



ESCUELA DE
GEOLOGÍA

Reconstrucción tectónica de los Andes Centrales utilizando técnicas de *Jig-Saw*

Memoria entregada a la Universidad Mayor en cumplimiento de los requisitos para optar al Título de Geólogo

SERGIO ANTONIO GARCÍA FIERRO

Profesor guía:

MATÍAS ALBERTO PEÑA GÓMEZ

Miembros de la Comisión Evaluadora de Examen:

JAVIER IGNACIO ÁLVAREZ AMADO

MAURICIO ESTEBAN ESPINOZA VARGAS

SANTIAGO, CHILE

Enero, 2022

Tabla de contenido

1	Introducción	13
1.1	Presentación del problema	13
1.2	Oroclinos: definición y características	16
1.3	Reconstrucciones tectónicas	20
1.3.1	Historiografía de las reconstrucciones	20
1.3.2	Datos paleomagnéticos	22
1.3.3	Métodos de reconstrucción	24
1.3.4	Movimiento absoluto de placas y marcos de referencia para reconstrucciones	27
1.3.5	GPlates y su uso en las reconstrucciones tectónicas	29
1.4	Área de estudio	31
1.4.1	Oroclino Boliviano	31
1.4.2	Aplicaciones de una reconstrucción tectónica para los Andes Centrales	35
2	Hipótesis	38
2.1.1	Objetivo general	40
2.1.2	Objetivos específicos	40
3	Marco Geológico	42
3.1	Evolución de los Andes centrales	42
3.2	Contexto geológico	48
3.3	Metalogénesis	52
3.3.1	Pórfidos de cobre	58
4	Metodología	61
4.1	Generación de modelos topográficos	63
5	Resultados	64

5.1	Datos obtenidos	64
5.2	Reconstrucciones realizadas	66
5.2.1	Modelo de bloques reconstruido	66
5.2.2	Topografía y elementos geológicos	67
5.2.3	Margen reconstruido	72
5.2.4	Velocidad de convergencia de placas	76
6	Discusiones	77
6.1	Clasificación del Oroclino Boliviano	77
6.2	Interpretación de los campos de esfuerzo	78
6.3	Incertidumbre y errores asociados	84
7	Conclusiones	86

SOLO USO ACADÉMICO

Índice de Figuras

Figura 1. Contexto general andino. Modificado de Arriagada et al. (2008).....	14
Figura 2. Modelos cinemáticos simplificados para (1) Arco primario con desplazamiento uniforme, (2) Arco primario con desplazamiento radial, (3) Oroclino progresivo con desplazamiento curvo durante emplazamiento divergente de fallas inversas, (4) Oroclino progresivo con desplazamiento paralelo acompañado de acortamiento diferencial, (5) Oroclino secundario con cizalle sobreimpuesto y (6) Oroclino secundario con flexión sobreimpuesta. Cada modelo postula diferentes patrones rotacionales para el eje vertical. Modificado de Yonkee y Weil (2010).....	17
Figura 3. Prueba del Oroclino. Se consideran tres estados diferentes: T1, antes de cualquier deformación (0%); T2, durante la orogenia (50%) y T3, cuando el orógeno ya se ha formado (100%). A la derecha, la prueba del Oroclino esperada para fábricas formadas en T1 y T2. (A) Curva primaria, en la que se hereda toda la curvatura, es decir, existía antes de la orogenia. (B) Un caso típico para una prueba de oroclino progresivo, en la que la curvatura se adquiere durante la orogenia (curvatura orogénica primaria vs. oroclino secundario) y un campo intermedio (oroclino progresivo). (C) Un oroclino secundario en la que toda la curvatura es posterior a la formación del orógeno. Modificado de Pastor-Galán et al., 2017.....	19
Figura 4. Reconstrucción de continentes original de Alfred Wegener. Morel e Irving (1981).	21
Figura 5. Representación del movimiento de placas haciendo uso de las rutas de polos paleomagnéticos.	23
Figura 6. Metodología propuesta por Bullard et al. (1965). (A) Ajuste e interpolación de contornos en lados opuestos del océano. (B) Secciones de borde continental ajustadas. Para el ejemplo utilizado por los autores se utilizaron 80 puntos entre las trazas.....	25
Figura 7. Representación vectorial de la operación de rotación para un elemento tridimensional haciendo uso del teorema de Euler.....	26
Figura 8. Representación en una esfera del teorema de Euler. Se usa como ejemplo el continente africano como elemento a rotar. Nótese la presencia del polo de Euler.....	27
Figura 9. Jerarquía de placas utilizada en este trabajo. Müller et al., (2006).....	28
Figura 10. Representación de una paleoposición del continente africano. Realizado en GPlates a partir de Scotese PaleoAtlas V3.....	29
Figura 11. Interfaz de GPlates.	30

Figura 12. Base de datos paleomagnética a lo largo de los Andes centrales. Las rotaciones de bloques determinadas paleomagnéticamente alrededor de los ejes verticales se muestran como círculos (a) para rocas menores de 20 Ma y (b) para rocas mayores de 20 Ma. Las rotaciones en sentido horario (antihorario) se muestran en rojo (azul). F, región del antearco moderno; WC, Cordillera Occidental; A, Altiplano; P, Puna; CE, Cordillera Oriental; SA, zona subandina; SP, Sierras Pampeanas. Arriagada et al. (2008).	31
Figura 13. Ilustraciones originales de Heki (1984, 1986). A la izquierda ilustra los datos paleomagnéticos obtenidos. A la derecha propone dos mecanismos a partir de los cuales se generaría el actual borde sudamericano a partir de otro más recto; (A) acortamiento o (B) estrechamiento.....	32
Figura 14. Esquemas para explicar algunos modelos propuestos para la formación del Oroclino Boliviano. Original de Randall (1998), recuperada y modificada a partir de Arriagada (2008). Los esquemas representan (A) Plegamiento oroclinal (Carey, 1955), (B) Acortamiento diferencial (Isacks, 1988), (C) Rotación in situ a causa de cizalle distribuido (Beck, 1988), (D) Rotación in situ debido a trastensión (Hartley et al., 1988), (E) Rotación de bloques arqueados debido a <i>buttressing</i> (Beck et al., 1993), (F) Rotación de bloques in situ debido a fallas de deslizamiento (Randall et al., 1996).....	33
Figura 15. Reconstrucción del borde sudamericano realizado por McQuarrie (2002). ...	34
Figura 16. Direcciones y edades de la placa de Nazca respecto a un margen sudamericano reconstruido y a uno actual.....	35
Figura 17. Modelo de bloques de Arriagada et al., 2008 que se usará en este trabajo. Edades entre 0 y 25 Ma.	39
Figura 18. Modelo de bloques de Arriagada et al., (2008), continuación. Edades entre 30 y 45 Ma.....	40
Figura 19. Sketch que representa, en forma simplificada, el proceso de subducción entre placas oceánica y continental.	42
Figura 20. Serie de sketches que representan la evolución cenozoica andina. Modificado de Haschke et al., 2006.....	46
Figura 21. Segmentación fisiográfica de los Andes centrales. Original de Arriagada et al., 2008	49
Figura 22. Geología general de los Andes centrales. Generado a partir de Reuter (2005)	50
Figura 23. Mapa geológico del complejo Altiplano – Puna. Generado a partir de Reuter (2005)	51

Figura 24. Franjas metalogénicas de los Andes centrales, por edad. Modificado a partir de Camus.....	53
Figura 25. Franjas metalogénicas por commodity. Modificado de Lui et al., (2019)	54
Figura 26. Distribución de yacimientos tipo pórfido cuprífero en los Andes centrales. Original de Lee y Tang, 2020.....	58
Figura 27. Esquema del proceso metodológico realizado en este trabajo.....	62
Figura 28. Representación de la diferencia entre un muestreo paleomagnético y una reconstrucción a partir de estados. Se destaca que ambos sistemas generan datos, aunque el segundo sistema genera una cantidad exponencialmente mayor.	65
Figura 29. Modelo de bloques generado para cada temporalidad.....	67
Figura 30. Reconstrucción para el Salar de Atacama.	68
Figura 31. Modelo de elevación propuesto.....	69
Figura 32. Mapa geológico para los 45 Ma, generado a partir del mapa geológico sudamericano 1:2.000.000 y del modelo propuesto en este trabajo.....	70
Figura 33. Modelo de evolución topográfica, a la que se le suma la reconstrucción de pórfidos de cobre.....	71
Figura 34. Reconstrucción del margen sudamericano para cada rango de edad reconstruido.	72
Figura 35. Acortamiento total calculado para el modelo.	73
Figura 36. Acortamiento calculado por latitud. En rojo se destacan los mayores acortamientos, mientras que en azul los menores valores.....	74
Figura 37. Reconstrucción para los dominios morfotectónicos. CC: Cordillera de la Costa, WC: Cordillera Occidental, AP: Altiplano, WP: Puna Occidental, EP: Puna Oriental, SA: Sierras Subandinas, EC: Cordillera Oriental, SP: Sierras Pampeanas, SB: Sistema de sierras de Santa Bárbara.	75
Figura 38. Velocidad de convergencia de placas en cm/año; Latitud vs edad en Ma... ..	76
Figura 39. Compilación de diagramas de rosa para las direcciones cuantificadas del margen andino.	78
Figura 40. Modelo de evolución propuesto de acuerdo con la reconstrucción de estructuras y paleoesfuerzos. En rojo se destacan los distintos dominios geomorfológicos.	80

