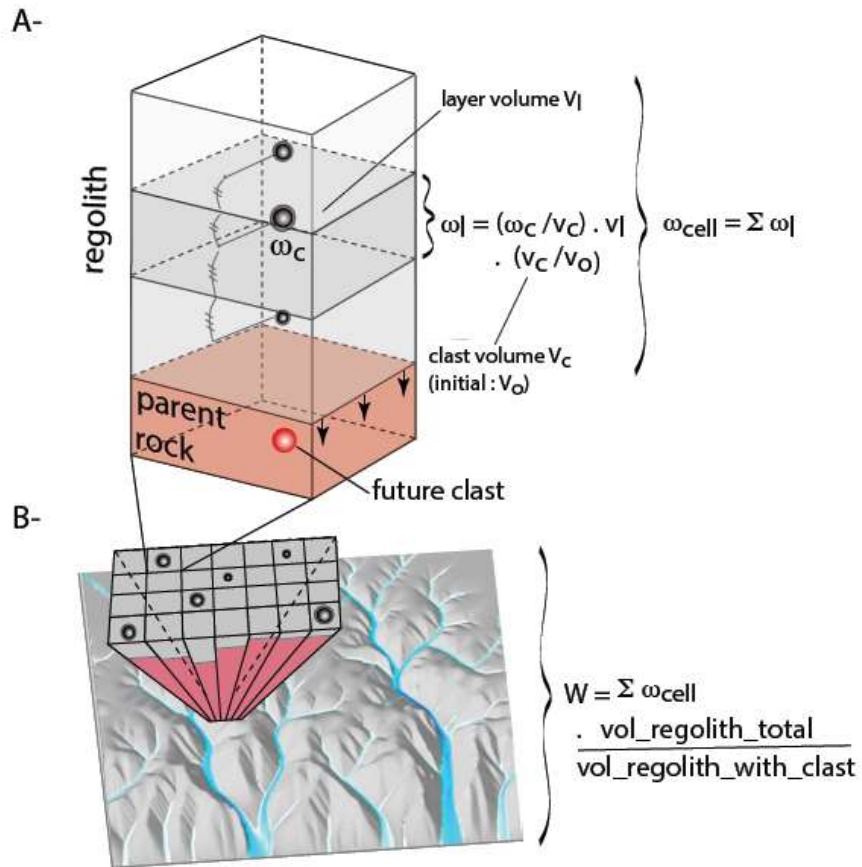


Figura 18: Representación de las celdas en que CIDRE discretiza el espacio modelado como celdas de base cuadrada de lado  $dx$ , y como se calcula el flujo químico asociado a la meteorización de clastos en ellas presentes. A: se calcula el flujo disuelto de las distintas capas de sedimento en función del volumen disuelto de cada clasto, y se calcula el total de volumen disuelto para una celda como la sumatoria de cada flujo disuelto calculado en cada clasto de la celda. B: al calcular el flujo disuelto de una celda, se muestra la ecuación que se utiliza al calcular el flujo total del sistema incluyendo las celdas con y sin clastos. Imagen de S. Carretier et al. (Sometido).

## 4. CONFIGURACIÓN DEL MODELO DE REFERENCIA

### 4.1 MARCO TEMPORAL

Para efectos de este estudio se abarca los últimos 10 Ma. de evolución de la cordillera de la Costa, Según lo observado por distintos autores (Borde, 2006; Farías et al., 2008), el desarrollo de la cordillera de la Costa considera una fase inicial, para este período, en el Mioceno medio, con peneplanicies a gran altura, en torno a los 2000 m.s.n.m., cuyo relieve es interpretado principalmente por deflación. Dado esto, se configura inicialmente el modelo como un bloque alzado, o peneplanicie, de altura 2000 metros, y que se deja erodar por 10 Ma.

### 4.2 CONDICIONES DE BORDE

En una simulación de larga duración se asume que el material despegado se transporta río abajo, resultando en el desarrollo de quebradas debido a la erosión ocasionada por el material que fluye, en este contexto se considera que el material transportado río abajo (En dirección O) sale del sistema sin reingreso, caso similar al lado E, que representaría el efecto de la depresión central adyacente a la zona; por otro lado, el material que sale por los lados N o S es reingresado por el lado opuesto (material que sale por el norte reingresa por el lado sur, y viceversa).

### 4.3 PARÁMETROS DEL MODELO DE REFERENCIA

En primera instancia se buscará configurar un modelo que genere la respuesta buscada y en secciones posteriores se discutirá la validez de los resultados obtenidos.

Se modelará con CIDRE el área de interés como una región rectangular de orientación E-O de dimensiones de 25 por 37,5 kilómetros (Figura 19). Los archivos de salida pueden corresponder a secuencias de la evolución de la topografía, de evolución química y física entre otras cosas.

La topografía es representada por una malla de 100 x 150 celdas, que representan áreas de 250 x 250 m. cada una. La resolución fue elegida intentando optimizar la precisión del modelo versus el tiempo empleado en cada simulación.

Tabla 1: Configuración de la malla del modelo

Resolución	100 x 150 celdas
Tamaño de Celda	250 x 250 m
Tiempo	10 M.a
Intervalo de cálculo	200 años/ciclo

Durante la simulación, se fijan 2 tipos de condiciones de borde: (i) las caras E y O se mantienen libres de manera que el material pueda fluir fuera del modelo, sin reingreso; (ii) las caras N y S se modelan como un bucle donde el material que sale del modelo reingresa por el lado opuesto.

El coeficiente de precipitación anual (0.4 metros por año) fue sacado de los datos actuales encontrables en <http://es.climate-data.org/location/21738/>. Además, se sabe que el patrón de lluvias de la zona se habría mantenido relativamente constante desde el Mioceno e incluso desde el Eoceno medio (Parrish et al., 1982).

La tasa de producción de regolito esta parametrizada según las leyes anteriormente descritas (Humped o exponencial, ec. 13), y, ajustando estos valores a fin de reproducir lo observado en Curacaví. Dentro de los parámetros que se utilizan, el valor la constante de disolución cinética ( $K_w$ ) para la litología a modelar se calibra como una ponderación de los coeficientes de disolución mineral de los minerales principales que componen la parte menos alterada lo estudiado en Curacaví (Albita, cuarzo, hornblenda y biotita, tabla 2). Se esperaría que la tasa de disolución total del sistema estuviese en torno a  $\sim 10^{-4}$  mol  $m^{-2} a^{-1}$  pero para este estudio en primera instancia se utilizará un valor inicial de orden  $10^{-3}$  mol  $m^{-2} a^{-1}$ , en inicio más favorable a la generación de regolito, y cuya representatividad se testeará más adelante.

Tabla 2: Coeficientes de disolución utilizados, a PH neutro (6-8), obtenidos de Palandri y Khakara (2004).

Mineral	Coeficiente de disolución (mol $m^{-2} a^{-1}$ )
Albita	$\sim 10^{-4}$
Cuarzo	$\sim 10^{-6} - \sim 10^{-7}$
Hornblenda	$\sim 10^{-1} - \sim 10^{-4}$
Biotita	$\sim 10^{-2} - \sim 10^{-3}$



El coeficiente de erodabilidad de la roca base ( $K_{br}$ ), El coeficiente de erodabilidad aluvial ( $K_{all}$ ), así como los exponentes m y n de la ecuación 15, fueron calibrados basándose en el estudio de Giachatela et al. (2015).

Tabla 3: Resumen de configuración de parámetros erosivos y relacionados con los clastos para el modelo. Para el cálculo de la denudación del sistema se toman inicialmente los valores utilizados en Carretier et al. (2014) y luego se analiza el efecto de cambiar estos valores

Parámetros Erosivos	
Nombre de la variable	Valor(es) utilizados
Tasa de precipitaciones (m/a)	0.4
Temperatura (°C)	16
Coeficientes de erosión: Aluvial ( $K_{all}$ ) De roca base $K_{br}$	5 E-5 1 E-5
Exponentes para la erosión fluvial de la roca base: M N	0.7 1.5
Calculo de Flujo Químico (Ec. 13) $K_w$ ( $mol\ m^{-2}\ a^{-1}$ ) D1 (m) D2 (m) K1 (m/a)	5E-3 4 0.4 0.5
Largo de Transporte	0.5
Parámetros de los clastos	
Radio de clastos (mm)	1, 2, 3, 4
Numero de clastos	300
Mineralogía y composición inicial	Albita (50%), Cuarzo (25%) y Biotita (25%)

## Configuración de Clastos

El objetivo específico para la utilización de clastos, es decir, de marcadores químicos dentro del modelo es para analizar el empobrecimiento químico que se presentará en el regolito insitu según evoluciona el modelo. Para esto se busca estudiar primer lugar si para una determinada configuración inicial el modelo es capaz de generar regolitos insitu en torno a 20 metros de potencia, y, en segundo lugar, estudiar el grado de empobrecimiento de estos regolitos. Dentro de la configuración inicial, cada clasto posee 3 características que definen su comportamiento: composición inicial, posición inicial y diámetro inicial.

La composición de los clastos en el modelo corresponde a la concentración relativa de las muestras de mayor profundidad en el estudio de Vázquez et al. (2016) (Figura 6), que presenta menor alteración, y que se supone que representarían las concentraciones en la roca base de dichos minerales, por limitaciones del modelo, se modelan cuarzo, albita y biotita.

Como concentraciones iniciales se utilizan los valores de roca inalterada, que no ha sufrido procesos de meteorización ni transporte, esto para las concentraciones iniciales de cuarzo y biotita; dada la degradación de albita en caolinita, y que se asume que no ha existido transporte, se considera con valor inicial la suma de ambas. Luego se normaliza en función de estos tres minerales (Tabla 2).

La posición inicial de los clastos depende de las zonas de acumulación de regolito; por lo tanto, previo al posicionamiento de clastos se ejecuta un modelo sin estos, para analizar primero si el modelo es capaz de generar regolitos potentes, se identifican las zonas de mayor generación de regolito insitu como puntos de interés. Cada punto de interés posee una distribución de clastos en profundidad de manera equiespaciada, lo que en el presente trabajo se traduce como 6 puntos de interés (Figura 19a), a modo de sondaje. Cada punto posee clastos alineados verticalmente con un espaciamiento de 2 cm en su coordenada de profundidad (Figura 19b), de esta manera obtener perfiles evolución y de empobrecimiento en puntos topográficamente similares a los de toma de muestra en Ramírez (2015) (Figura 8).

La elección del tamaño de clastos se hace intentando encontrar un equilibrio entre el tiempo de reingreso y el tamaño del clasto. Si se utilizasen como marcadores químicos clastos de radio pequeño, estos se empobrecerían a mayor velocidad debido a su relación superficie-tamaño, además, son más fáciles de diluir y transportar que otros de mayor tamaño, por lo que presentan períodos de residencia más cortos. Por otro lado, mientras mayor es tamaño el tamaño de clastos utilizado, mayor será la dificultad para meteorizarlos.

Se modelan distintos tamaños de clastos, con el fin de determinar cómo distintos rangos de tamaño son capaces de incidir en los resultados. Además, se modela la influencia del número de clastos que se incluyen en el modelo y su influencia en la precisión de los resultados.

Existe dificultad al decidir qué tamaño de clasto es el apropiado para la modelación, ya que sus características están definidas por el medio en que se desarrollan y no al revés. Por ejemplo, en los perfiles de disolución de Albita presentados en los modelos de Brantley & Lebedeva (2011), se utilizan clastos de 1 mm de radio. En el presente estudio se evaluarán para una misma configuración base, distintos tamaños de clastos, esperando encontrar en los resultados una relación inversa entre el tamaño de clasto utilizado y el empobrecimiento de estos.

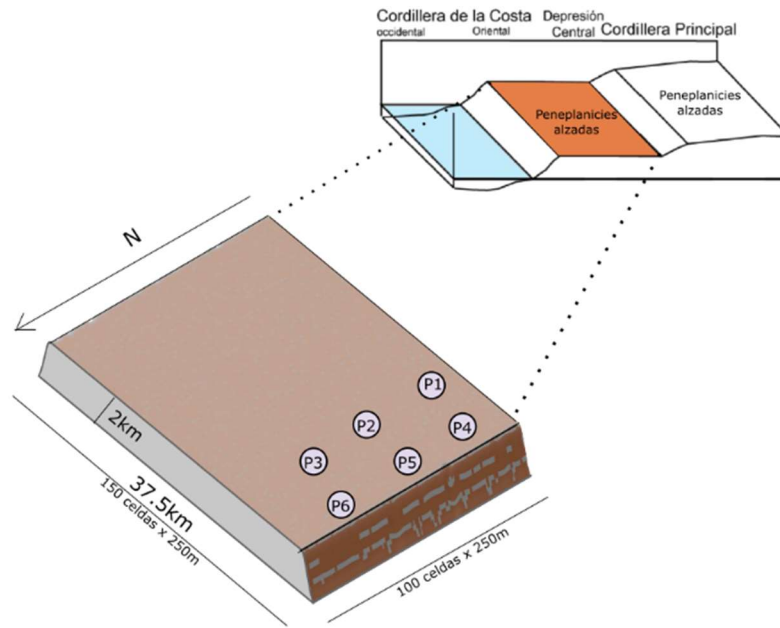
Con respecto a los clastos, CIDRE entrega como resultados, para cada iteración, y para cada clasto, sus coordenadas en la malla, su edad, tomada desde el último reingreso, el volumen del clasto, y la concentración relativa para los minerales modelados con respecto a la concentración fijada en un inicio. Con los datos de profundidad, volumen y concentración, es posible calcular el empobrecimiento de cada clasto con respecto a la concentración inicial, y graficar versus la profundidad a la que se encuentra. Para calcular porcentualmente el volumen perdido por cada mineral dentro de cada clasto se utiliza la siguiente ecuación:

$$E = \left( \frac{V_i C_i - V_f C_f}{V_i C_i} \right) \times 100 \quad (16)$$

donde  $E$  (%) corresponde al volumen perdido porcentualmente,  $V_i$  y  $V_f$  ( $m^3$ ) son los volúmenes iniciales y finales de los clastos, y,  $C_i$  y  $C_f$  (%), son las concentraciones iniciales y finales del mineral modelado.

La utilización de clastos al momento de modelar tiene como objetivo generar un perfil de empobrecimiento con los clastos en cada punto de interés, es por esto que, para la construcción de un perfil del volumen perdido por los clastos insitu, se consideran como datos validos aquellos que no se hayan movido de su posición de origen (ejes x e y, el movimiento en el eje z si está permitido), y que además no hayan reingresado en el último ciclo al modelo, es decir aquellos clastos con edad 0 (ingresarían con volumen completo, al no haber pasado un ciclo de cálculo en el modelo, lo que alteraría el resultado).

a)



b)

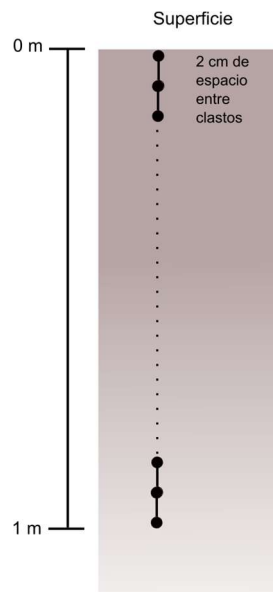


Figura 19: Configuración del modelo en t=0. a) muestra el bloque que representa las peneplanicies descritas para la zona (Vázquez et al., 2016). Adicionalmente se ilustra la disposición puntos de interés en los cuales los clastos se distribuirán a modo de sondaje. b) Disposición en profundidad de los clastos para cada punto de interés presentes en a). En el instante t=0 disponen los clastos en profundidad, desde este punto, hasta un metro dentro de la roca, con un espaciamiento de 2 cm.

## 4.4 RESULTADOS DEL MODELO DE REFERENCIA

### Consideraciones previas

Dado que la metodología de trabajo en este estudio pasa por analizar y comparar distintos modelos entre sí, el modelo de referencia cuyos resultados se presentarán a continuación se denominará como modelo A.