Figura 41. Evolución de la altura para la zona de estudio para los 45, 25, 15 y 0 Ma.	81
Figura 42. Comparación del acortamiento obtenido por este trabajo con publicaciones de otros autores. Se incluye Arriagada et al. (2008), creador del modelo que se empleó en el presente estudio.....	83
Figura 43. Relaciones La/Yb para los estados entre los 30 y 5 Ma.....	84

SOLO USO ACADÉMICO

Resumen

La Cordillera de los Andes es un orógeno cuya formación se ha planteado que parte desde el Cretácico Superior, variando las tasas de alzamiento y erosión a lo largo de cada período geológico posterior. La comprensión de este proceso para cada una de las regiones andinas es fundamental para el entendimiento no sólo de la geología, sino también el origen de los ríos, distribución de especies o los cambios en el clima. Para aportar a la comprensión de los diversos estados de la evolución andina es posible usar reconstrucciones tectónicas, las que son un conjunto de técnicas que consiste en el cálculo de posiciones u orientaciones para un elemento geológico en un tiempo determinado. Una manera de obtener estos parámetros es a través del paleomagnetismo y la reconstrucción de secciones en planta, lo que permite generar un modelo de bloques. Un problema común en secciones estructurales ya realizadas en el margen sudamericano es que se considera el margen actual como inmutable; para evitar dicho sesgo, en este trabajo se ha trabajado con un modelo de bloques existente, el que propone una evolución para la curvatura del margen occidental de Sudamérica. Este modelo inicia a los 45 Ma y posee una resolución de 5 Ma. Mediante un proceso de digitalización de nodos y posterior creación de una red topológica mediante GPlates, se obtuvo (1) un modelo cuantitativo, al que es posible agregar nuevos datos, (2) el comportamiento interbloque (tensores de stress, cantidad de estiramiento/extensión, velocidad para cada punto), (3) la capacidad de usar como input cualquier elemento geológico y reconstruirlo según el modelo y (4) una propuesta de modelo paleotopográfico para cada edad.

El modelo planteado en este trabajo propone un alzamiento migrante de Oeste a Este para los Andes Centrales, con un evento principal de edad Eocena-Miocena temprano, en el cual hay un alzamiento pronunciado desde la Cordillera de Domeyko hacia el este, alcanzando, y en ocasiones superando, las alturas actuales alrededor del Mioceno medio a tardío. El modelo propuesto en este trabajo describe un colapso alrededor de la zona del Altiplano – Puna, coincidiendo con la literatura al respecto tanto en el proceso como en el tiempo. El modelo ha sido contrastado y es consecuente con otros acortamientos calculados y con razones La/Yb lo que ha mostrado la solidez del presente trabajo y la buena relación con otros elementos geológicos.

Abstract

The Andean Cordillera is an orogen whose formation has been suggested to start from the Upper Cretaceous, varying the rates of uplift and erosion throughout each subsequent geological period. The understanding of this process for each one of the Andean regions is fundamental for the understanding not only of the geology but also the origin of the rivers, distribution of species, or the changes in the climate. To contribute to the understanding of the various stages of Andean evolution, it is possible to use tectonic reconstructions, which are a set of techniques that consists of calculating positions or orientations for a geological element at a given time. One way to obtain these parameters is through paleomagnetism and the reconstruction of plan sections, which allows generating a block model. A common problem in plan-view areas already made in the South American margin is that the current margin is considered immutable; To avoid this bias, in this work, we have worked with an existing block model, which proposes an evolution for the curvature of the western margin of South America. This model starts at 45 Ma and has a resolution of 5 Ma. Through a node digitization process and subsequent creation of a topological network using GPlates, (1) a quantitative model was obtained, to which it is possible to add new data, (2) the interblock behavior (stress tensors, amount of stretching/extension, velocity for each point), (3) the ability to use any geological element as input and reconstruct it according to the model, and (4) a proposed paleotopographic model for each age.

The model proposed in this work proposes a migratory uplift from West to East for the Central Andes, with the main event of Eocene-Early Miocene age, in which there is a pronounced uplift from the Cordillera de Domeyko to the east, reaching, and in occasions, surpassing the present heights around the middle to late Miocene. The model proposed in this work describes a collapse around the Altiplano-Puna area, coinciding with the literature in this regard both in the process and in time. The model has been contrasted and is consistent with other calculated shortenings and with La/Yb ratios, showing the sturdiness of the present work and the good relationship with other geological elements.

Agradecimientos

Partiendo de la base de que este trabajo no existiría de la forma que lo hace sin mí, es necesario partir agradeciendo a quienes me hicieron lo que soy. Primeramente, mi familia, y muy especialmente mi Tata René a quien dedico gran parte de mis esfuerzos y que me da fuerzas para seguir adelante. Para mi mami Jogui, a quien he querido siempre y de quien he aprendido la dolorosa lección de que a veces no queda otra que tomar lo mejor que viva en nuestra memoria y simplemente seguir adelante. Para mi tía Alicia, cuyo inmenso espíritu moral espero esté en mis genes y haberlo heredado, mi enorme admiración para ella. Agradezco a mi madre Marcia, a quien quiero y entiendo cada día más (aunque no sea demasiado demostrativo).

Desde el punto de vista de mi formación, quisiera agradecer a dos personas cuyo ejemplo es el más valioso que he obtenido: profesores Juan Norambuena y Daniela Cerón, ambos amigos en mi tiempo más difícil. Juan, un gran geólogo que me apoyó cuando más dudé y quise retirarme, si llegas a leer esto un enorme abrazo para ti. Mi profe Dani, la persona más inteligente que he conocido en mi vida, necesitaría una tesis entera para decirle lo mucho que la admiro, lo que le agradezco y lo que la quiero. Gracias por aguantar mi carácter y haber sido bastón y consuelo.

A Cristian y Alberto, mis amigos de la vida, los adoro y los años no aminoran eso. Son la prueba de que aún en los períodos de confusión y malas decisiones hay cosas que rescatar, y son más valiosas que el oro.

Supongo que cuando tu pareja no es de tu carrera es la primera sección en la que normalmente está, pero en realidad contigo pasamos ya al tramo de quienes contribuyeron en este trabajo, y en la carrera en general. Gracias por enseñarme tanto Fernanda, por ayudarme a entender geología sin siquiera saber geología, por tu paciencia, encanto y apoyo. Te amo muchísimo.

A mi profesor guía, Matías Peña, excelente amigo en tiempos difíciles y mentor 24/7, gracias, por tanto, no podría imaginar mejor apoyo para este trabajo; siento que cada vez te debo más cervezas.

Al profesor Christian Salazar, que llegó de sorpresa, conocí por suerte, y me ha dado un apoyo que sólo podría haber imaginado en otras épocas (más oscuras).

Gracias a Macarena, que estuvo siempre que quise tirar la toalla, que se volvió apoyo permanente en gran parte de mi tiempo como estudiante, se convirtió en mi compañera en el tiempo más pesado y con quien salimos (casi) juntos. Te quiero muchísimo y lo sabes. Álvaro, Lukas, Feña y Max, otro 'paquete' de amigos sin los cuales no habría llegado hasta aquí, los quiero todo lo que mi poca habilidad social me permite expresar y espero haberlo demostrado. Gracias especiales pal 'ijo del...' del Jona, amigo que salió de la nada y sin el cual ya no concibo la vida (o al menos una buena vida).

SOLO USO ACADÉMICO

1 Introducción

1.1 Presentación del problema

La Cordillera de los Andes es uno de los accidentes geográficos más impresionantes en el planeta Tierra. Se extiende en forma continua por aproximadamente 7.000 km a través del margen occidental de Sudamérica, lo que la convierte en la cadena montañosa más larga del mundo (Figura 1). Políticamente se presenta en siete países: Argentina, Bolivia, Chile, Colombia, Ecuador, Perú y Venezuela.

Para su estudio se le ha segmentado en tres grandes sectores, definidos de acuerdo con su evolución tectónica (Jordan, 1973). Esto facilita su estudio desde un punto de vista geológico y tectónico:

1. Los Andes del norte, ubicados entre los 12°N y los 5°S. Son el resultado de la interacción de las placas Caribe, Cocos y Nazca e incluyen el Istmo de Panamá. La construcción de este sector se debe principalmente a la acreción de terrenos durante el Mesozoico-Cenozoico, lo que se ha determinado a partir de datos paleomagnéticos (Estrada, 1996), composición de rocas plutónicas y sedimentarias (Cardona et al., 2011) y asociación de facies metamórficas de alto grado (Massonne y Toulkeridis, 2012; Zuluaga y Lopez, 2019).
2. **Los Andes centrales**, ubicados entre los 5°S y aproximadamente los 40°S. Es un segmento montañoso resultado de la subducción de la placa de Nazca y el continente (Baranzagi e Isaks, 1967, Ramos, 1999).
3. Los Andes australes o patagónicos. Se ubican entre los 40°S y 55°S. Este sector es resultado de la subducción de dos placas oceánicas (Nazca y Antártica), e interactúan con la península antártica y la placa de Escocia. Un arco entre la Cordillera Patagónica con orientación norte-sur y la Cordillera de Darwin, de orientación este-oeste, forma el extremo sur de los Andes del sur (Fildani et al, 2008).

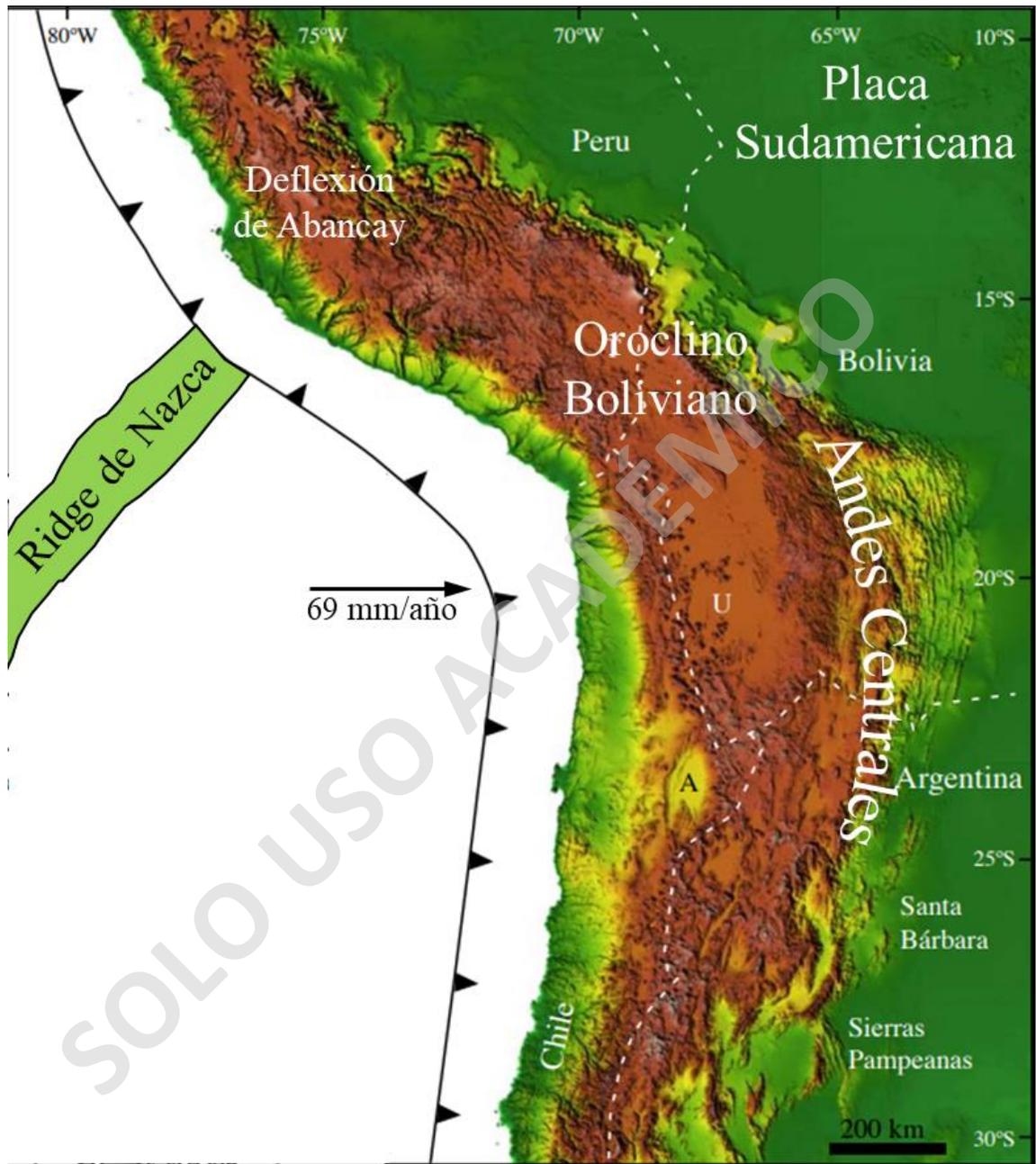


Figura 1. Contexto general andino. Modificado de Arriagada et al. (2008).

Los Andes centrales han sido el foco de varias décadas de trabajo, en las cuales se ha tratado de entender la relación entre la geodinámica y los elementos geológicos que se han desarrollado en este sector (Maksaev et al., 2007; Chlieh et al., 2011; Alé y

Sempere, 2017 Martínez, Arriagada y Bascuñán, 2018, Oliveros et al., 2018; Ramos, 2018, Ibarra et al., 2019). Uno de estos elementos es el rasgo estructural de primer orden conocido como **Oroclino Boliviano**, la que es la curva orogénica presente en el sector sur de Bolivia, Perú y Norte de Chile. En este sector no solo existe este cambio visual, sino que los datos paleomagnéticos muestran que las rotaciones respecto al eje vertical tienen una tendencia antihoraria consistente en Perú y Bolivia, mientras que, en el sur de Bolivia, norte de Chile y Argentina la tendencia es horaria. Este cambio ocurre exactamente respecto al eje de simetría de la curva (Heki, 1984; Somoza et al., 1996; Arriagada et al., 2008). El comprender el cómo evoluciona este rasgo, y con él todo el margen sudamericano, es de importancia para entender el origen de una serie de elementos geológicos (cuencas, fallas, intrusivos) y sus consecuencias para el desarrollo del antearco, además de permitir una mejor comprensión de la organización y desarrollo de los elementos rotacionales de la cadena andina, y el cómo se desarrolla con la geología del sector.

Otro elemento que se debe considerar son las variaciones espaciales, temporales y geométricas que se han dado en el régimen de subducción andino, así como el papel que juegan en cómo se transmiten los esfuerzos en la placa subductante. A partir de este punto se podría cuestionar qué control es el que predomina en la formación del orógeno andino; ¿las características de la placa subductada, o de la placa subductante?; ¿a qué parámetros afectan en mayor medida una y otra? Para tratar de responder estas preguntas, es fundamental estudiar cómo se ha relacionado en el tiempo este régimen de subducción con la geología.

Esta relación entre la tectónica y los rasgos geológicos se ha intentado entender a través de una serie de técnicas conocidas como **reconstrucciones tectónicas**. El proceso de una reconstrucción tectónica consiste en el cálculo de posiciones y orientaciones para una placa tectónica (o un elemento geométrico) para un instante en la historia de la tierra, el que por lo general será en unidades de millones de años (Gurnis et al., 2012). El poder visualizar estos componentes aporta un valioso entendimiento respecto a cómo evoluciona el sistema terrestre; la superficie y el subsuelo. A estas placas reconstruidas es posible añadirles elementos (geología, geofísica, paleontología, etc.), lo que permite a quien visualice la reconstrucción indagar respecto a estas características a través del tiempo. Es posible combinar múltiples instantáneas de tiempo para realizar una secuencia de reconstrucciones y, de esta manera, animar el movimiento de estas placas, produciendo no sólo la sensación de movimiento, sino que, sea posible la extracción de información dependiente del tiempo y cinemática, lo que puede aportar datos e ideas sobre procesos geodinámicos, la relación entre placas y cómo afectan a los elementos de la superficie.

Diversos autores han presentado modelos para la evolución y morfología actual de los Andes centrales; sin embargo, hay dos grandes problemáticas (o mejor dicho ausencias) en estos estudios: no integran factores geológicos a sus reconstrucciones ni consideran el

margen tal y como se presenta hoy en día. Arriagada et al. (2008) presentan una solución a este último tema, con un modelo de bloques basado en acortamiento cortical y rotaciones, el que permite reconstruir el continente sudamericano desde los 45 hasta los 0 Ma, con pasos de 5 Ma.