#### 4.4.1 Desarrollo de topografía.

El desarrollo del relieve que representa lo ocurrido en la zona de Curacaví durante los últimos 10 millones de años se observa en la figura 20. Los procesos de meteorización generan un relieve con orientación N-S, La simetría que pudiese existir queda limitada por las diferentes condiciones de borde establecidas para los límites E y O. Se compara la evolución de la topografía con respecto a lo propuesto en Farías et al. (2008) (Figura 4).

Existe un retroceso en puntos de alto caudal, similar al retroceso de los knickpoints descritos, esperables debido al proceso de deflación que influyó el desarrollo de la cordillera de la Costa. Se observan lineamientos remanentes, en los peaks de altura con respecto a la configuración inicial, que, al compararlo con lo existente en la cordillera de la Costa, podrían ser un símil a las peneplanicies que existen en la zona (Figura 20e). La altitud promedio del modelo decrece de manera casi lineal a lo largo del modelo llegando a un promedio de 900 metros (Figura 21) con un peak de 1900 metros. El regolito se acumula principalmente en las quebradas desarrolladas y a los pies del relieve. La capa de regolito tiene un espesor promedio de 20 metros, además, presenta una franja ubicada a los pies de del relieve, con un espesor cuasi constante de 10-20 y con peaks de hasta 45 metros en las zonas de quebradas.

Dentro de la evolución del modelo en los 10 Ma, se observa que, a medida que el relieve decrece de manera cuasi lineal, el espesor promedio del regolito tiene una leve tendencia al alza, pero con valores siempre cercanos a los 20 metros promedio (Figura 21). Por otro lado, la tasa de erosión, luego del desequilibrio inicial, decrece con una leve pendiente hasta llegar en lo que correspondería al presente a un valor de 60 m/Ma. (Figura 22).

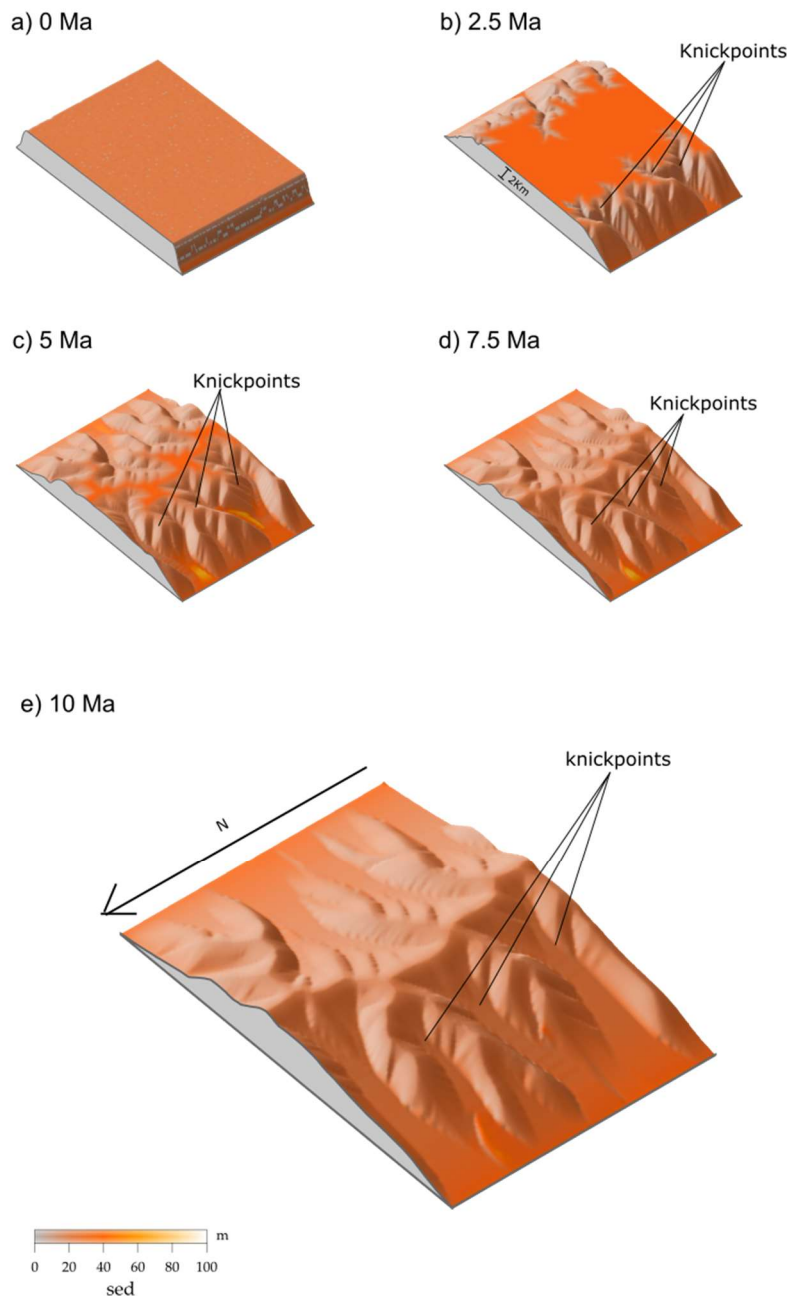


Figura 20: Evolución del relieve y de la capa de regolito a lo largo del modelo. Se observa la orientación general del modelo N-S. desarrollo de knickpoints, y su avance en dirección E. Se remarca en la figura, el área que correspondería a la zona de toma de muestras en los que se basa este estudio (Ramírez, 2015; Vázquez et al., 2016).

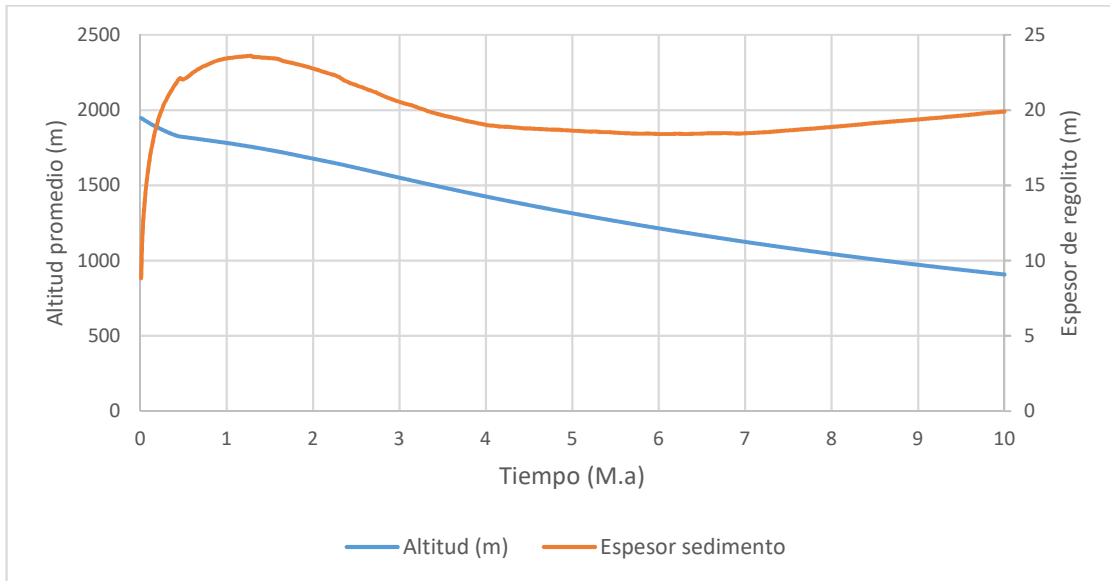


Figura 21: Desarrollo de la tasa de erosión y el espesor promedio de la capa de regolito durante los 10 Ma de evolución que calcula el modelo, representando desde el inicio del Mioceno hasta la actualidad. La altitud promedio en un inicio es de 2000 metros, simulando un bloque plano, y luego se deja erodar sin movimiento tectónico por lo que el decrecimiento observado es solamente debido a denudación.

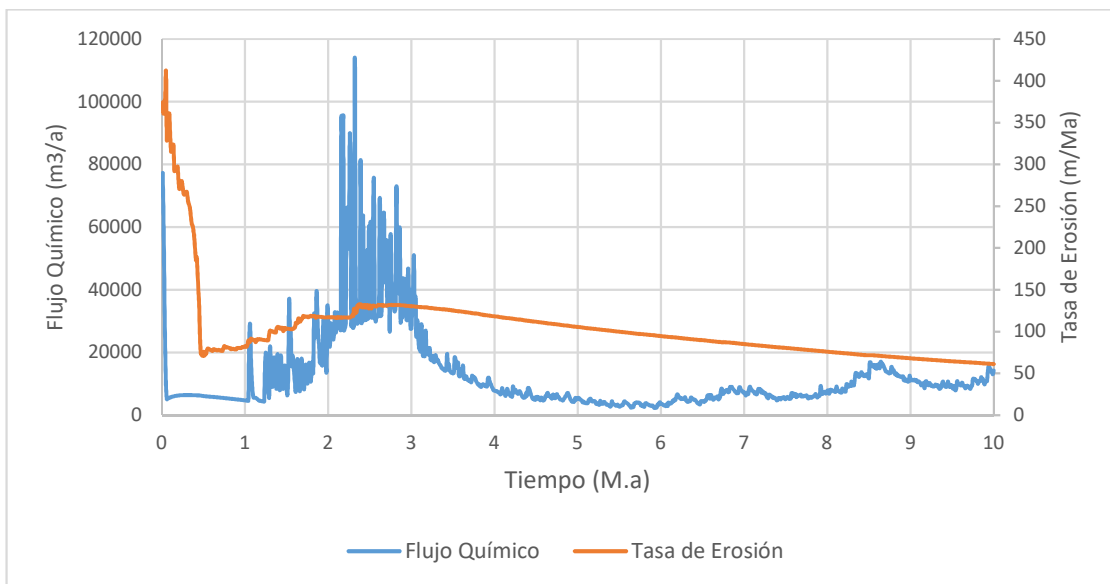


Figura 22: Desarrollo de la tasa de erosión y el flujo químico durante los 10 Ma de evolución que calcula el modelo, representando desde el inicio del Mioceno hasta la actualidad. El comportamiento inestable del flujo químico entre los 1 y 3 Ma, corresponde a una fase de relieves abruptos en los bordes del modelo, con salida y reingreso fuerte de clastos. El alto valor del flujo químico se relaciona con la facilidad de la biotita en ser disuelta y la alta frecuencia de reingreso de clastos, además de ser una función aun en desarrollo de CIDRE.

#### 4.4.2 Desarrollo de clastos y perfil de empobrecimiento

Con el volumen relativo para cada clasto relacionado con la profundidad a la que se encuentra, se construye un perfil de empobrecimiento de albita (Figura 23). Los puntos donde los clastos no presentan pérdida de volumen indican su posición inicial, es decir el contacto *roca madre – regolito*. Para los puntos de interés trabajados esta interfaz está entre los 15 y 20 metros de profundidad. El empobrecimiento llega a su peak en superficie con una pérdida de volumen de hasta un 55% del volumen inicial

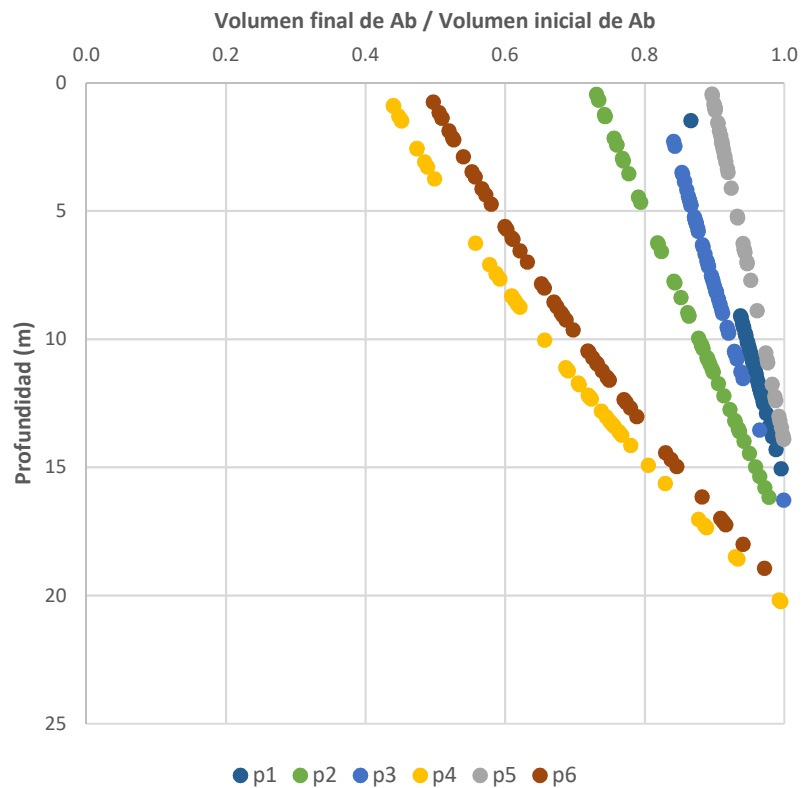


Figura 23: Vista en profundidad del empobrecimiento de albita para cada punto de interés. El valor 0 indica que un clasto ha perdido todo su volumen de albita, mientras que un valor 1 indica que no ha perdido volumen. Los clastos a mayor profundidad indican la localización de la interfaz *roca madre-regolito*. Los valores de empobrecimiento mostrados corresponden a la etapa final del modelo cuyos clastos son fijados a 2 mm de diámetro.



Se presentan de manera resumida para cada punto de interés en la tabla 4, utilizando como referencia el modelo con clastos de 2 mm de diámetro. Se puede observar también que, para los puntos utilizados, un mayor porcentaje de empobrecimiento está relacionado con un mayor tiempo de residencia.

En trabajos anteriores (Vázquez et al., 2016) se calculó la edad máxima de residencia de un grano mineral en el saprolito, dando como resultado de 0.5 a 1.8 Ma. En el presente estudio el período máximo de residencia está en torno a los 400 ka.

Tabla 4: Valores promedio del empobrecimiento de los minerales modelados para cada punto de interés y promedio de empobrecimiento total para cada mineral modelado. Los porcentajes corresponden al volumen perdido con respecto al volumen inicial de cada mineral.

Punto	E. Cuarzo	E. Albita	E. Biotita	E. Promedio
P1	0.26%	8.14%	95.20%	27.94%
P2	0.19%	13.74%	95.26%	30.74%
P3	0.15%	10.56%	95.96%	29.31%
P4	1.13%	34.33%	94.98%	41.19%
P5	0.09%	6.22%	81.72%	23.56%
P6	0.54%	30.68%	97.61%	39.87%
Promedio	0.39%	17.28%	93%	32.10%

Los resultados, esta vez, enfocados en el empobrecimiento de la albita, separados por el tamaño de clasto utilizado, se presentan en la tabla 5, donde se observa que el empobrecimiento promedio para los modelos según el tamaño de clastos utilizado va desde un 6,1% al utilizar clastos de 4 mm de radio, hasta un 26,3% en los clastos de 1 mm de radio.

Tabla 5: Edades promedio de clastos para cada set de tamaño de clastos.

Dato / Diámetro de clastos	1 mm	2 mm	3 mm	4 mm
Edad promedio	117359	161628	117359	117359
Edad máxima de clastos	401660	404280	307000	316418

Por último, se presenta una tabla comparativa de las características generales de lo existente en Curacaví, y lo calculado por CIDRE (Tabla 6), y el resumen comparativo entre lo calculado en el presente modelo y los datos obtenidos de estudios previos (Tabla 5).

Tabla 6: Valores de empobrecimiento de Albita para cada tamaño y posición de clasto testeado.