1.2 Oroclinos: definición y características

Los primeros geólogos, en el siglo XVII, ya hacían menciones del fenómeno de estratos que en el presente se encuentran deformados habrían sido en su origen mucho más rectos (Brookfield, 2004; Rosenberg, 2006; Steno, 1669). A principios del siglo XX Suess (1909) define como ‘salientes’ curvaturas ahora no a escala de estratos, sino en mapas a la escala de sistemas orogénicos completos, aunque sin proponer el cómo se habrían formado. Estas observaciones permitieron a Carey (1955) proponer el concepto de Oroclino para referirse a ‘*un sistema orogénico que se ha curvado en forma de herradura o codo*’. Aunque a veces se use en la literatura como una descripción geométrica de cualquier curvatura orogénica, en este documento “oroclino” se usará estrictamente como el término para curvas a escala de mapa que experimentaron rotaciones en el eje vertical.

Los oroclinos pueden clasificarse según Weil y Susman (2004) y Johnston et al. (2013), los que diferencian dos grandes miembros: (1) **curvas orogénicas primarias**, que describen aquellos sistemas en los que la curvatura es una característica principal del orógeno y se forma sin rotaciones significativas o sistemáticas del eje vertical, y (2) **oroclinos secundarios**, donde se adquirió la curvatura orogénica debido a rotaciones del eje vertical en forma posterior a la construcción orogénica primaria. Aquellos sistemas cuya curvatura es el producto de la rotación del eje vertical durante el pulso orogénico primario y/o para los cuales solo una porción de la curvatura observada es secundaria se encasillan en un tercer grupo (3), denominados **oroclinos progresivos**. Dentro de estas clasificaciones hay subcategorías basadas en la dirección de desplazamiento entre el centro del bloque y los extremos de este, siendo los miembros extremos los desplazamientos uniforme (no hay diferencia entre el centro y los extremos) y radial (existe diferencia angular similar a los radios de una circunferencia), como ilustra la figura 2.

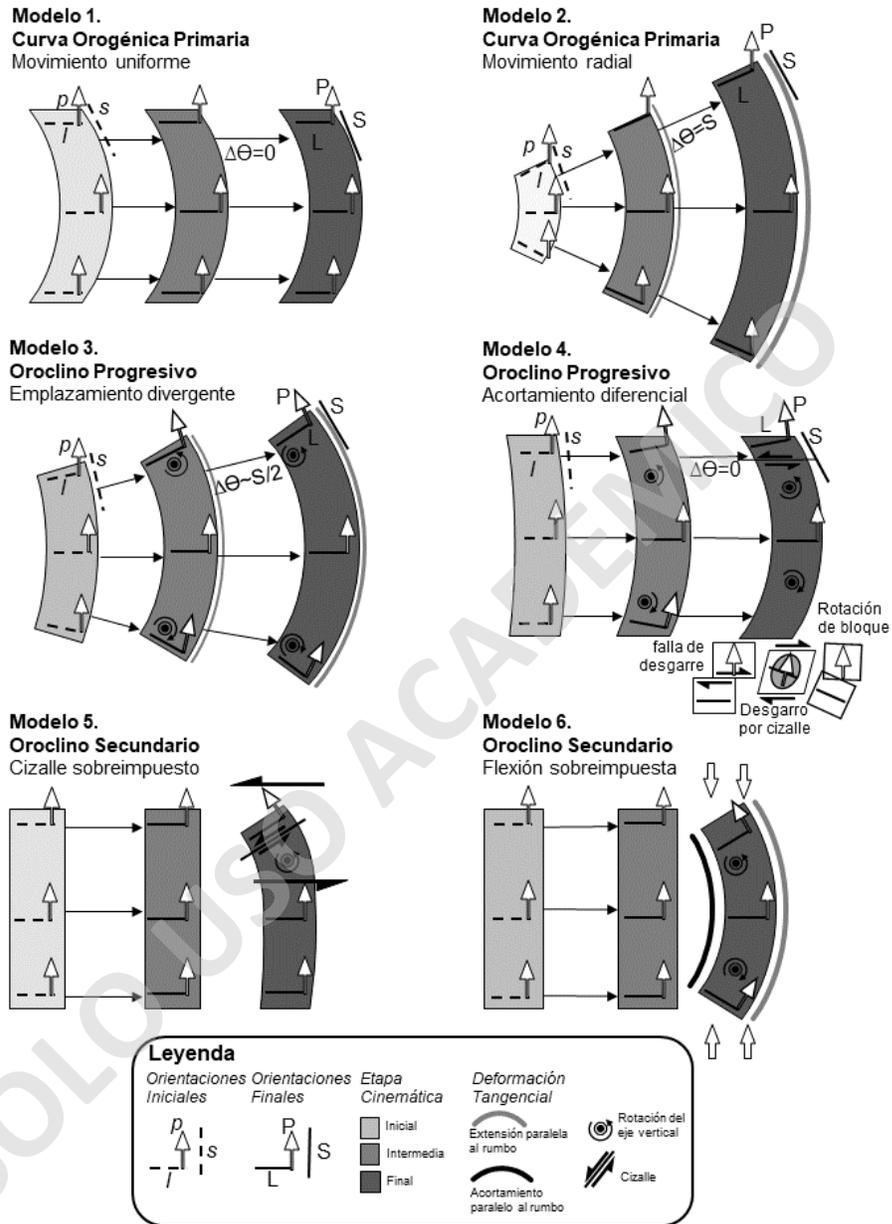


Figura 2. Modelos cinemáticos simplificados para (1) Arco primario con desplazamiento uniforme, (2) Arco primario con desplazamiento radial, (3) Oroclino progresivo con desplazamiento curvo durante emplazamiento divergente de fallas inversas, (4) Oroclino progresivo con desplazamiento paralelo acompañado de acortamiento diferencial, (5) Oroclino secundario con cizalle sobreimpuesto y (6) Oroclino secundario con flexión sobreimpuesta. Cada modelo postula diferentes patrones rotacionales para el eje vertical. Modificado de Yonkee y Weil (2010).

Existe el llamado “test del Oroclino”, el que evalúa la relación entre los cambios en la tendencia estructural regional (en relación con una tendencia referencial para un orógeno) y las orientaciones de la fábrica de algún elemento geológico dado o magnetización (en relación con una dirección de referencia). En cuanto a la evaluación de la cinemática del desarrollo, el marcador geológico más relevante es la **declinación paleomagnética**, que se puede utilizar para evaluar cuantitativamente las rotaciones totales y sistemáticas en función de la variabilidad a lo largo del rumbo. Una vez adquiridos, los datos se trazan en ejes de coordenadas cartesianas con el rumbo (S) del orógeno (relativo a una referencia) a lo largo del eje horizontal y el azimut de la fábrica (F relativo a una referencia) a lo largo del eje vertical. La prueba utilizó originalmente una regresión básica de mínimos cuadrados ordinarios (MCO) (Schwartz y Van der Voo, 1983) para estimar la pendiente (codificada ‘m’ en la fórmula), idealmente entre 0 y 1, que luego se interpreta con respecto a la cinemática del eje vertical. Más recientemente, Yonkee y Weil (2010) y Pastor-Galán et al. (2017) introdujeron estadísticas más robustas para estimar la pendiente de correlación y su incertidumbre, considerando y propagando errores de los datos de entrada para la relación entre las mediciones de lo que habrían sido las fábricas pre-orogenia y lo que se observa actualmente (Figura 3).

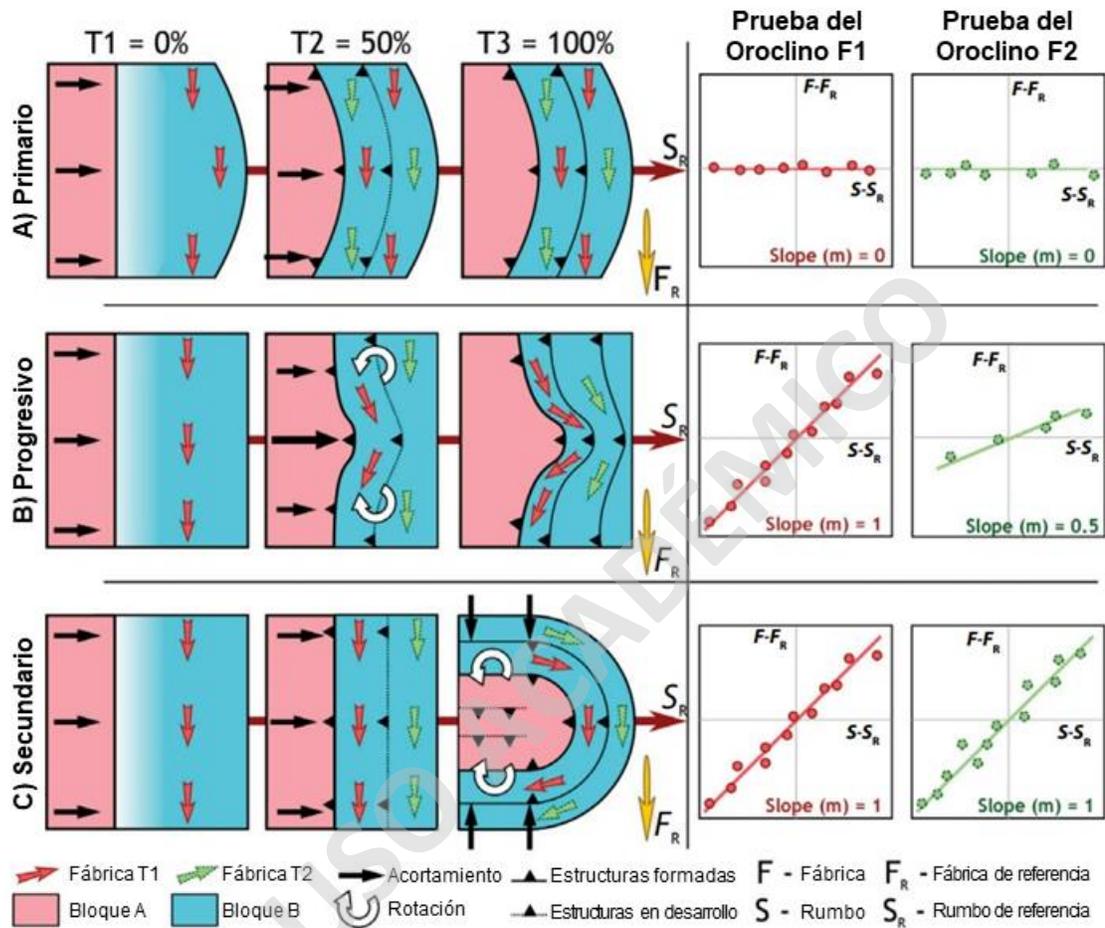


Figura 3. Prueba del Oroclino. Se consideran tres estados diferentes: T1, antes de cualquier deformación (0%); T2, durante la orogenia (50%) y T3, cuando el orógeno ya se ha formado (100%). A la derecha, la prueba del Oroclino esperada para fábricas formadas en T1 y T2. (A) Curva primaria, en la que se hereda toda la curvatura, es decir, existía antes de la orogenia. (B) Un caso típico para una prueba de oroclino progresivo, en la que la curvatura se adquiere durante la orogenia (curvatura orogénica primaria vs. oroclino secundario) y un campo intermedio (oroclino progresivo). (C) Un oroclino secundario en la que toda la curvatura es posterior a la formación del orógeno. Modificado de Pastor-Galán et al., 2017.

Las curvas orogénicas primarias no muestran cambios en las orientaciones de declinación paleomagnética con tendencias estructurales variables (rumbos de fallas, estratificación, dirección de foliación, etc); por lo tanto, se espera que la pendiente sea 0; en los oroclinos progresivos, la variación de declinación registra alguna fracción de la variabilidad total observada del rumbo orogénico, y por lo tanto la pendiente variaría

entre 0 y 1, dependiendo de la cantidad de curvatura primaria. Los oroclinos secundarios son aquellos en el que los vectores paleomagnéticos registran el 100% de la rotación, dando pendientes de 1, lo que significa que el sistema orogénico debe haber comenzado como un sistema aproximadamente lineal que luego sufrió rotaciones secundarias en el eje vertical hasta que se adquirió su curvatura actual. Estos datos sólo se pueden interpretar con seguridad cuando se conoce bien la cronología de la formación del orógeno.

La formación de los oroclinos aún no es del todo comprendida; se postulan múltiples mecanismos para explicar el cómo se producen. Algo que es claro es que las rotaciones respecto al eje vertical requieren gradientes horizontales de *strain*: extensión o acortamiento lateral diferencial (ya sea por indentación de bloques, *rollback*, acortamiento paralelo al orógeno) o estructuras heredadas (forma de cuenca, reactivación de estructuras) pueden explicar los cambios en el rumbo de los orógenos (Marshak, 2004; Johnston et al., 2013). Estos modelos pueden involucrar sólo la parte somera de la corteza superior (Marshak, 2004) o toda la litosfera (Gutiérrez - Alonso et al., 2004). Por lo tanto, cuantificar la evolución cinemática de la curvatura en planta en los orógenos es clave para comprender la evolución geodinámica de los cinturones orogénicos.

1.3 Reconstrucciones tectónicas

1.3.1 Historiografía de las reconstrucciones

La reconstrucción cinemática de la evolución tectónica de un área a nivel regional es un conjunto de técnicas que comprenden la traslación de información geológica cualitativa a un modelo cuantitativo, describiendo los movimientos relativos de placas y unidades tectónicas regionales (Boschman et al., 2014).

Los mapas reconstructivos que muestran diferentes elementos geológicos reposicionados se han realizado desde principios de la historia cartográfica. Estos primeros trabajos sirvieron únicamente para ilustrar la idea de que los continentes no son estáticos como se pensaba hasta el momento. Con el uso de estos mapas, que posicionaban a los continentes de formas pretéritas e hipotéticas, se empezó a pensar en las implicaciones que podrían tener estos nuevos lugares. Charles Lyell, por ejemplo, ya en 1830 escribía sobre las consecuencias paleoclimáticas de otras distribuciones latitudinales.

Utilizando estas reconstrucciones basadas en datos, Alfred Wegener elucubró teorías sobre el cómo están distribuidos diferentes ambientes de depositación, interpretados a partir de rocas mesozoicas y paleozoicas. La confiabilidad, interés y usos de este tipo de trabajos aumentaron gracias al éxito de la hipótesis de expansión del fondo marino y el consecuente desarrollo de la teoría de placas. De esta manera, generó las primeras reconstrucciones tectónicas de continentes a mano. Sus primeros trabajos, en los que reconstruyó los supercontinentes de Pangea, Laurasia y Gondwana, además de los

océanos Panthalassa y Thetys son conocidos por su rigor, lo que permitió que sean aún comparables con los mapas modernos (Figura 4).

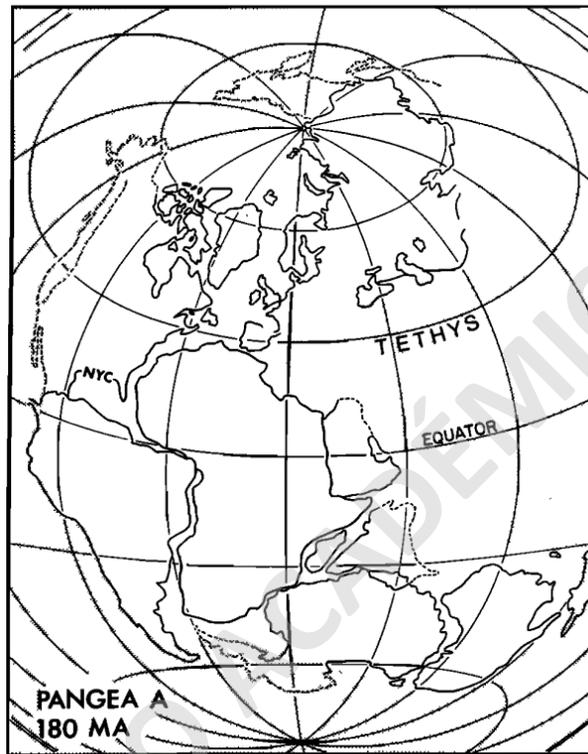


Figura 4. Reconstrucción de continentes original de Alfred Wegener. Morel e Irving (1981).

Los avances en la comprensión y precisión de las mediciones de paleomagnetismo y de dataciones radiométricas también fueron muy influyentes en la datación de las tasas de cambio que Lyell había especulado. El reconocimiento de la “simplicidad” de los procesos geológicos que rigen la formación de la corteza oceánica luego de la conferencia de la *Geological Society of America* en Penrose de 1972 allanó el camino para reconstrucciones que no dependían de mosaicos de interpretaciones y correlaciones geológicas controvertidas, sino que ofrecían la capacidad de probarlas y refinarlas más objetivamente.

Junto con todo esto, el poder de cómputo cada vez mayor condujo a la capacidad de tratar los datos de reconstrucción y las reconstrucciones con rigor matemático y, por lo tanto, presentar y comprender los modelos como aproximaciones a la realidad con incertidumbres y errores estimables. Estas reconstrucciones no siempre coincidieron con las reconstrucciones geológicas anteriores basadas en correlaciones y en muchos casos condujeron a revisiones de la comprensión e interpretación geológicas.