Punto/Diámetro de Clastos	1 mm	2 mm	3 mm	4 mm
P1	12.08%	4.64%	7.09%	4.16%
P2	20.04%	13.74%	6.49%	4.37%
P3	22.02%	10.56%	4.94%	3.46%
P4	47.31%	31.09%	14.53%	12.59%
P5	11.57%	6.22%	2.33%	1.90%
P6	45.33%	30.68%	7.09%	5.99%
Total	26.39%	16.15%	7.08%	5.41%

Tabla 7: Resumen de comparación de aspectos principales entre los datos medidos y modelados.

Característica	Datos de referencia	Resultados del modelo
Altura promedio (m)	800 – 950	907
Peak de altura (m)	~1900	1900
Espesor de regolito (m)	~20	20
Peak de espesor (m)	40	40
Empobrecimiento de albita	27%	6 – 28%
Peak en superficie	45%	40%
Empobrecimiento mineral total	27%	6 – 26%
Tasa de erosión (m/Ma)	20 -70	60

## 4.5 TEST DE SENSIBILIDADES

Con el objetivo de analizar la influencia de la configuración inicial en el modelo resultante, se realizan distintos test de sensibilidad, variando distintos parámetros alrededor de los utilizados en el modelo propuesto (Tabla 8). Todo esto fijando el tamaño de clasto a 2 mm de diámetro. La elección de los parámetros va en función de la sensibilidad que presenta el modelo a su variación. Dada la gran cantidad de datos que genera cada modelo, se presentaran en este capítulo los aspectos más relevantes de cada test. Los resúmenes completos estarán en la parte de Anexos.

Para efectos del análisis se considera que un sistema estará más desarrollado cuando presenta un relieve más erodado, es decir, una menor altura promedio.

Tabla 8: Parámetros analizados y rango de valores utilizados en la configuración inicial de los test de sensibilidad.

Parámetros Erosivos	
Nombre de la variable	Valores tomados en análisis de sensibilidad
Tasa de precipitaciones (m/a)	0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.6
Temperatura (°C)	12,16,20
Coeficientes de erosión K <sub>br</sub> K <sub>all</sub>	0.5E-5, 1E-5, 5E-5, 1E-4 0.5E-5, 1E-5, 5E-5, 1E-4
Calculo de Flujo Químico (Ec. 14) K <sub>w</sub> (m/a) D <sub>1</sub> (m) D <sub>2</sub> (m) K <sub>1</sub>	1E-4, 2E-3, 4E-3, 8E-3 2, 4, 8 0.2, 0.4, 0.8 0, 0.5, 1
Largo de Transporte	0.25, 0.5, 0.75, 1
Numero de clastos	250, 500, 2000
Parámetros de los clastos	
Radio de clastos (mm)	1, 2, 3, 4
Numero de clastos utilizados	150, 300, 600

#### **4.5.1 Variación de la tasa precipitaciones**

La tasa de precipitaciones es un factor de primer orden en el desarrollo del relieve para este modelo. Se varía la tasa de precipitaciones entre 0,2 y 0,6 m/a. A mayor tasa de precipitaciones, mayor es la denudación que se observa, con un consiguiente mayor espesor de la capa de regolito y una mayor tasa de empobrecimiento de los clastos (Tabla 13, anexos).

Se observa una gran variación en la altitud promedio del resultado desde 631 hasta 1.302 metros (Tabla 13, anexos). En el caso de la capa de regolito que se desarrolla, si bien aumenta al aumentar la tasa de precipitaciones, de 19,3 a 19,98 m., este valor es relativamente bajo, sin embargo, la distribución de esta capa, si varía en gran medida, llegando a alcanzar peaks de 110 metros de espesor de los depósitos en los valles, para el modelo de menor tasa de precipitaciones.

La tasa de erosión del sistema se mantiene estable, variando entre 57 y 61 m/Ma. El flujo químico generado, presenta una gran variación, aumentando en gran medida con un modelo más lluvioso pasando de 14.000 a 44.000 m/a.

El modelo de baja tasa de precipitación genera clastos más empobrecidos, además, la alta edad promedio de los clastos con respecto a los modelos de mayor precipitación indica que los clastos están sujetos a procesos de meteorización química durante un mayor tiempo antes de salir del sistema, lo que explicaría la mayor pérdida de volumen. El que presente un mayor peak en el espesor de regolito podría deberse a una menor tasa de meteorización en el sistema que favorecería la acumulación de regolito.

#### **4.5.2 Variación de la temperatura**

La temperatura se varía  $\pm 4^{\circ}\text{C}$  en torno al valor inicial, variaciones mayores no representarían escenarios realistas. Para los valores utilizados y según lo observado en la tabla 16, el utilizar una mayor temperatura favorece el desarrollo de regolito y el empobrecimiento de los clastos. La relación es directa, aunque leve. La evolución del relieve apenas se ve afectada, con topografías para todos los casos similares, y, variando la altitud promedio de 911 a 905 metros al variar la temperatura entre 12 y 20  $^{\circ}\text{C}$ . La tasa de erosión del sistema no varía de 60 m/Ma (Tabla 17, anexos).

### 4.5.3 Configuración $K_{br}$ vs $K_{all}$

Los valores de  $K_{br}$  y  $K_{all}$ , se configuran de acuerdo al relación inversa sí que generan en el modelo, mientras que  $K_{all}$  se relaciona con la capacidad erosiva del medio,  $K_{br}$ , sería la resistencia de la roca base a ser erodada. Para calibrar su relación, se modelan distintas combinaciones  $K_{br} - K_{all}$  (Figura 24), y como resultado de esto se observa que cuando el valor de  $K_{all}$  se acerca al de  $K_{br}$  el modelo se meteoriza muy lentamente, perdiéndose menos de un 10% del material total para la duración del modelo. Por otro lado cuando  $K_{all}$  es superior a  $K_{br}$ , el modelo si se desarrolla, y si la diferencia entre estos valores aumenta, la denudación del sistema se dispara, generando relieves planos, de poca altura. La tasa erosiva, el empobrecimiento y el espesor de regolito apenas varían en este test, no mostrando tendencia alguna. Fijando el valor de  $K_{all}$  dentro del rango propuesto por Giachatela et al. (2015), es posible calibrar el valor de  $K_{br}$  (Para  $K_{all}$ , el rango de la calibración abarca un valor entre 5-E5 y 1E-4).

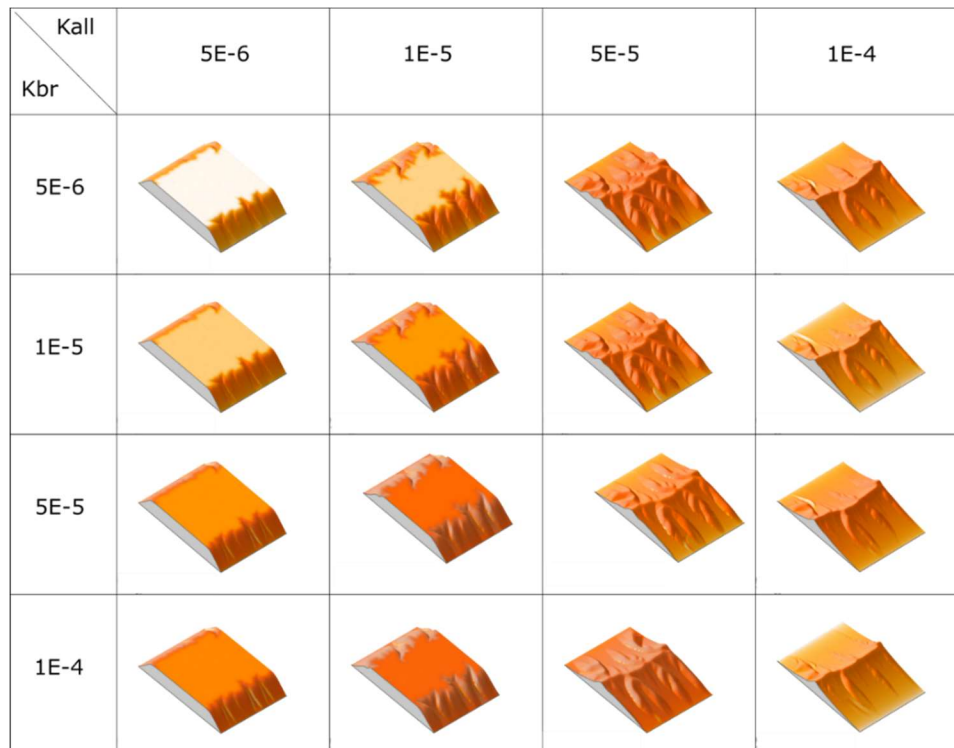


Figura 24: Fase final del modelo, a los 10 M.a, evaluado en distintas combinaciones  $K_{br} - K_{all}$ , cada grilla corresponde a la fase final al utilizar los valores indicados en los ejes. Para el caso en que  $K_{all}$  es menor o igual a  $K_{br}$  que el modelo no considera de igual manera ambos coeficientes y que parte del cálculo ejecutado por CIDRE es de carácter probabilístico, es posible que se desarrolle relieve en estos casos, aunque levemente.

#### 4.5.4 Variación del largo de transporte

El largo de transporte, controla la probabilidad de depositación de clastos, valores bajos de L, implican una mayor tendencia a que los clastos y el material transportado se deposite. Al variar este parámetro, se observa una gran sensibilidad en los resultados, la topografía varía enormemente inversamente proporcional al valor de L. Para un valor alto, el modelo presenta un menor relieve y viceversa (Figura 34, anexos).

El desarrollo de la topografía de este modelo varía en gran medida al variar este parámetro, pasando de alturas promedio de 650 m (L=1), a 1137 m; (L=0.25), el espesor promedio de regolito no varía; sin embargo, su distribución si lo hace, con espesores de regolito peak desde 40 (L=1) a 80 metros (L=0.25) (Tabla 15). La tasa de erosión del sistema baja levemente junto con el valor de L, aunque manteniéndose dentro de los rangos obtenidos por Vázquez et al. (2016).

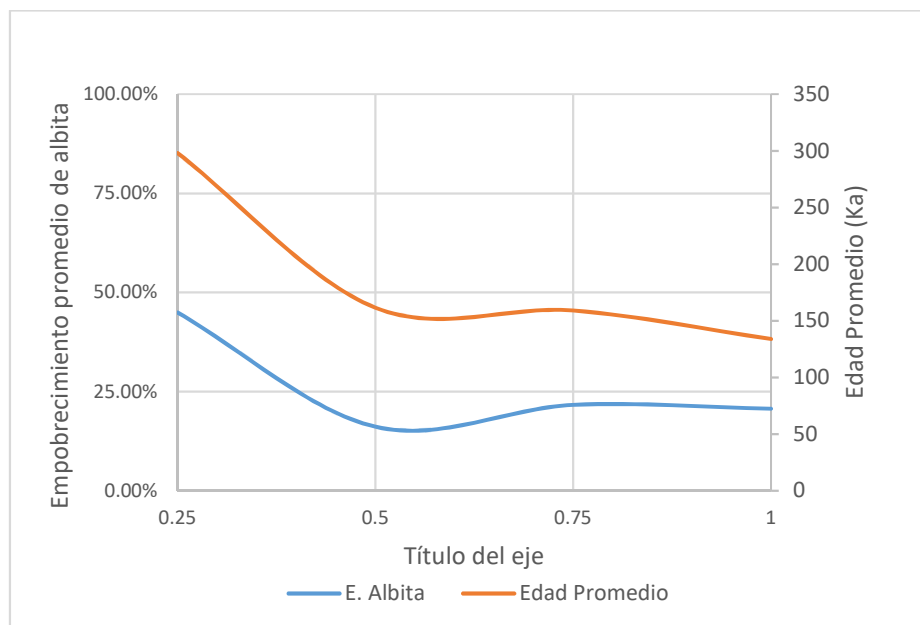


Figura 25: Resultado de variar en la configuración inicial del modelo el largo de transporte y su efecto en el empobrecimiento de albita y la edad promedio de los clastos antes de salir del sistema.

La tasa de empobrecimiento de albita varía de manera similar a la edad promedio, al estar los clastos más tiempo a merced de la meteorización del sistema, estos pierden más volumen mineral (Figura 25).

#### 4.5.5 Variación en la configuración de los clastos

Los clastos no influyen en el desarrollo de la topografía, por lo que solo se analizara sus efectos en el desarrollo del perfil de empobrecimiento.

##### Variación del tamaño de los clastos

Para los tamaños de clastos usados, si bien es leve, se observa una tendencia de empobrecimiento de los clastos, que indica que a mayor es el tamaño de los clastos que se modelan, menor es el empobrecimiento (Tabla 9).

##### Variación del número de clastos

Se varía el número de clastos en dos configuraciones primero se varía el espaciamiento entre clastos inicial (300 clastos a 2cm de espaciamiento, figura 19b), utilizando 600 y 150 clastos, con espaciamientos de 1 y 4 cm, respectivamente, se busca identificar la precisión de los resultados al variar la densidad del muestreo (Tabla 9).

Tabla 9: Variación de flujo químico y de empobrecimiento de albita y cuarzo al modificar el número de clastos y su diámetro.

Empobrecimiento promedio según tamaño de clasto		
Diámetros de clastos (mm)	E. Albita	E. Cuarzo
1	28	1
2	17	0
3	7	0
4	6	0
Empobrecimiento promedio según densidad de clastos		
Numero de Clastos – Espaciamiento (cm)	E. Albita (%)	E. Cuarzo (%)
150 - 4	15	0
300 - 2	16	0
600 - 1	17	0

#### 4.5.6 Variación la de tasa de producción de regolito

En lo siguiente, tanto la temperatura como la tasa de precipitaciones se mantiene constante, por lo que la ecuación que describe la producción de regolito (Ecuación 14) queda de la siguiente forma:

$$w = k_w (e^{(-H/d_1)} - k_1^{-H/d_2}), \quad (\text{Ec. 17})$$

CIDRE permite evaluar el comportamiento de todas las variables que dan a  $w$ , salvo  $H$ , que es el espesor del regolito, y que resulta del balance entre la erosión y producción por avance del frente de meteorización entre la roca madre y el regolito. Se analiza la sensibilidad del modelo de referencia al modificar cada parámetro por separado:

$K_w$ : La constante de disolución cinética tiene un efecto directo en el desarrollo de la capa de regolito (Tabla 18), pero su efecto es observable al modificar este parámetro a nivel de órdenes de magnitud. Un valor realista para la litología de Curacaví de acuerdo a Khakara et al. (2004), sería de al menos un orden de magnitud menor que el utilizado en el modelo de referencia. Para esta configuración el regolito resultante posee un espesor promedio de 5 metros, inferior a lo existente en Curacaví.

Para los restantes valores usados en este test, se observa una relación directamente proporcional al desarrollo del perfil de empobrecimiento y al flujo disuelto. A mayores valores de  $k_w$ , mayor es el espesor del regolito resultante a costa de una menor altura promedio del sistema, y mayor es el flujo químico que se genera (Figura 26).

$K_1$ : Describe comportamiento de  $w$  a espesores delgados, varía de 0 a 1, según se observa en la ecuación la variación de este parámetro produciría un efecto inverso en el valor  $w$ , sin embargo, su efecto depende del exponente que lo acompañe, que a su vez es la relación entre el espesor de regolito presente  $H$  y el parámetro  $D_2$ , que produce que el valor de este conjunto tienda a 0 para los valores utilizados.