Hoy en día, estudios de alta resolución brindan la oportunidad de determinar los movimientos de las placas y sus cambios a lo largo del tiempo, las que pueden presentarse en forma bastante didáctica como animaciones. Estas reconstrucciones de alta resolución forman la base de las cuadrículas de la edad del fondo marino y, en base a ellas, modelos paleobatimétricos que incorporan condiciones de frontera importantes en los estudios de modelado paleoceanográfico. Otros estudios modernos permiten observar patrones cinemáticos globales de placas explícitamente integrados como condiciones límite en modelos geodinámicos, lo que permite ilustrar los roles de las placas en la convección del manto y hacer modelos de transferencia de calor (considerando, por ejemplo, que el planeta se enfría).

1.3.2 Datos paleomagnéticos

Antes de entrar en las reconstrucciones tectónicas en sí, se debe considerar el cómo se harán para asegurar que sean confiables y sea posible basar suposiciones en ellas. El generar estas reconstrucciones implica caracterizar marcadores geológicos, geofísicos o morfológicos en sus ubicaciones actuales, para luego hacerlos coincidir con alguna estimación o marcador de su ubicación antes de que se haya desplazado por el movimiento de la placa. Geométricamente, estos marcadores se pueden representar como puntos o como contornos en un mapa.

Ejemplos de marcadores del tipo puntos incluyen *hotspots*, polos paleomagnéticos aparentes e intersecciones entre un par de características lineales. Ejemplos de marcadores tipo lineales o de contorno incluyen isócronas magnéticas, profundidades de borde de plataformas y límites oceánico-continental. Este trabajo se basará en el uso de **polos paleomagnéticos aparentes**.

Los polos paleomagnéticos aparentes son elementos a los que se les puede aplicar pruebas de rotación, pero que no son físicamente parte de la paleoplaca ni de ninguno de sus límites. En cambio, son indicadores de la ubicación pasada del polo geomagnético norte o sur, dependiendo de lo que indiquen las rocas. Indicaciones como estas se calculan en función de las mediciones de la paleoinclinación y la declinación del campo magnético conservadas en los componentes de la llamada **magnetización remanente** en muestras de roca

En la actualidad, la inclinación y la declinación varían de manera predecible bajo el supuesto de que el campo que describen es el de una fuente dipolar alineada con el eje de rotación y con origen en el centro del planeta. Los polos magnéticos calculados de acuerdo con este supuesto se conocen como VGP (del inglés *Virtual Geomagnetic Pole*, Polo Geomagnético Virtual). Se puede demostrar que los VGP migran a grandes distancias del eje de rotación a través del tiempo geológico; la migración se conoce como APWP (del inglés *Apparent Polar Wander*), y se atribuye al movimiento de la placa que se ha producido desde la fecha del VGP (Figura 5).

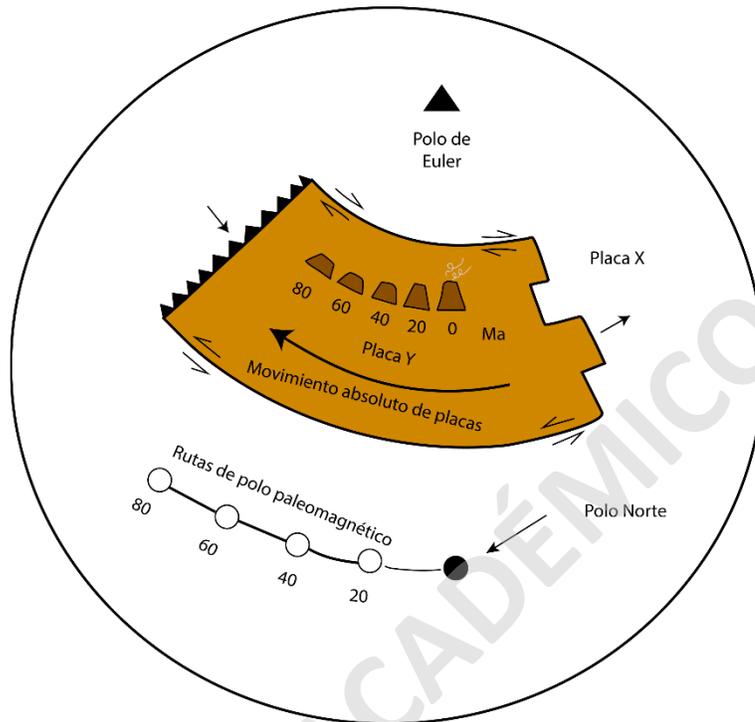


Figura 5. Representación del movimiento de placas haciendo uso de las rutas de polos paleomagnéticos.

El procedimiento para reconstruir en base a estos VGP es simple; estos elementos se “retrorotan” hasta la coincidencia con el polo actual del eje de rotación y/o con una estimación contemporánea del polo paleomagnético aparente para una o más placas.

El campo magnético de la Tierra es una consecuencia de lenta convección térmica en el núcleo externo rico en hierro, cuyo movimiento dentro del campo induce un sistema de corrientes eléctricas que, a su vez, mantienen el campo magnético. Este dínamo autoexcitado se mantiene por el tamaño y el calor del planeta, que mantienen la temperatura y la presión en el núcleo externo lo suficientemente altas como para mantener la convección.

Debido al patrón evolutivo y detallado de la convección, el verdadero campo central no es un campo dipolar perfecto fijo en el tiempo. Una consecuencia medible de esto en la actualidad es que los polos del eje de rotación no coinciden geográficamente con los polos geomagnéticos. Las observaciones directas y las determinaciones basadas en observaciones magnéticas registradas en los libros de registro históricos náuticos muestran que esta variación secular ha visto la deriva del polo geomagnético alrededor de 2.000 km en los últimos 500 años.

La dispersión de los VGP recolectados para placas individuales durante períodos cortos, comparados con el pasado geológico (Butler, 2004) sugiere que este tipo de desplazamiento es una característica común del campo magnético. Los efectos de la variación secular en los VGP individuales se deben tener en cuenta calculando los promedios de largo plazo de múltiples VGP en ventanas de muestreo de 10.000 - 1.000.000 años de duración.

Los VGP, como determinaciones indirectas basadas en las propiedades magnéticas de las rocas, pueden verse afectados aún más por procesos de menor escala que por únicamente el movimiento de la placa. Estos incluyen rotaciones tectónicas que ocurren durante, después o incluso mediante la sobreposición de la magnetización, por ejemplo, por tectónica regional y de menor escala y compactación sedimentaria, además de una diversidad de procesos químicos y térmicos que pueden afectar la magnetización de las rocas. Las rotaciones estructurales pueden corregirse mediante ajustes numéricos a la declinación e inclinación medidas, con base en mediciones de campo de su disposición original, indicadores geológicos, indicadores de deformación paleo-horizontales y, si están disponibles, macro y microestructurales.

Los efectos químicos y térmicos a pequeña escala pueden mitigarse mediante el uso cuidadoso de técnicas de desmagnetización, que tienen como objetivo eliminar los componentes de magnetización secundarios expresados por las diversas poblaciones de portadores minerales de la roca paso a paso hasta el estado de magnetización original, o “magnetización remanente característica”, se aísla para la determinación de un VGP.

Cuando se determinan a partir de regiones pequeñas, las interpretaciones cinemáticas de placas a partir de los VGP pueden ser ambiguas y, por lo tanto, polémicas. La razón de esto es que las rotaciones, a causa de deformación estructural, pueden afectar a las rocas dentro de las zonas límite de las paleoplacas. Estas zonas pueden tener un ancho similar a algunas placas pequeñas, o al menos a los componentes continentales de esas placas, dejando abierta la posibilidad de interpretar sus VGP en términos de rotación de placas litosféricas o de rotaciones locales de rocas de eje vertical.

1.3.3 Métodos de reconstrucción

En un punto anterior se mencionó que las primeras reconstrucciones se hicieron a mano, a través de simplemente encajar la geometría conocida o propuesta. El primer método riguroso fue propuesto por Bullard et al., (1965) quien reflexiona sobre los anteriores métodos de ajuste de líneas de costa, tachándolos de “poco significativos”, ya que ignoran el hecho de que la costa variaría de acuerdo con los cambios en el nivel del mar. Propone que el verdadero borde continental es el talud continental (lo que hoy conocemos como fosa), sector donde el fondo marino desciende en forma abrupta respecto a la longitud (Figura 6).

Para reconstruir define la línea de contorno continental como una serie de puntos con latitud y longitud, con intervalos lo suficientemente pequeños para que la forma se interpole entre ellos. Para determinar el cómo se mueven estos puntos sobre tierra (considerada como una esfera) Bullard hace uso del teorema de Euler; esto le permite no sólo representar el movimiento sobre la superficie esférica, sino que evitar distorsiones.



Figura 6. Metodología propuesta por Bullard et al. (1965). (A) Ajuste e interpolación de contornos en lados opuestos del océano. (B) Secciones de borde continental ajustadas. Para el ejemplo utilizado por los autores se utilizaron 80 puntos entre las trazas.