$D_1$  y  $D_2$ : Explica cómo se atenúa  $w$  con el espesor de regolito, están relacionados con el valor  $H$ , de modo que, a mayor valor de estos, menores son los exponentes sobre  $e$  y  $k_1$  en la ecuación 17. Para  $d_1$  se utilizan valores entre 2 y 8, mostrando un desarrollo del modelo mayor a mayores valores de  $d_1$ . El rango de valor de  $D_1$  en la naturaleza es poco restringido dentro de la definición de la ley de producción de regolito (e.g. Norton et al., 2014). Como resultado se obtiene un valor promedio de espesor de regolito cercano a lo observado en Curacaví, y presenta peaks de sobre 60 metros de espesor acumulado para el valor más alto utilizado, la principal diferencia es la distribución del regolito, que se deposita casi en su totalidad en los valles, no existiendo casi regolito insitu, si bien es posible



construir un perfil de regolito, este representa la información de un punto específico del relieve y que no es representativo debido a su poca frecuencia (Tabla 19).

Para  $d_2$  (valores entre 0.25 y 0.75), su efecto es casi nulo, pero de influencia opuesta a  $d_1$ .

En términos generales, a mayor tasa de producción de regolito, mayor es el espesor de éste;  $k_w$ , influye de manera directa en el desarrollo de  $w$ , mientras que  $d_1$  y  $d_2$  dependen de su razón con el espesor de regolito  $H$ . Con un mayor espesor de regolito, se propician las condiciones para el empobrecimiento de los clastos (Figura 26). Tanto como el desarrollo de la topografía como la altura de esta apenas varían al modificar  $w$ .

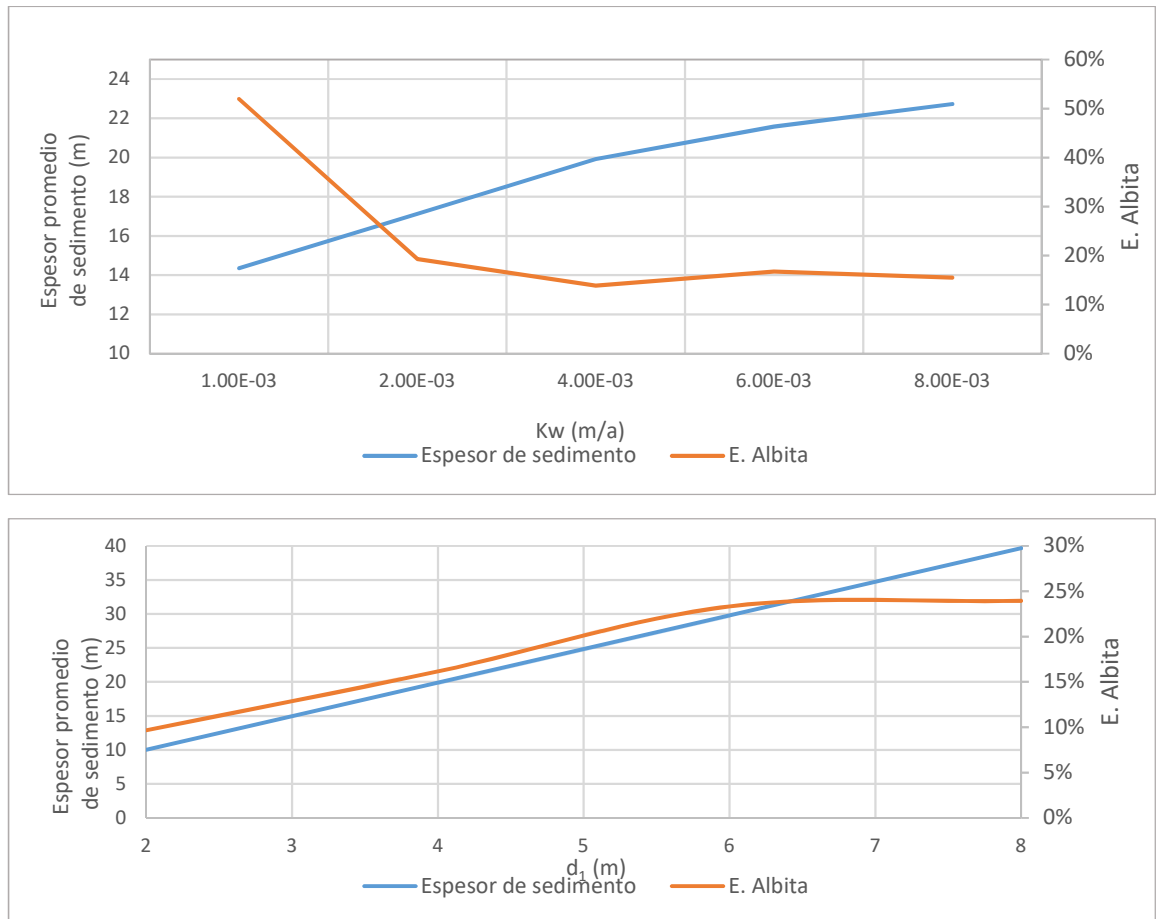


Figura 26: Comportamiento del modelo al variar parámetros sensibles de la ecuación 17. Se muestran el espesor de regolito y el empobrecimiento de albita al variar la constante de alterabilidad  $K_w$  (arriba), y  $d_1$  (abajo). La construcción del perfil de empobrecimiento se realiza en zonas con regolito de aproximadamente 20 metros de potencia.

#### 4.5.7 Modelando con un valor $k_w$ bajo

Como cambio principal en la configuración de este modelo, modelo B, se utilizará como constante de disolución cinética ( $K_w$ )  $1E-4 \text{ m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ , un valor más cercano a lo esperado (Tabla 2), esto según la litología observada por Vázquez et al. (2016).

En líneas generales se obtiene un resultado de similar relieve (Figura 27) y empobrecimiento químico que al utilizar un valor de  $k_w$  alto (Tabla 8). La principal diferencia está en el espesor de la capa de regolito generada que pasa de tener 17 metros en promedio para el modelo con  $k_w$  alto (modelo B), a tener 5 metros en promedio en la nueva configuración (Modelo B).

Tabla 10: Resumen de las características principales de los modelos propuestos. El modelo A (modelo de referencia) posee una alterabilidad sobreestimada y el modelo B posee una alterabilidad realista

	Modelo A	Modelo B
Altura promedio (m)	907	954
Espesor de regolito (m)	20	5
Peak de espesor (m)	45	60
Tasa de erosión (m/Ma)	60	65
Empobrecimiento promedio de albita (%)	17	14

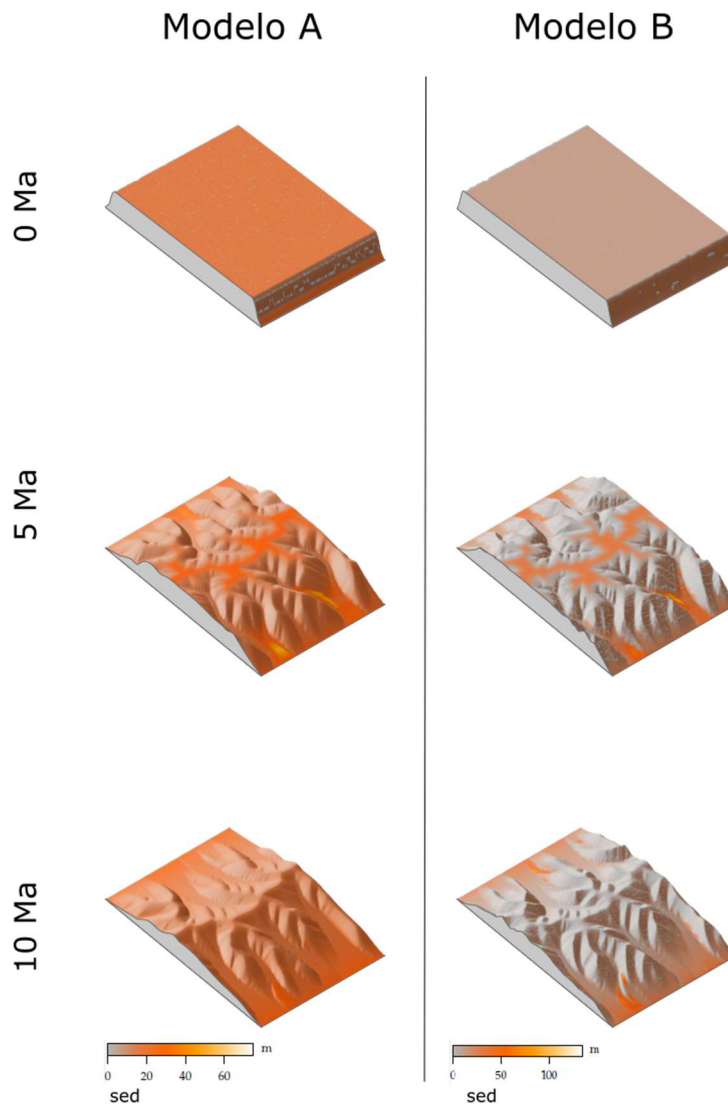


Figura 27: Evolución del relieve para los modelos propuestos durante 10 Ma generado por CIDRE, además de el espesor de regolito graficado según intensidad de color para cada configuración.

#### 4.7.8 Rangos de estabilidad

Para los presentes test de sensibilidad realizados es posible compilar los resultados para identificar dentro de qué valores el modelo genera un relieve realista, y por tanto sería un acercamiento a el valor de ciertos parámetros en Curacaví (Tabla 11).

**Tabla 11: Resumen de parámetros dentro de los cuales CIDRE genera un relieve realista dentro de los valores utilizados.**

Parámetro	Rango de datos
Diámetro de clastos (mm)	1 - 4
Largo de transporte	0.5
Coefficientes de ley de producción de regolito:	
$K_w$ (m/a)	1E-3 - 8E-3
$D_1$ (m)	4 - 6
$D_2$ (m)	0.2 - 0.8
$K_1$ (m/a)	0.4 - 0.6

#### 4.6 ANÁLISIS DE PERTURBACIÓN

En lo siguiente se buscará analizar cómo reacciona el modelo de referencia a variaciones en algunas características (Tasa de precipitaciones y temperatura) y además se estudiará el efecto de utilizar una constante de disolución cinética alta ( $K_w$ ) solo en la fase final del modelo.

CIDRE permite generar modelos que continúen el desarrollo de modelos previos. Por lo que para el resultado de algún modelo es posible agregar nuevos períodos que contribuyan en el desarrollo de éste.

##### 4.6.1 Inclusión de un segundo período con un clima distinto

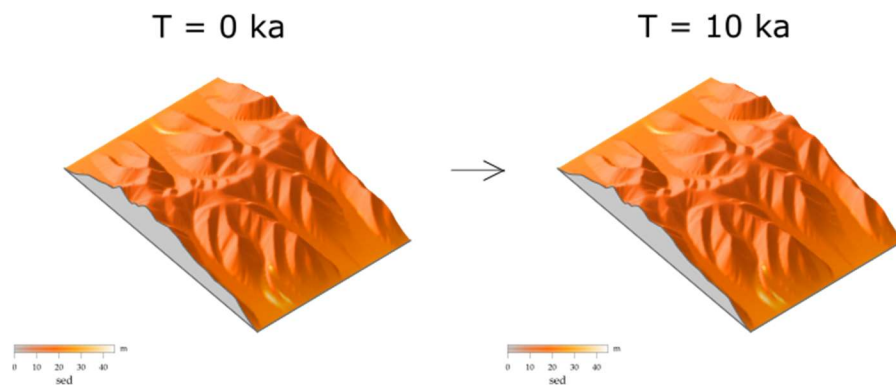
Se propone en esta memoria que un período reciente de corta duración y altas precipitaciones pudo haber generado la capa de regolito de gran grosor presente en Curacaví y que el clima semiárido la preservó hasta el presente. Se busca determinar la influencia directa de la tasa de precipitaciones en la formación de regolito utilizando la ley de producción de regolito descrita en la ecuación 14. El suceso climático reciente más importante es la última glaciación (110.000 a 10.000 AC), donde según Berman et al. (2016), durante el último máximo glacial (LGM; aproximadamente en el 20.000 AC), en la zona central chilena, existió un alza considerable en las precipitaciones, además de una disminución en la temperatura.

Por lo tanto, para analizar la capacidad del modelo de adaptarse a cambios en su configuración, se utilizarán los resultados previos como punto de partida, es decir la fase final del modelo tentativo inicial (Figura 20e), y se configura un modelo a modo de continuación, de ahora en adelante modelo  $A_c$ , con las siguientes características:

- La duración de este modelo de continuación es de 10 ka, que es la duración aproximada del LGM.
- Se modifican la tasa de precipitación y la temperatura para simular un cambio climático: Para la tasa de precipitaciones se utiliza a modo tentativo 2 veces el valor inicial (0.4 a 0.8 m/a). La temperatura se disminuye en 4°C, aproximando la configuración a lo propuesto por Berman et al. (2016).

Se presentan los aspectos mas relevantes en lo siguiente:

a)



b)

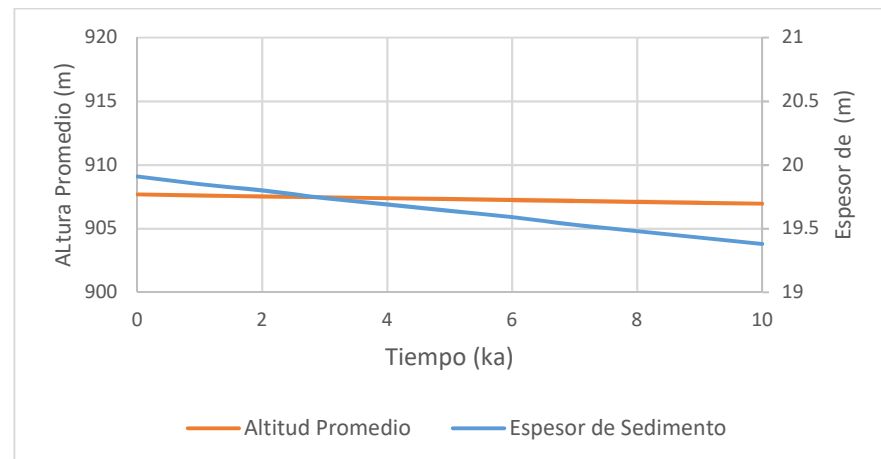


Figura 28: a) Cambio en el relieve y el espesor de regolito durante el modelo de continuación ( $A_c$ ). b) Evolución de la altitud promedio y el espesor promedio de regolito en los 10 ka que dura el segundo período agregado, al modificar la tasa de precipitaciones inicial ( $r = 0.4$  m/a).

De acuerdo con la ecuación 14, la tasa de producción de regolito es proporcional a la tasa de precipitaciones y, por otro lado, la tasa de erosión es proporcional también a la tasa de precipitaciones, por lo que de cierta manera se compensan ambos procesos. Para el modelo presentado, el relieve apenas varía (Figura 28a), la altitud promedio apenas decrece, y en el espesor promedio de la capa de regolito se observa que decrece levemente. Para todos los valores se observa que, debido a lo corto de la duración de estas nuevas condiciones, el sistema no alcanza a reequilibrarse (Figura 28b). Esto debido a la leve influencia que poseen las variables tasa de precipitaciones y temperatura dentro de la ley de producción de regolito utilizada y la duración del modelo (ec.14).

#### **4.6.2 Efecto de un cambio en la alterabilidad (constante de disolución cinética $K_w$ )**

Con respecto a la ley de producción de regolito utilizada, distintos autores mostraron que ésta puede influir drásticamente sobre la evolución de la cobertura de regolito (Strudley et al., 2006; Carretier et al., 2014, Braun et al., 2016), Por lo tanto, se reconducirá acá, con distintas formas y parámetros la ley de producción de regolito, todo esto con el objetivo de identificar si la configuración del modelo tentativo inicial es la única que genera los resultados previamente presentados.

A continuación, se buscará estudiar el efecto modificar la alterabilidad del modelo, para ello se configurará un modelo de dos partes: la primera, de 10 Ma de duración y con poca alterabilidad ( $k_w$  bajo), con la misma configuración inicial del modelo de baja alterabilidad (Modelo B), y una segunda sobre la cual se evaluarán distintos valores alterabilidad mayores al valor de la primera parte.

Sobre el modelo que utiliza un valor  $k_w$  bajo (Modelo B), se corren nuevas simulaciones a modo de continuación, de corta duración, 20 ka, que representarían la fase final del LGM y el Holoceno, con el objeto de analizar la manera en que el sistema se reequilibra a una perturbación en su configuración, en este caso al variar directamente la tasa de producción regolito, representado por la variación en la constante de disolución cinética ( $K_w$ ).

Estos nuevos modelos a modo de continuación se nombrarán como  $B_c$  (C por cambio en la duración del modelo). Se corren modelos de continuación con valores de  $K_w$  de  $1 \text{ E-}4$  ( $B_c.1$ ),  $4 \text{ E-}3$  ( $B_c.2$ ) y  $8 \text{ E-}3 \text{ m/a}$  ( $B_c.3$ ). El objetivo de esto último es verificar el efecto de la oscilación de la alterabilidad en la tasa de producción de regolito.

Además, se busca representar las condiciones existentes durante la LGM, y el posterior cambio climático del Holoceno hasta llegar al presente. Para modelar esto se construye el modelo  $B_c.4$ , el cual posee dos partes, la primera de duración 10 ka, que representa la duración del LGM, y que se representaría

con una mayor tasa de producción de regolito, traducida en un mayor valor de la constante de disolución cinética ( $K_w$  pasa de  $1 \text{ E-4}$  a  $8 \text{ E-3 m/a}$ ); y una segunda parte bajo las condiciones actuales de duración 10 ka con el valor de  $K_w$  elegido en el modelo B ( $K_w = 1 \text{ E-4 m/a}$ ). El objetivo de este modelo es estimar el tiempo que necesitaría el sistema para reequilibrarse de una perturbación importante.

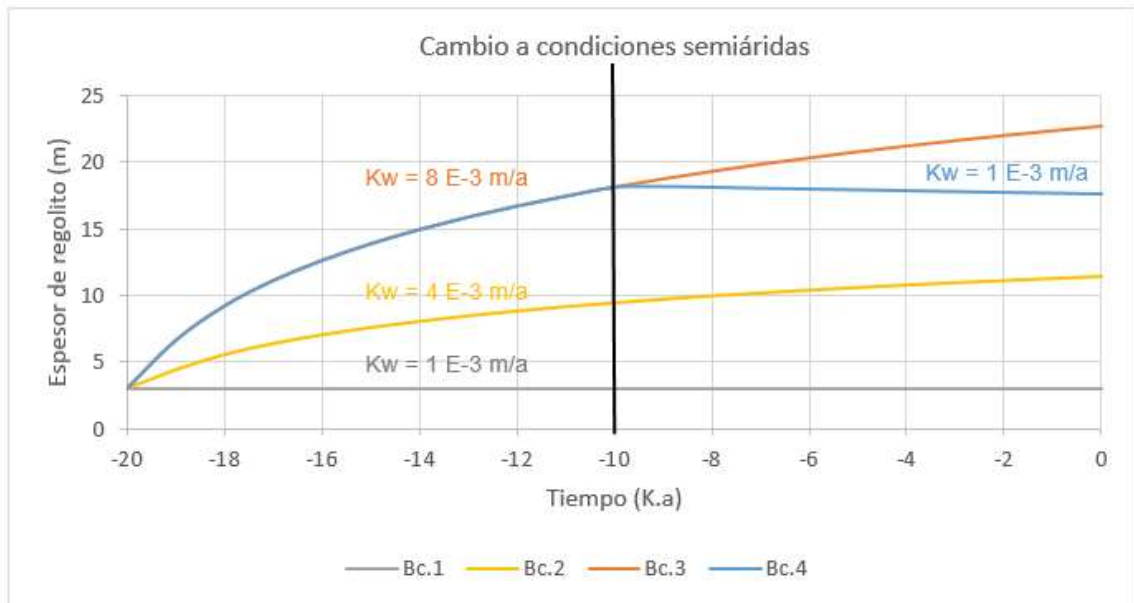


Figura 29: Desarrollo de la capa de regolito al variar  $K_w$ . los valores límites del eje de las abscisas representan el inicio del LGM (-20 ka) y el presente (0 ka). El modelo Bc.4 sigue la misma evolución que el modelo Bc.1 hasta los 10ka, punto donde se separa al volver  $K_w$  a su valor inicial. Al considerar todo el tiempo modelado, los modelos Bc.1 y Bc.4 poseen el mismo valor promedio de  $K_w$ , pero con distintos resultados.

Los modelos Bc.1, Bc.2 y Bc.3, presentan resultados acordes a lo esperado, generando más regolito a medida que se aumenta  $K_w$  (Figura 29). En el modelo Bc.4, durante la primera mitad, se observa un desarrollo rápido de regolito (Figura 30), pasando de 3 a 18 metros de espesor. Para la segunda mitad que correspondería a las condiciones áridas actuales no se observa mayor cambio con respecto a lo generado en la primera mitad. Durante el tiempo que se modela, el relieve se mantiene estable (La altura promedio del sistema se reduce en menos de 1 metro).

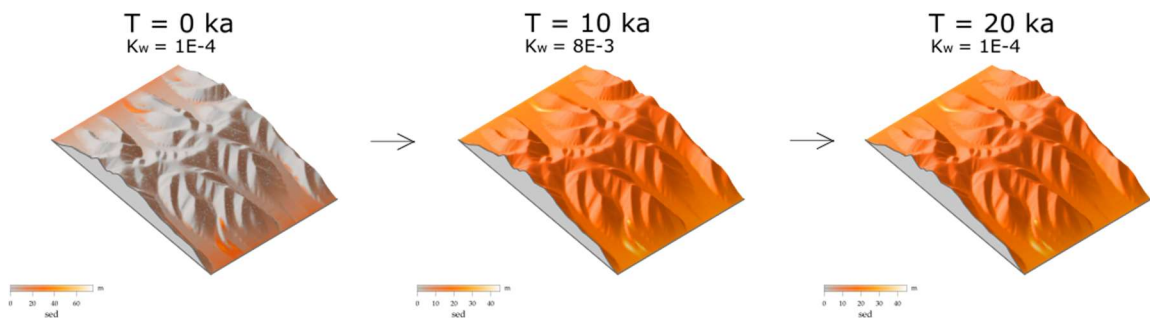


Figura 30: Evolución de la capa de regolito para el modelo B<sub>c.4</sub>. Dado que se busca analizar un cambio en la alterabilidad del sistema, el cambio climático se interpreta para este modelo como un cambio en la constante de disolución cinética ( $K_w$ ). En el instante  $T = 0$ , el valor de  $K_w$  pasa de  $1E-4$  a  $8E-3$  m/a. Este valor se mantiene constante hasta  $T = 10ka$ , momento en que vuelve a su valor inicial. El espesor de regolito está graficado según intensidad de color.

Por último, para el modelo B<sub>c.4</sub>, se extiende la duración del segundo período de condiciones semiáridas a 1 Ma para observar la capacidad del sistema de reequilibrarse a las condiciones semiáridas configuradas para los primeros 10 Ma (Figura 31). Se observa la figura 31 que en torno a los 600 ka, el espesor de regolito vuelve a acercarse al espesor de regolito existente en el primer período del modelo (~5 metros).

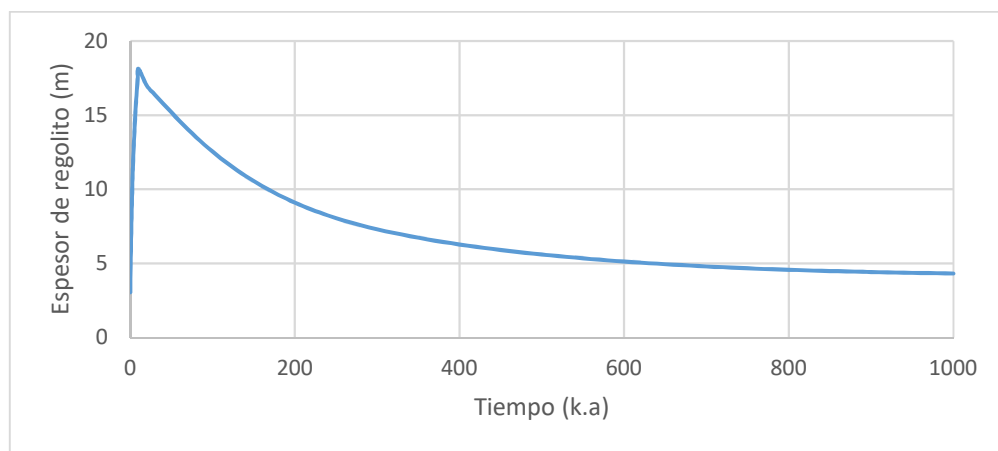


Figura 31: Evolución del espesor de regolito del modelo B<sub>c.5</sub>.  $K_w$  tiene valor  $8E-3$  m/a, en el primer período (desde 0 a 10ka) y  $1E-4$  m/a, el valor inicial, en el segundo (10 – 1000 ka). El punto de cambio climático, que indica una vuelta a condiciones áridas, está ubicado a los 20 ka y corresponde al tramo ascendente de la curva entre los 0 y 20 ka. Posteriormente, bajo un clima semiárido el modelo se reequilibra representado como el tramo descendente de la curva posterior a los 20 ka. El reequilibrio desde condiciones de baja a alta alterabilidad ocurre en menos de 10 ka versus 1 Ma que es lo que demora el reequilibrio en sentido opuesto.



Tabla 12: Resumen de características de los 2 modelos iniciales (A y B) y sus continuaciones (A1, B1, B2, B3 y B4). El modelo A (Modelo de referencia) se configuró con una alterabilidad mayor a lo esperado según la literatura. El modelo B se configuró con una alterabilidad cercana a lo existente en la literatura (Palandri & Khakara, 2004).

Primer período de duración 10 Ma					
Modelo Inicial	A	B			
Característica principal en primer período	Alterabilidad alta	Alterabilidad baja			
Constante de disolución cinética ( $K_w$ )	4 E-3	4 E-4			
Tasa de precipitaciones (m/a)	0.4	0.4			
Temperatura (°C)	16	16			
Segundo período de duración 20 ka					
Modelo continuación	$A_c$	$B_c.1$	$B_c.2$	$B_c.3$	$B_c.4$
Característica principal segundo período	+Precipitaciones -Temperatura	Variación en la alterabilidad			
Alterabilidad ( $K_w$ )	4 E-3	1 E-4	4 E-3	8 E-3	8 E-3 por 10 Ka seguido de 4 E-4 por 10 Ka.
Tasa de precipitaciones (m/a)	0.8	0.4	0.4	0.4	0.4
Temperatura (°C)	12	16	16	16	16

## 5. DISCUSIONES

Con el objeto de tener una base de datos reales con los cual comparar el modelo presentado en este estudio, se consideran como referencias los datos tomados y calculados en los trabajos previos descritos anteriormente (Vázquez et al., 2016; Berman et al., 2016).

Para un clima semiárido con las condiciones climáticas de Curacaví, de acuerdo a la literatura, se espera generar un regolito grueso y poco empobrecido. Por otro lado, el punto crítico que se busca responder es como generar un regolito grueso bajo las condiciones climáticas existentes.

### 5.1 REPRESENTATIVIDAD DEL MODELO DE REFERENCIA

En lo siguiente, se detallan los alcances del modelo respecto a los datos obtenidos, y se discuten los límites de este.

#### **Acerca de la geomorfología resultante**

El desarrollo del relieve posee orientación N-S, con desarrollo y movimiento de knickpoints en dirección Este (Figura 20). Utilizando parámetros encontrados en la literatura es posible reproducir una topografía que puede ser comparable a Curacaví. Con respecto a los parámetros sin referencia en la literatura (Parámetros  $k_w$ ,  $d_1$ ,  $d_2$  y  $k_1$  de la ecuación 14), de acuerdo a los test de sensibilidad, el variar dichos parámetros en la configuración inicial no influye tanto en el desarrollo del relieve como sí lo hace en el espesor de la capa regolito y su distribución.

#### **Acerca de los clastos modelados**

Principalmente se observa una relación directa entre la profundidad a la que se encuentra un clasto y el grado de empobrecimiento que poseerá. Esto puede significar que existe el perfil de empobrecimiento depende principalmente del espesor de la capa de regolito en la cual se encuentre. Esto se observa en la similitud en el empobrecimiento promedio para los modelos A ( $K_w$  sobreestimado) y B ( $K_w$  realista) siendo que poseen espesores promedio de regolito muy distintos.

Se observa una relación directa entre la edad promedio de los clastos para cada punto, y el grado de empobrecimiento que estos alcanzan. Clastos de mayor edad han estado meteorizándose por más tiempo, por lo que presentan pérdidas de volumen mayores. Estos puntos corresponden a zonas de acumulación de regolito, que favorecen el enterramiento de los clastos. Por otro lado, los puntos ubicados en zonas de mayor denudación, poseen edades promedio menores, así como menores tasas de empobrecimiento.

El volumen promedio perdido por los clastos, incluyendo los 3 minerales modelados, abarca un rango desde 20 a 37% según el tamaño de clasto para todos los modelos, es decir, el clasto analizado, en general, no sale del sistema por disolución. Por lo que se concluye que la manera regular en que un clasto salga del sistema, es por erosión física, es decir el sistema está limitado por la cinética de reacción.

Por otro lado, el grado de empobrecimiento está relacionado con el tamaño de clasto utilizado, por ejemplo: a menor tamaño, mayor es el grado de meteorización que sufre, lo que es esperable debido a la disminución de la relación superficie/volumen, aunque por otro lado clastos de menor tamaño presentan mayor movilidad por lo que de cierta manera compensan su facilidad para meteorizarse químicamente con edades de reingreso menores. La elección del tamaño no es necesariamente representativa de lo existente en Curacaví, debido al no existir un estudio de granulometría sobre el cual compararse.

De acuerdo a la configuración de los clastos realizada y según como se observa la tabla 5, el cuarzo se comporta como una fase inerte, con un empobrecimiento promedio siempre cercano al 0%, independiente del tamaño de clasto utilizado, comportamiento similar a lo observado por Ramírez (2015). Dentro de los minerales utilizados en el modelo, la biotita es la fase más reactiva, diluyéndose casi en su totalidad en cada uno de los modelos, su disolución fomenta el aumento en la porosidad de la roca y con esto facilita el ingreso de fluidos. Para todos los casos la biotita es la fase más reactiva. Comportamiento que no es representativo de lo observado en Curacaví.

La albita presenta un comportamiento más moderado, con un empobrecimiento promedio que va desde 6 a 26%, para todos los modelos, dependiendo del tamaño de clasto en el que se evalúe.

Tomando del estudio en terreno solo los minerales modelados en el presente trabajo, para el modelo de referencia se obtiene que el empobrecimiento químico es de un 28%. El valor de empobrecimiento promedio calculado es de 27% con peaks de 45% en superficie, se puede considerar similar con los resultados del modelo. Esto podría interpretarse como el efecto del grosor del saprolito en la meteorización química en profundidad (Dickson et al., 2009). Sin embargo, solo el comportamiento del cuarzo y albita son comparables con los

descritos en los estudios de referencia (Lebedeva & Brantley, 2010), el comportamiento drástico de la biotita, es muy distinto.

### **Acercar utilizar un valor de constante de disolución cinética ( $k_w$ ) bajo**

El modelo B ( $K_w$  realista), presenta resultados similares al modelo A ( $K_w$  sobreestimado) con respecto al relieve generado y el empobrecimiento de los clastos; mientras que difieren en lo que respecta al regolito formado y su disposición.

De acuerdo a lo esperado, el utilizar un valor de  $k_w$  realista generará menos regolito, sin embargo, al construir un perfil de empobrecimiento en zonas con regolitos de alta potencia (~20 metros), genera perfiles similares a los construidos en el modelo A (Con  $k_w$  alto). Lo que se interpretaría como que el grado de empobrecimiento de un clasto depende en mayor medida de la potencia del regolito en el que se encuentra y no tanto de la ley de producción de regolito utilizada. Esto simplificaría el problema de Curacaví a solo el cómo obtener regolitos potentes, ya que el perfil de empobrecimiento se mantiene cuasi constante, similar a lo observado en Vázquez et al. (2016).