Este teorema establece que siempre existe un diámetro en una esfera tal que su orientación no cambia cuando la esfera gira sobre su punto central. En la Tierra, el ecuador es un ejemplo de tal diámetro.

En tectónica de placas, el teorema se reformula con referencia a un eje, una línea normal a un **diámetro de Euler** que también pasa a través del centro de la esfera y sale de la superficie en dos polos. Por ejemplo, el eje asociado con el ecuador es una línea recta que pasa a través de los polos norte y sur. Por lo tanto, los movimientos a través de las superficies de las esferas pueden describirse definiendo un eje de Euler apropiado en términos de la ubicación de cualquiera de sus polos y un ángulo de rotación alrededor de ese eje. En los estudios cinemáticos de placas, por convención, los ángulos de rotación positivos se consideran diestros (en sentido antihorario) (Figuras 7 y 8).

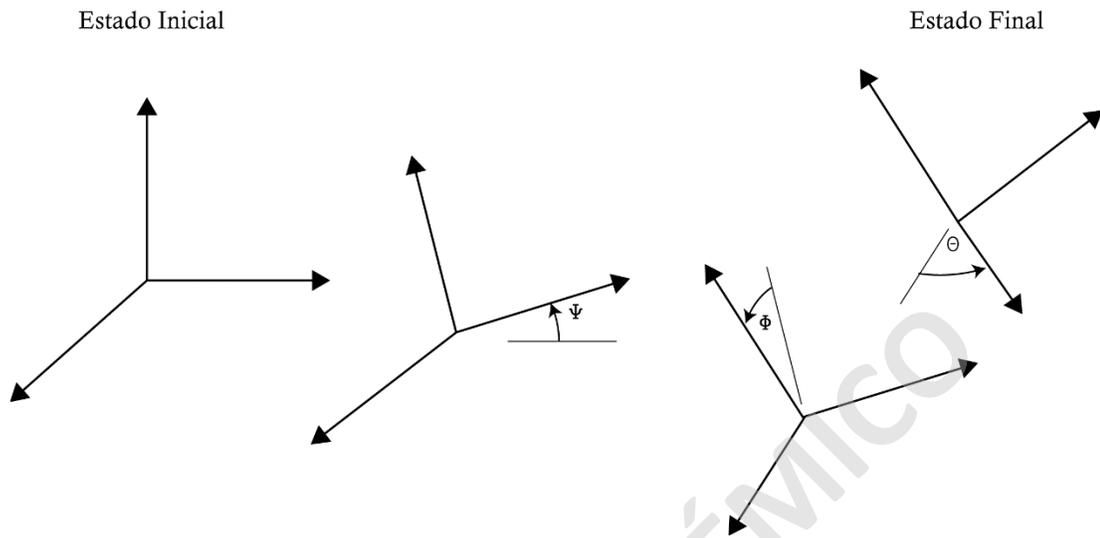


Figura 7. Representación vectorial de la operación de rotación para un elemento tridimensional haciendo uso del teorema de Euler.

La teoría para la reconstrucción tectónica utilizada en este trabajo se basa en Hart y Cox (1986; 2009) y es el estándar para la mayoría de las reconstrucciones realizadas hoy en día. En este libro se hace uso del ya mencionado teorema de desplazamiento de Euler. De este modo, cualquier desplazamiento en la superficie de un globo puede ser modelado como una rotación (o conjunto de rotaciones) a través de un eje. A esta combinación de ejes y ángulos se le denomina **rotación finita**, y puede ser expresada como una operación de latitud, longitud y ángulo de rotación (Figura 8).

Cada operación angular se hace en torno a un punto único al que se le denomina Polo de Euler, que es a través del cual, en forma relativa, rotan dos elementos el uno del otro. **Este punto es el único que no se mueve en forma relativa a algún elemento.**

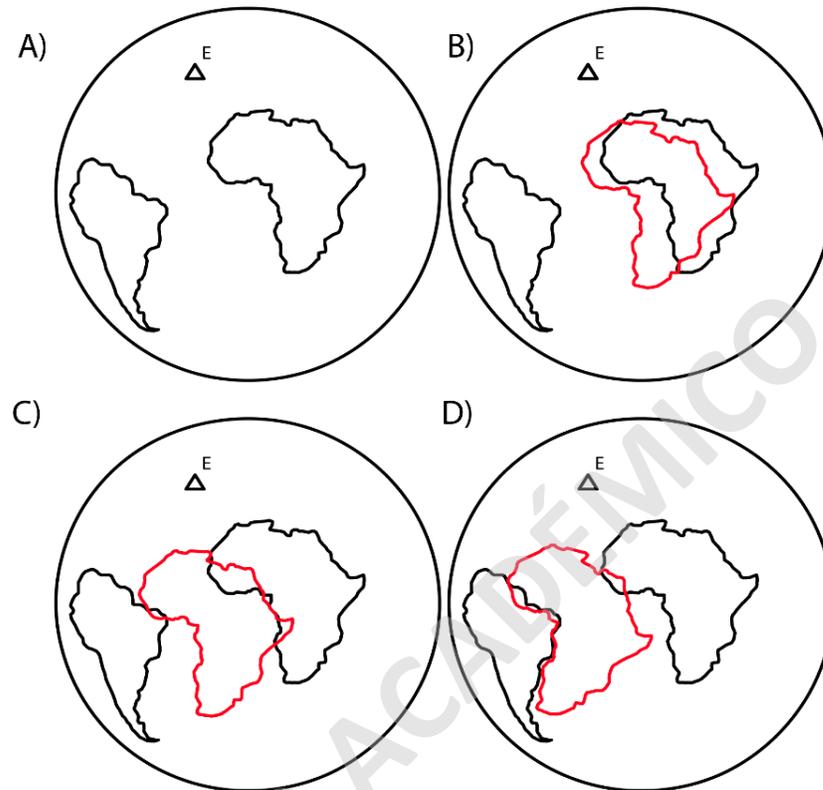


Figura 8. Representación en una esfera del teorema de Euler. Se usa como ejemplo el continente africano como elemento a rotar. Nótese la presencia del polo de Euler.

El teorema de Euler se puede probar y utilizar construyendo matrices pobladas con términos trigonométricos de la ubicación del eje. La construcción y manipulación de estas matrices, si bien son relativamente simples, son tareas repetitivas y que requieren mucho tiempo y que se realizan mejor con ayuda de programas y computadores.

1.3.4 Movimiento absoluto de placas y marcos de referencia para reconstrucciones

Considerando la figura, la jerarquía de la placa Sudamericana está supeditada desde la Placa africana (Figura 9). Esto significa que cualquier reconstrucción construida considerando esta dependencia de placas, mostraría esta placa en su posición actual.

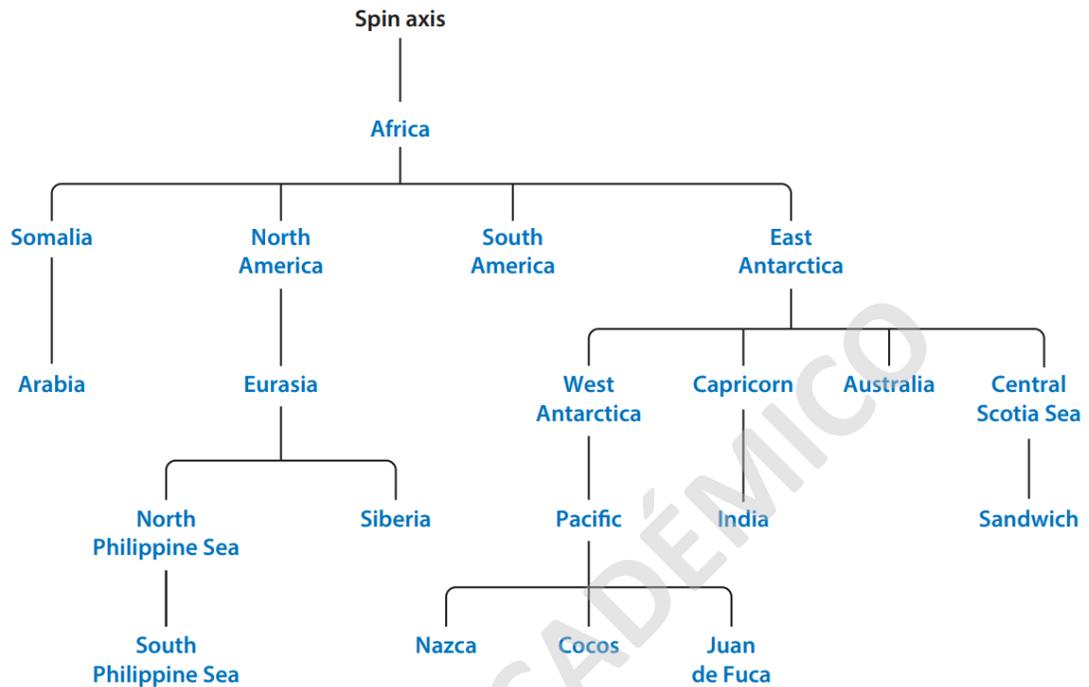


Figura 9. Jerarquía de placas utilizada en este trabajo. Müller et al., (2006)

Un mapa producido de esta manera para los finales de, por ejemplo, el Carbonífero - Pérmico desafiaría a los lectores a explicar el cómo y por qué una capa de hielo de tamaño continental, cuya presencia se supone por actuales rocas glaciales estriadas y tillitas, se habría formado a latitudes tan bajas. Una reconstrucción de estas edades sería más fácil de entender si se pudiera tomar en cuenta que la Placa africana no sólo se ha movido con respecto a las otras placas, sino también con respecto al eje de rotación, alejándola de una ubicación casi polar en tiempos carboníferos (Figura 10).