La constante de disolución cinética ( $K_w$ ), definida según la litología y el pH del medio, afecta de manera directa la producción de regolito y potencialmente en la meteorización física. El modelo A tiene un valor de  $K_w$  al menos un orden de magnitud por sobre el valor que debiese tener (Tabla 2), en este caso es necesaria tener una constante de alterabilidad alta para llegar un resultado favorable, es decir de regolito potente y poco empobrecido.

## **5.2 ACERCA DE PERTURBAR EL MODELO**

De acuerdo el período de perturbación agregado al modelo A ( $K_w$ ), que representaría el efecto de la variación del clima en la última glaciación, se puede concluir que, en caso de existir períodos de lluvia intensa, sin variar la ley de producción de regolito, no contribuirían a engrosar la capa de regolito, dado que se compensaría con el aumentar la tasa de erosión en el sistema. Esto en el corto plazo no influiría de manera relevante en la generación de regolito; por lo que no es una respuesta las características geológicas presentes en Curacaví, es decir, el cambio climático ocurrido en el LGM no altera el equilibrio, es decir, lo observado en Curacaví, sería resultado del clima actual, que se ha mantenido en líneas generales constante, y el sistema se podría considerar en *steady-state*.

De acuerdo al segundo test de perturbación presentado (Aumentando la alterabilidad al incrementar  $k_w$ ), el agregar un segundo período de perturbación

solo podría ser la respuesta buscada, si este cambio en las condiciones de precipitación y temperatura, descrito por Berman et al. (2016), fuese interpretado como un aumento en la alterabilidad del sistema, quizás relacionado por ejemplo con cambios abruptos en los niveles de aguas subterráneas (Braun et al., 2016), efectos de fases secundarias que hayan (Vázquez et al., 2016), o debido a un aumento en la vegetación, entre otros procesos que podrían tener influencia en la alterabilidad. Este aumento en la alterabilidad, no incluido en las leyes de producción de regolito encontradas en la literatura (Levedeba & Branley, 2010), podrían generar regolito con una tasa mayor que la esperada; pero el modelo no es capaz de reflejarlo por sí solo y la validez de esta respuesta depende la intensidad de estos procesos, cuya incidencia real no tiene referencia en la literatura.

En este test, la continuación del modelo B ( $K_w$  bajo),  $B_c$ , durante el segundo período, cuando se presenta una mayor alterabilidad, que genera más regolito, el espesor de promedio de este, se reequilibra hacia valores altos, necesitando solo 10 ka para llegar a un espesor similar a lo presente en el modelo A ( $K_w$  alto) para todos los valores de  $k_w$  utilizados. Luego al agregar un tercer período, con las condiciones áridas del modelo del cual parte (Modelo B), el reequilibrio a estas nuevas condiciones es muy lento con respecto a como ocurre en el segundo período, tomando al menos un millón de años en reequilibrarse (Figura 32). De lo anterior se podría interpretar que las condiciones áridas pueden preservar los períodos anómalos de alta alterabilidad, y que, la variabilidad en la alterabilidad de un sistema es un factor de relevancia en la producción de regolito (Figura 32). Según los resultados de este test y relacionando lo visto Curacaví, el gran espesor de regolito podría corresponder en este caso, a un sistema no en equilibrio aún resultante de un evento de alta alterabilidad reciente.

En el caso de Curacaví esta alta alterabilidad podría ser interpretada como el efecto escudo de la caolinita observado en muestras de plagioclasas de la zona (Vázquez et al., 2016), lo que impediría la interacción entre la plagioclasa y los fluidos meteóricos provocando que estos estén en desequilibrio químico con la roca base, subsaturada en elementos, y que, por lo tanto, sean capaces de disolver eficientemente la roca madre, aumentando la producción de regolito sin necesariamente aumentar el empobrecimiento químico.

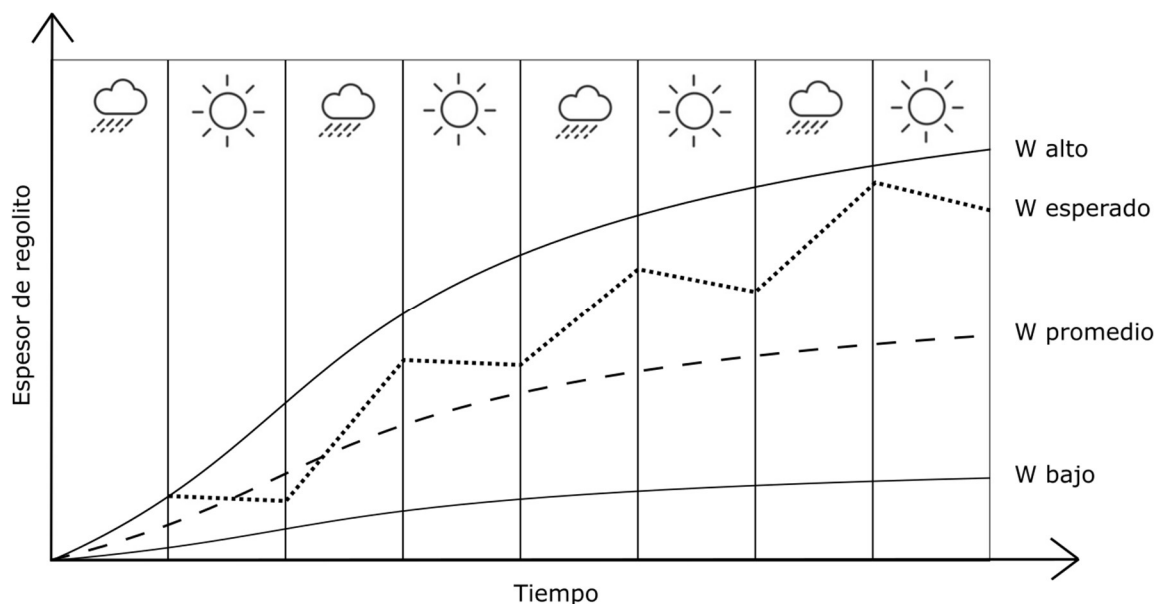


Figura 32: Esquema del efecto observado al variar la alterabilidad, según lo representado en la figura 29.  $W$  es la tasa de producción de regolito. Se observa que, para un sistema con distintos períodos de alterabilidad, el valor esperado de  $W$  dependerá de cómo se distribuyan estos períodos a lo largo del historial del sistema. Para el caso de Curacaví, un clima semiárido es capaz de generar regolitos gruesos si es que han existido períodos de alta alterabilidad dentro de la historia del sistema, y que, además, esta capa gruesa de regolito puede ser preservada en un clima árido.

### 5.3 ALCANCES Y LIMITACIONES DEL MODELO

Este estudio es un acercamiento a modelar en primera instancia la evolución de la denudación en marco de la evolución del relieve. El enfoque consistió en modelar un perfil de alteración local dentro de un modelo de evolución de relieve regional, que no se ha hecho en la literatura previa. El modelo utilizado no considera muchos elementos que son de importancia en un proceso tan complejo como lo es la meteorización; como por ejemplo podría ser la importancia de la vegetación, la variabilidad del clima, la circulación de agua subterránea, el efecto de la precipitación de fases secundarias, entre otras. Además, muchos de los parámetros utilizados son de carácter experimental, que podrían sobre o subestimar los parámetros reales.

Con respecto a la evolución del relieve, el modelo predice una evolución similar al proceso de deflación que diversos autores siguió la cordillera de Costa (Casanova et al., 2013; Vázquez et al., 2016), para todas las variaciones hechas, permitiría utilizarlo como análogo a Curacaví. El mayor punto de discusión es la tasa de producción de regolito que, de acuerdo al test de sensibilidad

correspondiente, está fuertemente relacionada con el valor de  $k_w$  y  $d_1$ , las leyes de producción de regolito utilizadas, así como con la elección de los valores utilizados, que están sujetas a simplificaciones que podrían alterar el resultado final.

Para llegar al mejor acuerdo entre el modelo y el perfil de meteorización de Curacaví, la alterabilidad debe ser alta, ya sea durante todo el modelo, o solo en su etapa final. Solamente bajo estas condiciones es posible replicar los resultados de trabajos previos.

Luego, con respecto al grosor del regolito presente, y de acuerdo a los resultados obtenidos, podría explicarse de dos maneras:

La primera, utilizando como referencia el modelo A (con  $k_w$  alto), es que la tasa de producción de regolito esté subestimada al no considerar los procesos que ocurren dentro del regolito saturado y no saturado, el efecto en la alterabilidad del sistema ( $K_w$ ) del *coating* de caolinita (Vázquez et al., 2016), la presencia de vegetación u otros procesos de reciente estudio.

La segunda solución propuesta, que se basa en el modelo B ( $K_w$  realista), es que, ante la existencia de un período breve, de una mayor alterabilidad que propicie la generación de regolito, el sistema es capaz de reequilibrarse hacia las nuevas condiciones dentro de este segundo período. Al utilizar una constante de disolución cinética ( $K_w$ ) realista dentro del orden de la litología dominante del sistema ( $\sim 10^{-4}$  m/a, Palandri y Khakara, 2004), el modelo B genera un relieve con un regolito homogéneamente delgado que, luego, al incluir un segundo período alterabilidad alta ( $B_c.4$ ), de 10 ka de duración y caracterizado por un aumento de  $k_w$ , el sistema se reequilibra rápidamente a las nuevas condiciones. Posteriormente, una vez el sistema vuelve a su configuración inicial, el tiempo de reequilibrio hacia condiciones de alterabilidad baja es mucho mayor comparado a lo ocurrido en fase anterior. Se puede interpretar que un clima semiárido es capaz de preservar el resultado de climas con una mayor alterabilidad, aunque sean fases de corta duración. Además, según lo observado en la figura 28, cualquier período de alta producción de regolito, como el descrito previamente, dentro del último millón de años aún sería observable en el presente. En este caso el sistema estaría en desequilibrio y reequilibrándose muy lentamente.

En ambos casos los resultados muestran numéricamente la relación inversa entre el espesor de la capa de saprolito y el empobrecimiento químico del sistema, siguiendo lo propuesto por Dixon et al. (2009). Además, la solución en ambos casos pasa por la necesidad de una alterabilidad alta (En este trabajo representada por  $k_w$ ) para generar un regolito grueso, y, la principal diferencia que para el modelo A, se asume que el sistema siempre ha tenido una alterabilidad mayor a lo que se esperaría por el clima existente; mientras que, para generar un regolito grueso en los modelos  $B_c$ , la alterabilidad alta es necesaria por un período corto durante la fase final de la simulación.

Basándose en los datos presentados en los test de sensibilidad se puede concluir en ambos modelos, A y B, que el relieve generado y el empobrecimiento de los clastos son muy sensibles a variaciones en la tasa de precipitaciones, en el largo de transporte y en la tasa de producción de regolito. Cambios en el valor de estos parámetros pueden generar modelos muy distantes de los presentados. Por lo tanto, es posible acotar el rango de valores que presentan algunos parámetros lo que podría servir como referencia para futuros estudios (Tabla 11).

Trabajando la relación entre los parámetros de erodabilidad,  $K_{br}$  y  $K_{all}$ , es posible encontrar una serie de pares de datos que generarían el mismo resultado final y todas las combinaciones utilizadas están dentro de los rangos de valores encontrables en la literatura (Giachetta et al., 2015). La topografía en general y las tasas de erosión calculadas, muestran resultados similares para un rango de valores  $K_{br}$  y  $K_{all}$ , con una tasa de erosión que varía para las configuraciones utilizadas entre 57 a 64  $m^3/Ma$ .

Además, la elección del tamaño de clastos puede influir en el perfil de empobrecimiento que se generará. Utilizar clastos de menor tamaño favorecerá una mayor disolución mineral y el tamaño adecuado a elegir puede estar sujeto a discusión. Sin embargo, dentro del espectro de valores utilizados (De 1 a 4 mm) el resultado es similar. Por último, generar un mallado más denso en clastos permitiría modelar el empobrecimiento químico de todo el sistema y dar una mejor aproximación del flujo químico que se genera.



## 6. CONCLUSIONES

CIDRE permite recrear con un modelo numérico y de manera simplificada, la evolución geológica física y química, el desarrollo de la cordillera de la Costa por deflación de peneplanicies alzadas (Borde, 1966, Farías et al., 2008), llegando a una geomorfología similar a lo que existe actualmente, y a un empobrecimiento químico cercano a lo determinado en estudios previos (Vázquez et al., 2016).

Es posible reproducir el grosor y empobrecimiento del regolito en el modelo solamente si se toma un valor de alterabilidad ( $K_w$ ) sobreestimado con respecto a los valores experimentales, buscando incorporar de manera indirecta los procesos de generación de regolito no considerados en la ley utilizada en CIDRE. Utilizar directamente los parámetros erosivos y de disolución calibrados por otros autores no permite replicar el espesor de regolito ni el perfil de meteorización insitu presente en Curacaví.

La tasa de erosión calculada en este estudio, para todas las configuraciones modeladas, tienen un valor dentro del rango propuesto por Vázquez et al. (2016). La tasa de denudación química, utilizando directamente la información, con estimaciones realistas de los parámetros erosivos, de alterabilidad y climática, el modelo produce un regolito con espesor y grado de empobrecimiento realistas.

Modificando el clima o la alterabilidad con el tiempo no modifica mucho este resultado ya que la respuesta del modelo es más larga que el período de docenas de miles de año que corresponde a los cambios climáticos en el Cuaternario y no saca al modelo de la respuesta de *steady-state*. Estos resultados sugieren que este regolito puede haberse desarrollado durante los últimos Ma, sin necesariamente estar en equilibrio con el clima actual. Esta respuesta lenta del regolito puede explicar la contradicción aparente de tener un regolito grueso bajo un clima actual semiárido.

## 7. BIBLIOGRAFÍA

- Ahnert, F. 1977, Some comments on the quantitative formulation of geomorphological processes in a theoretical model, *Earth Surf. Proc.*, 2, 191–201.
- 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., 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.
- April R., Newton R., & Coles L., 1986. Chemical weathering in two adirondack watersheds: Past and present day rates. *Geol. Soc. Am. Bull.* 97, 1232–1238.
- Bain D. C., Mellor A., Robertson-Rintoul M. S. E., and Buckland S. T., 1993. Variations in weathering processes and rates with time in a chronosequence of soils from Glen Freshie, Scotland. *Geoderma* 57, 275–293.
- Berman A., L. Silvestri, G., E. Tonello, M., S. 2016. Differences between Last Glacial Maximum and present-day temperature and precipitation in southern South America.
- Berner, R. A., Lasaga A. C., and Garrels R. M. 2016. The carbonatesilicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbondioxide over the past 100 million years. *Am. J. Sci.* 283, 641–683.
- Borde, J., 1966. *Les Andes de Santiago et Leur Avant- Pays: Etude de Géomorphologie*. Union Fr. d'Impression, Bordeaux, France (559 pp.).
- 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.
- Brantley, S., Buss., H. Lebedeva, M. Fletcher, R., C. Ma, L. 2011. Investigating the complex interface where bedrock transforms to regolith. *Applied Geochemistry*. Volume 26, Supplement, June 2011, Pages S12–S15.
- Braun, J., A. Heimsath, and J. Chappell, 2001. Sediment transport mechanisms on soil-mantled hillslopes, *Geology*, 29, 683–686.
- Braun, J., et al., 2009, Regolith mass balance inferred from combined mineralogical, geochemical and geophysical studies: Mule Hole gneissic watershed, South India, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 73(4), 935–961.

- Braun, J., J. Mercier, F. Guillocheau, C. Robin. 2016. A simple model for regolith formation by chemical weathering, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 121, 2140–2171,
- Brimhall, G. H., Dietrich W. E., 1987. Constitutive mass balance relations between chemical-composition, volume, density, porosity, and strain in metasomatic hydrochemical systems—Results on weathering and pedogenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 567–587.
- 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., Farías, M., 2009. Tectonic interpretation of Erosion rates at different spatial scales in an uplifting bloc. *J. geophys. Res.* 114, F02003
- Carretier, S., Y. Goddérís, T. Delannoy, and D. Rouby, 2014. Mean bedrock-to-saprolite conversion and erosion rates during mountain growth and decline, *Geomorphology*, 209(C), 39–52.
- Carretier, S., Martinod, P., Reich, M., and Godderis, Y.: Modelling sediment clasts transport during landscape evolution, *Earth Surf. Dynam.*, 4, 237-251, <https://doi.org/10.5194/esurf-4-237-2016>, 2016.
- Carretier Sébastien, Tolorza V., Regard V., Aguilar G., Bermudez M. A., Martinod J., Guyot Jean-Loup, Hérail Gérard, Riquelme R. 2018. Review of erosion dynamics along the major N-S climatic gradient in Chile and perspectives. *Geomorphology*, 300, 45-68. ISSN 0169-555X
- Charrier, R., Muñoz, N., 1994. Jurassic Cretaceous palaeogeographic evolution of the Chilean Andes at 23o-24°S latitude and 34o-35°S latitude: a comparative analysis. In: Reutter, K. J., Scheuber, E., Wigger, P. (eds.) *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer-Verlag, pp. 233-242. Berlin.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P., 2007. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean orogeny in Chile, in *Geology of Chile*, edited by T. Moreno and W. Gibbons, Geological Society, London, 21-116.
- 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.
- Cooke, R., Doornkamp, J., 1990. *Geomorphology in environmental management*. Oxford, UK: Clarendon Press. 410 pp.

- Dixon, J. L., Heimsath, A. M., Kaste, J., Amundson, R., 2009. Climate-driven processes of hillslope weathering. *Geology* 37, 975–978.
- Dixon, J. L., Heimsath, A. M., Amundson, R. 2009. The critical role of climate and saprolite weathering in landscape evolution. *Earth Surf. Process. Landforms* 34, 1507–1521.
- Dokuchaev V., 1883. Russian chernozem. In *Selected Works of V.V. Dokuchaev*, Vol. 1, pp. 14–419. Engl. transl. N. Kaner, 1967. Jerusalem: Israel Program Sci. Transl. (From Russian).
- Dupré, B., C. Dessert, P. Oliva, Y., Goddérís, J., Viers, L., François, R., Millot, and J. Gaillardet. 2003. Rivers, chemical weathering and Earth's climate, *C. R. Geosci.*, 335(16), 1141–1160.
- Francois. L., M. & Goddérís. Y. 1998. Isotopic constraints on the Cenozoic evolution of the carbon cycle. *Chemical Geology*, 145, 177 – 212.
- Ferrier, K. L., and J.W. Kirchner, 2008. Effects of physical erosion on chemical denudation rates: A numerical modeling study of soil-mantled hillslopes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 272(3-4), 591–599.
- Farías, M., 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile central durante el neógeno. Tesis para optar al grado de doctor en ciencias, mención Geología. Universidad de Chile.
- Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Caceres, J., Comte, D., 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°–35°S). *Tectonics* 27, TC1005. <http://dx.doi.org/10.1029/2006TC002046>.
- Gabet, E. J., and S. M. Mudd, 2009, A theoretical model coupling chemical weathering rates with denudation rates, *Geology*, 37(2), 151–154.
- Gaillardet, J., B. Dupre, P. Louvat, and C. J. Allegre, 1999. Global silicate weathering and CO<sub>2</sub> consumption rates deduced from the chemistry of large rivers, *Chem. Geol.*, 159(1), 3–30.
- Gana, P., Wall, R., 1997. Evidencias geocronológicas <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar y K-Ar de un hiatus Cretácico Superior-Eoceno en Chile Central
- Giachetta, E., Molin, P., Scotti, V., N., Faccenna, C., 2015. Plio-Quaternary uplift of the Iberian Chain (central–eastern Spain) from landscape evolution experiments and river profile modeling. *Rev.* 246, 48-67.
- 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.

- 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.
- Lebedeva, M. I., R. C. Fletcher, V. N. Balashov, and S. L. Brantley, 2007. A reactive diffusion model describing transformation of bedrock to saprolite, *Chem. Geol.*, 244(3-4), 624–645.
- Lebedeva, M., I. Fletcher R., C. 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 Erosión of convex hillslopes: beyond the empirical regolith production function. *Earth Surf. Proc. Land.*
- Lebedeva, M. I., Brantley, S. L., 2013. Exploring geochemical controls on weathering and erosion of convex hillslopes: Beyond the empirical regolith production function, *Earth Surf. Process. Landforms*, 38(15), 1793–1807.
- Liermann, L., Albert, I., Buss, H., Minyard, M & Brantley, S., 2014. Relating Microbial Community Structure and Geochemistry in Deep Regolith Developed on Volcaniclastic Rock in the Luquillo Mountains, Puerto Rico. *Geomicrobiology Journal*. Volume 32, Issue 6.
- Martínez, J., 2014. Modelos 3D de evolución conjunta del relieve y la meteorización química. Memoria de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Martinod, J., Regard, V., Letourmy, Y., Henry, H., Hassani, R., Baratchart, S., Carretier, S. 2016. How do subduction processes contribute to forearc Andean uplift? Insights from numerical models. *Journal of Geodynamics*, Elsevier, 2015, pp.10.
- Palandri, J., Kharara, Y., 2004. A compilation parameteres of water-mineral interaction kinetics for application to geochemical modeling. U.S. Geological Survey.
- Phillips, J. D., 2005, *Weathering instability and landscape evolution*, *Geomorphology*, Volume 67, Issues 1-2, 255–272.
- Ramírez, S., 2015. Producción y meteorización química de las rocas graníticas de la cordillera de la Costa – Zona de Curacaví. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Rauld, R. A., 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago Oriente, entre el río Mapocho y la Quebrada de Macul. Memoria de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

- Riebe C. S., Kirchner JW, Finkel RC. 2003. Long-term rates of chemical weathering and physical erosion from cosmogenic nuclides and geochemical mass balance. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67:4411–27.
- Rodriguez, A.B., Fegley, S.R., Ridge, J.T.‡, VanDusen B.M., and Anderson N.‡, 2013, Contribution of aeolian sand to backbarrier marsh sedimentation. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, v. 117, p. 248-259.
- Strakhov N. M., 1967. Principles of lithogenesis. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- Stallard R. F., Edmond J. M., 1983. Geochemistry of the Amazon 2. The influence of geology and weathering environment on the dissolved load. *J. Geophys. Res.* 88, 9671–9688.
- Stockes, J. D., Montgomery, D.R., 1999. Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law. *J. Geophys. Res.* 104, 4983-4993.
- 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.
- Thomas, H., 1958. Geología de la cordillera de la Costa entre el valle de la Ligua y la cuesta de Barriga. *Boletín Instituto de Investigaciones Geológicas* 2, Santiago.
- Tucker, G.E., Hancock, G.R., 2010. Modelling landscape evolution. *Earth Surf. Proc. Land.* 35, 28–50.
- Vanwallegem, T., U. Stockmann, B. Minasny, and A. B. McBratney, 2013. A quantitative model for integrating landscape evolution and soil formation, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 118, 331–347, doi:10.1029/2011JF002296.
- Vázquez, M., Ramírez, S., Morata, D., Reich, M., Braun, J., Carretier S., 2016. Regolith production and chemical weathering of granitic rocks in central Chile, *Chem. Geol.*
- Wan, S. Cliff, P. Zhao, D. Hovius, N. Munhoven, G., 2016. Enhanced silicate weathering of tropical shelf sediments exposed during glacial lowstands: a sink for atmospheric CO<sub>2</sub>
- West A., Galy, A., Bickle, M., 2005. Tectonic and climatic controls on silicate weathering. *Earth and Planetary Science Letters* 235: 211–228.
- Yanez, Gonzalo & Muñoz, Mauricio & Aqueveque, Valentina & Bosch Mitjans, Andrés. 2015. Gravity derived depth to basement in Santiago Basin, Chile: implications for its geological evolution, hydrogeology, low enthalpy geothermal, soil characterization and geo-hazards. *Andean geology*. 42. 147-172. 10.5027/andgeoV42n2-a01.

Yoo, K., S. M., Mudd, J., Sanderman, R., Amundson A., 2009. Spatial patterns and controls of soil chemical weathering rates along a transient hillslope, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 288(1-2), 184–193.

## 8. ANEXOS

Se presenta el resumen de los resultados obtenidos en los test de sensibilidad.

### Test de sensibilidad 1

#### Resumen

Tabla 13: Resumen de resultados más relevantes obtenidos al variar la tasa de precipitaciones.

Sensibilidad 1: Tasa de precipitaciones ( <i>m/a</i> )					
Valor	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6
Espesor de regolito promedio ( <i>m</i> )	19,98	19.81	19,9	21.3	18,3
Peak de espesor de regolito ( <i>m</i> )	110	91	45	39	35
Altitud promedio( <i>m</i> )	1302	1095	907	757	631
Erosión ( <i>m/a</i> )	0.046	0.057	0.06	0.061	0.061
Flujo disuelto ( <i>m<sup>3</sup>/a</i> )	6690	4485	14300	25196	38600
E.Qz (%)	4	1	0	0	0
E.Ab (%)	53	23	17	18	23
E.Bt (%)	93	91	93	96	92
Edad clastos ( <i>años</i> )	934k	340k	125k	118k	105k



## Geomorfología final para valores mayores y menores utilizados.

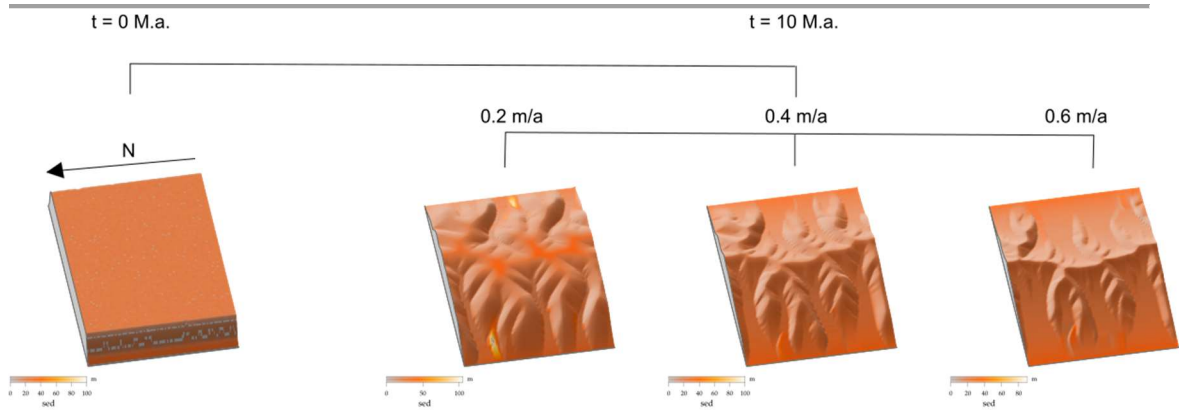


Figura 33: Etapa final de la evolución del relieve en el presente test de sensibilidad.

## Test de sensibilidad 2

### Resumen.

---

Tabla 14: Resumen de resultados más relevantes obtenidos al variar la tasa el tamaño de los clastos.

Sensibilidad 2: Diámetro de clastos ( <i>mm</i> )				
Valor utilizado	1	2	3	4
Espesor de regolito promedio ( <i>m</i> )	19,9	19.9	19.9	19,9
Peak espesor de regolito ( <i>m</i> )	45	45	45	45
Altitud promedio( <i>m</i> )	907	907	907	907
Erosión ( <i>m/a</i> )	0.061	0.06	0.06	0.061
Flujo disuelto ( <i>m<sup>3</sup>/a</i> )	13647	14268	13483	13495
E.Qz (%)	1	0	0	0
E.Ab (%)	28	17	7	6
E.Bt (%)	95	93	82	77
Edad clastos	119k	125k	126k	66k

### Test de sensibilidad 3

#### Resumen.

---

Tabla 15: Resumen de resultados más relevantes obtenidos al variar el valor del largo de transporte.

Sensibilidad 3: L				
Modelo	R3b – 0.25	R03 – 0.5	R3c – 0.75	R3a - 1
Espesor de regolito ( <i>m</i> )	20,3	19,9	20,2	20,5
Peak espesor de regolito ( <i>m</i> )	80	45	45	40
Altitud promedio( <i>m</i> )	1137	907	758	650
Erosión ( <i>m/a</i> )	0.052	0.06	0.063	0.064
Flujo disuelto ( <i>m<sup>3</sup>a</i> )	4160	14300	18915	36300
E.Qz (%)	0	0	0	0
E.Ab (%)	23	17	21	20
E.Bt (%)	93	93	92	94
Edad clastos (años)	298k	125k	159k	92k

## Geomorfología final para valores mayores y menores utilizados.

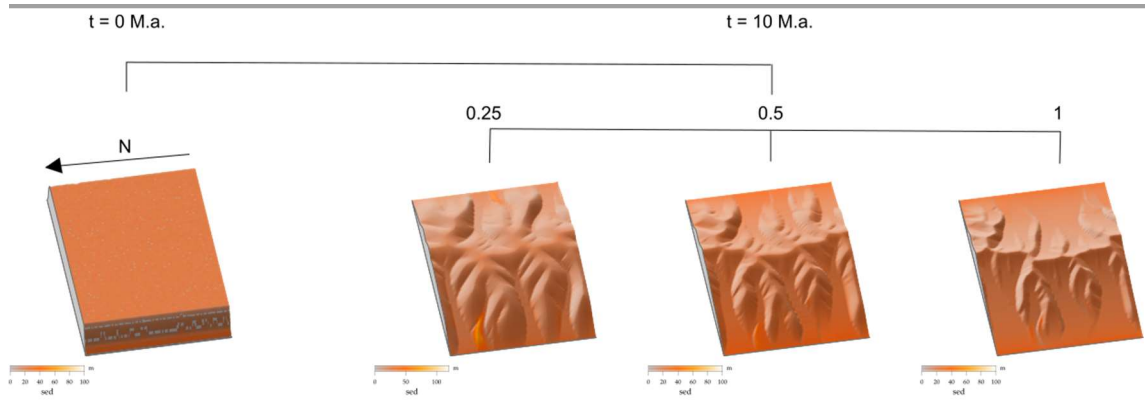


Figura 34: Etapa final de la evolución del relieve en el presente test de sensibilidad.

## Test de sensibilidad 4

### Resumen.

---

Tabla 16: Resumen de resultados más relevantes obtenidos al variar el valor de  $K_{br}$  con respecto a un valor de  $K_{all}$  fijo. En este caso  $5E-5$ .

Sensibilidad 4: $K_{br}$				
Modelo	0.5 E-5	0.75 E-5	1E-5	2 E-5
Espesor de regolito (m)	19.9	19,8	19,9	19.9
Peak espesor de regolito (m)	50	45	45	40
Altitud promedio(m)	904	906	907	911
Erosión (m/a)	0.062	0.061	0.06	0.06
Flujo disuelto ( $m^3/a$ )	14100		14300	24800
E.Qz (%)	0	0	0	0
E.Ab (%)	18	15	17	15
E.Bt (%)	90	84	93	87
Edad clastos	185k	137k	125k	117k

## Geomorfología final para valores mayores y menores utilizados.

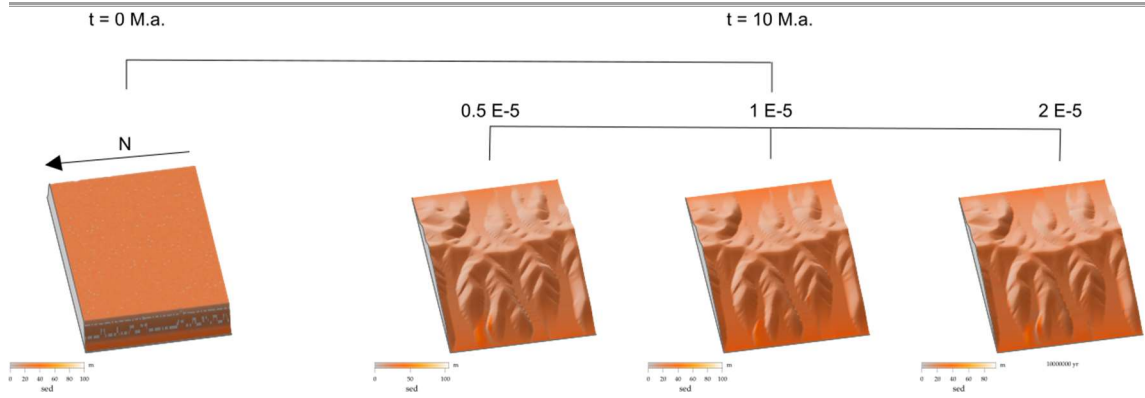


Figura 35: Etapa final de la evolución del relieve en el presente test de sensibilidad.

## Test de sensibilidad 5

### Resumen.

---

Tabla 17: Resumen de resultados más relevantes obtenidos al variar la temperatura.

Sensibilidad 5 Temperatura			
Valor utilizado	12	16	20
Espesor de regolito ( <i>m</i> )	18	20	21
Peak espesor de regolito ( <i>m</i> )	45	45	45
Altitud promedio( <i>m</i> )	911	907	905
Erosión (m/a)	0.061	0.061	0.06
Flujo disuelto ( <i>m</i> <sup>3</sup> / <i>a</i> )	40700	38900	33000
E.Qz (%)	0	0	0
E.Ab (%)	12	17	22
E.Bt (%)	92	93	95
Edad. Clastos	106k	125k	149k

## Geomorfología final para valores mayores y menores utilizados.

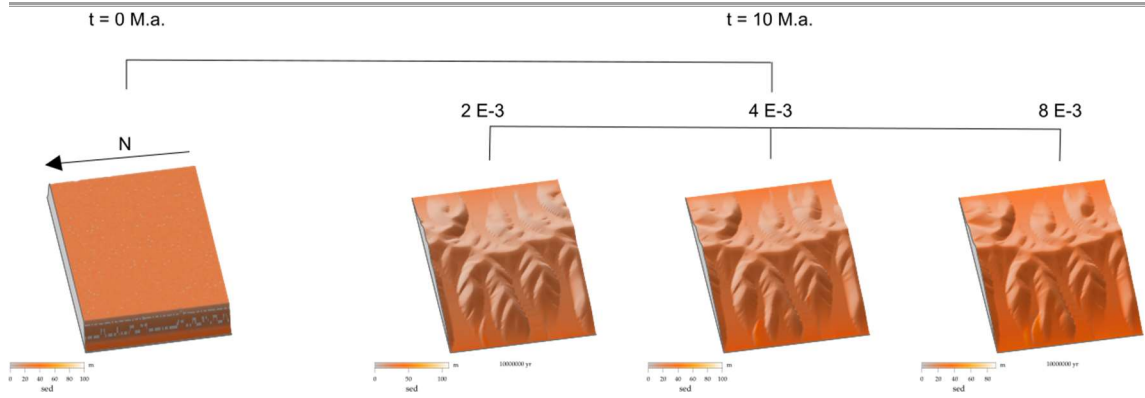


Figura 36: Etapa final de la evolución del relieve en el presente test de sensibilidad.



## Test de sensibilidad 6

### Resumen.

Tabla 18: Resumen de resultados más relevantes obtenidos al variar la tasa constante de disolución cinética ( $K_w$ ).

Sensibilidad 6: $K_w$ (m/a)					
Valor utilizado	1 E-4	1 E-3	2 E-3	4 E-3	8 E-3
Espesor de regolito promedio (m)	5.21	14,4	22,7	19,9	22,7
Peak espesor de regolito (m)	15	40	40	45	50
Altitud promedio(m)	917	916	914	907	902
Erosión (m/a)	0.062	0.062	0.06	0.06	0.06
Flujo disuelto ( $m^3/a$ )	19999	6778	15397	14268	21692
E.Qz	0	0	0	0	0
E.Ab	2	15	14	17	19
E.Bt	26	86	86	93	94
Edad clastos	513k	306k	104k	125k	153k

## Geomorfología final para valores mayores y menores utilizados.

---

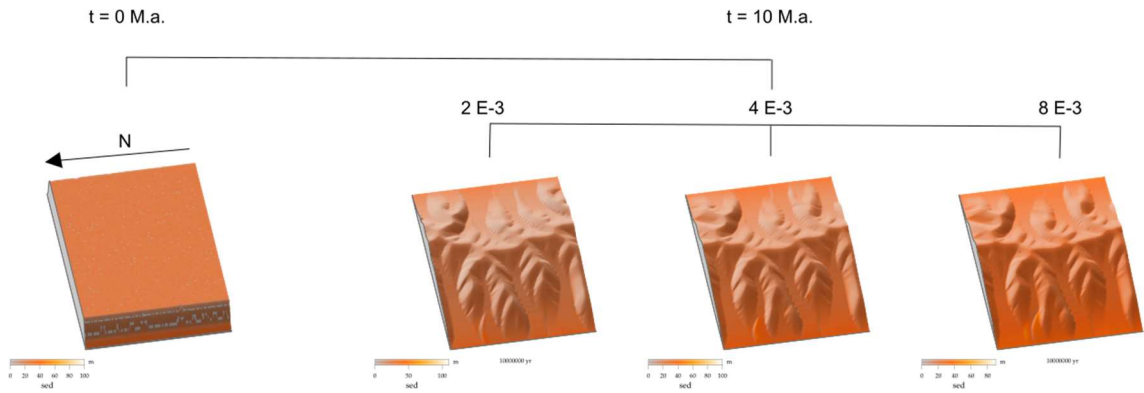


Figura 37: Etapa final de la evolución del relieve en el presente test de sensibilidad.

## Test de sensibilidad 7

### Resumen.

Tabla 19: Resumen de resultados más relevantes obtenidos al variar el valor de  $D_1$ .

Sensibilidad 7 $D_1$ (m)				
Valor	2	4	6	8
Espesor de regolito promedio (m)	10	19,9	29,78	39,7
Peak espesor de regolito (m)	40	45	57	70
Altitud promedio(m)	903	907	911	910
Erosión (m/a)	0.062	0.06	0.06	0.062
Flujo disuelto ( $m^3/a$ )	17520	14300	13570	12277
E.Qz	0	0	0	0
E.Ab	10	17	23	24
E.Bt	87	93	97	99
Edad clastos	76k	125k	196k	204k

## Geomorfología final para valores mayores y menores utilizados.

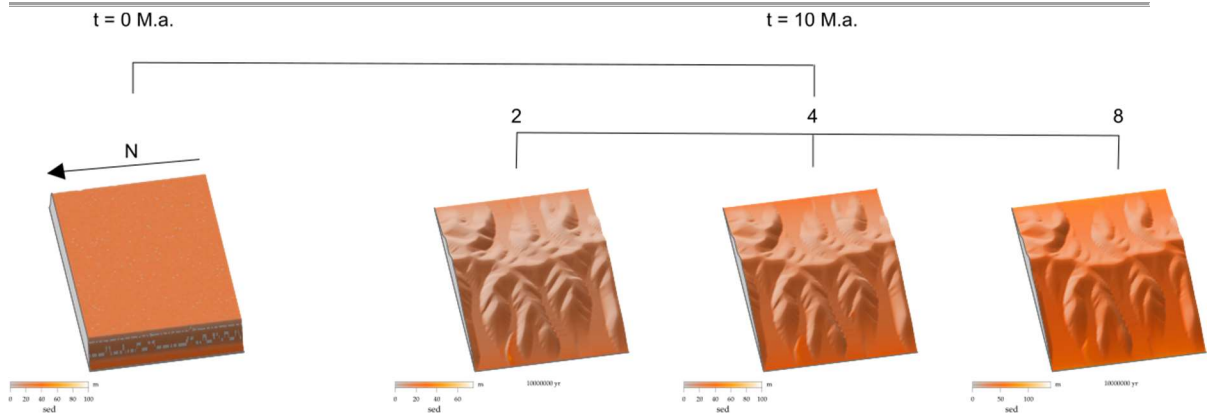


Figura 388: Etapa final de la evolución del relieve en el presente test de sensibilidad.

## Test de sensibilidad 8

### Resumen.

---

Tabla 20: Resumen de resultados más relevantes obtenidos el valor de D<sub>2</sub>.

Sensibilidad 8: D <sub>2</sub> (m)			
Valor utilizado	0,2	0.4	0,8
Espesor de regolito promedio (m)	19,9	19,9	19,9
Peak espesor de regolito (m)	45	45	45
Altitud promedio (m)	907	907	908
Erosión (m/a)	0.061	0.06	0.061
Flujo disuelto (m <sup>3</sup> /a)	14300	14300	14300
E.Qz (%)	0	0	0
E.Ab (%)	15	17	16
E.Bt (%)	91	93	92
Edad clastos	125k	125k	125k

## Geomorfología final para valores mayores y menores utilizados.

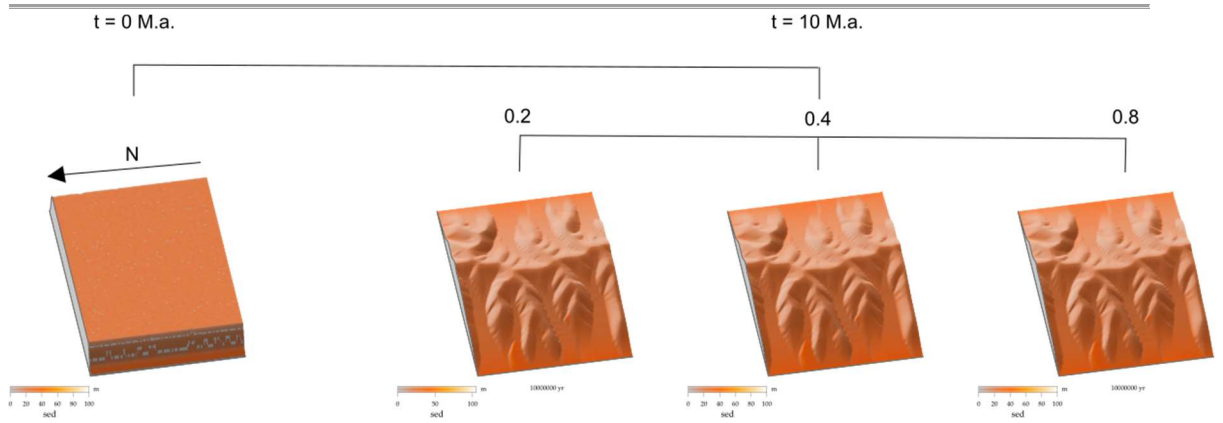


Figura 39 Etapa final de la evolución del relieve en el presente test de sensibilidad.

## Test de sensibilidad 9

### Resumen.

Tabla 21: Resumen de resultados más relevantes obtenidos el valor de  $K_1$ .

Sensibilidad 9: $K_1$ ( $m/a$ )			
Valor utilizado	0	0.5	1
Espesor de regolito promedio ( $m$ )	19,9	19,9	19,9
Peak espesor de regolito ( $m$ )	45	45	45
Altitud promedio ( $m$ )	902	907	917
Erosión ( $m/a$ )	0.061	0.06	0.062
Flujo disuelto ( $m^3/a$ )		14300	
E.Qz (%)	0	0	0
E.Ab (%)	19	17	15
E.Bt (%)	95	93	92
Edad clastos	160k	125k	114k

## Geomorfología final para valores mayores y menores utilizados.

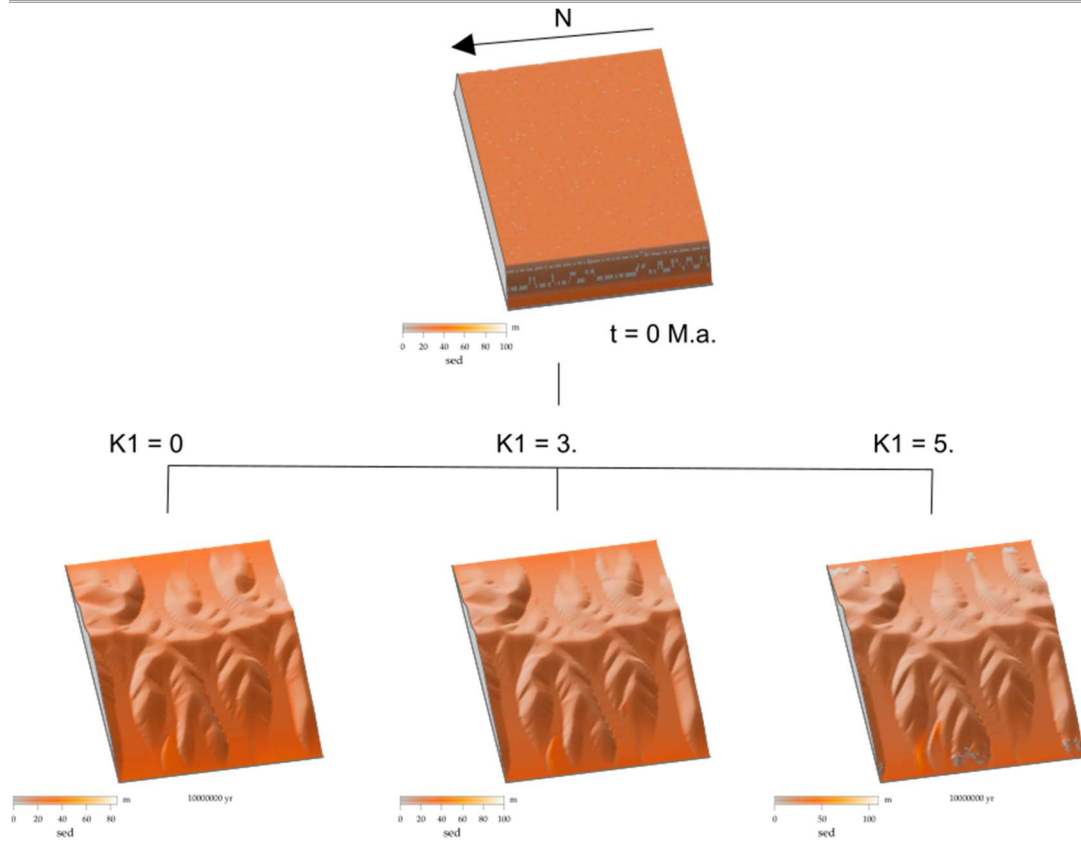


Figura 40: Etapa final de la evolución del relieve en el presente test de sensibilidad.



## Test de sensibilidad 10

### Resumen.

Tabla 22: Resumen de resultados más relevantes obtenidos el número de clastos utilizados.

Sensibilidad 10: Densidad de clastos			
Número de clastos – Espaciamiento	150c – 4cm	300c – 2cm	600c – 1cm
Espesor de regolito promedio (m)	19,9	19,9	19,9
Peak espesor de regolito (m)	454	45	45
Altitud promedio(m)	907	907	907
Erosión (m/a)	0.061	0.06	0.062
Flujo disuelto (m <sup>3</sup> /a)	7973	14300	23930
E.Qz (%)	0	0	0
E.Ab (%)	15	17	16
E.Bt (%)	92	93	93
Edad clastos	160k	125k	105k