Figura 10. Representación de una paleoposición del continente africano. Realizado en GPlates a partir de Scotese PaleoAtlas V3.

1.3.5 GPlates y su uso en las reconstrucciones tectónicas

El enfoque que tomará este trabajo es del tipo de **modelado directo interactivo**. El conjunto de restricciones para los objetos tectónicos se carga en un paquete de modelado para computador, muy similar a un Sistema de Información Geográfica (GIS), ya que permite el uso de geometrías con valores espaciales, importación de datos georeferenciados y la exportación de archivos en diversos formatos que conservan los valores de posición espacial. Los parámetros de rotación se aplican luego desde una base de datos para reconstruir las restricciones dadas para los momentos de interés.

Luego de esto se altera la reconstrucción, ya sea **cambiando las rotaciones en la base de datos o mediante un procedimiento simple como hacer clic y arrastrar las características mapeadas individuales**, para así mejorar visualmente los ajustes y/o la configuración geológica del mapa (Figura 11).

- Vista (mover el área de trabajo)
- Zoom
- Medir
- Seleccionar elemento
- Dibujar polilínea
- Dibujar multipunto
- Dibujar polígono
- Mover elemento
- Añadir vértice
- Eliminar vértice
- Cortar elemento
- Manipulación de polo
- Topología
- Creación de red topológica

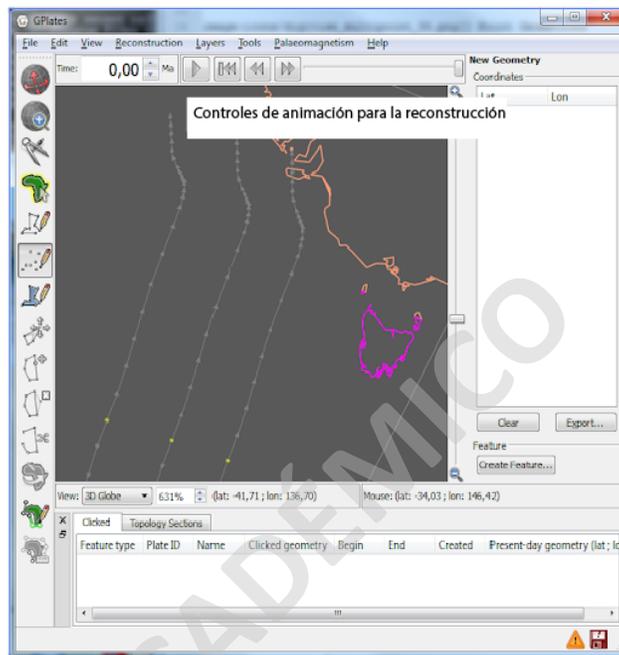


Figura 11. Interfaz de GPlates.

GPlates es una de las herramientas más destacables para realizar reconstrucciones tectónicas; esto porque existen cuatro diferencias significativas en GPlates que lo distinguen de la tecnología anterior de reconstrucción tectónica de placas: la rigurosa metodología de modelado utilizada para simular características geológicas, geofísicas y paleogeográficas en GPGIM (Acrónimo para Modelos creados a partir de GPlates) y permitir que GPlates sirva como componente en una infraestructura mayor; los sofisticados bloques de construcción del modelo de información que permiten expresar conceptos avanzados y abstractos; el cambio de paradigma de las plantillas de cálculo para el postprocesamiento automatizado de reconstrucciones, para permitir que nuevos datos se computen sobre la marcha en función de los movimientos de las placas y, finalmente, el hecho de que GPlates se lance como software de código abierto, lo que permite a cualquiera construir o modificar esta base, extender GPlates para satisfacer sus necesidades y luego liberar su trabajo a la comunidad de geología, enriqueciendo aún más la comunidad en un ciclo virtuoso (Boyden et al., 2011).

1.4 Área de estudio

1.4.1 Oroclino Boliviano

Uno de los rasgos más llamativos de la Cordillera de los Andes es el cambio en su rumbo, el que pasa de ser NO-SE a N-S alrededor de los 18°S, lo que se conoce como Oroclino Boliviano (Carey, 1958). Este rasgo posee una historia compleja que data del inicio de los Andes, y que no puede ser explicado únicamente por reconstrucciones de perfiles, ya que la deformación incluye una importante componente rotacional, asociada a la rotación de bloques en sentido antihorario en el sur de Perú y la rotación en sentido horario en el norte de Chile (Arriagada et al., 2008). Esta componente ha sido guardada en el registro geológico a través de un patrón de rotaciones (antihorarias en el norte, horarias al sur) cuya distribución espacial se denomina Patrón de rotaciones de los Andes centrales (Somoza et al., 1996) (Figura 12).

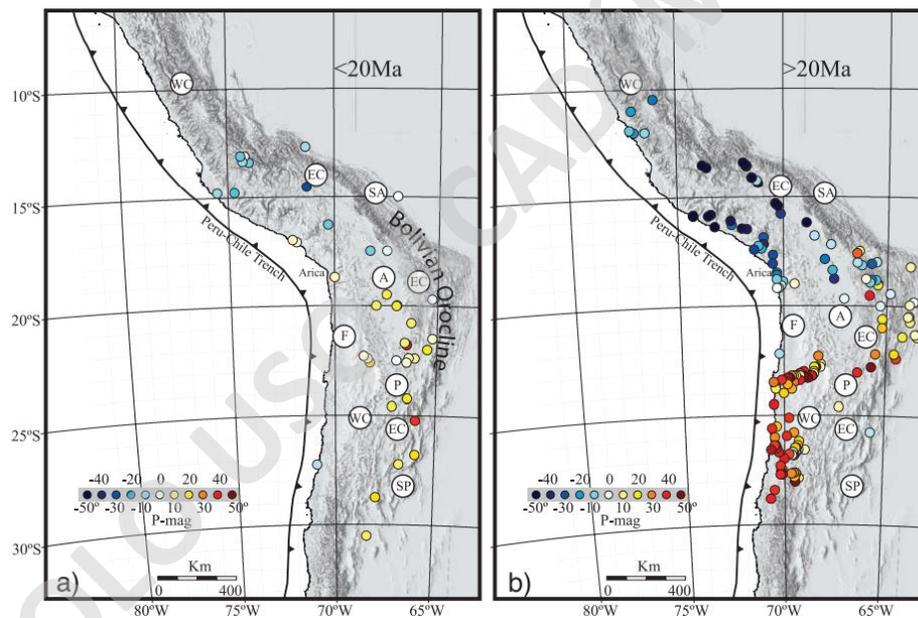


Figura 12. Base de datos paleomagnética a lo largo de los Andes centrales. Las rotaciones de bloques determinadas paleomagnéticamente alrededor de los ejes verticales se muestran como círculos (a) para rocas menores de 20 Ma y (b) para rocas mayores de 20 Ma. Las rotaciones en sentido horario (antihorario) se muestran en rojo (azul). F, región del antearco moderno; WC, Cordillera Occidental; A, Altiplano; P, Puna; EC, Cordillera Oriental; SA, zona subandina; SP, Sierras Pampeanas. Arriagada et al. (2008).

Teniendo en cuenta la clasificación de los oroclinos cabe ahora preguntarse ¿qué tipo de Oroclino es el Oroclino Boliviano?; ¿Cuál fue la forma original del margen, si es que tuvo alguna?

Una propuesta para la reconstrucción del margen sudamericano se encuentra en los trabajos de Kosuke Heki (1984) quien, basado en datos paleomagnéticos, nota que hay importantes cambios en las declinaciones magnéticas al norte de la flexura de Arica, dónde se presentan con sentido antihorario, respecto al sur de esta característica, dónde se presentan en sentido horario.

Si bien lo expresó en forma especulativa, con esta información Heki ya presenta información concreta para sentar las bases que permitan pensar en un margen sudamericano mucho más recto que el actual (Figura 13).

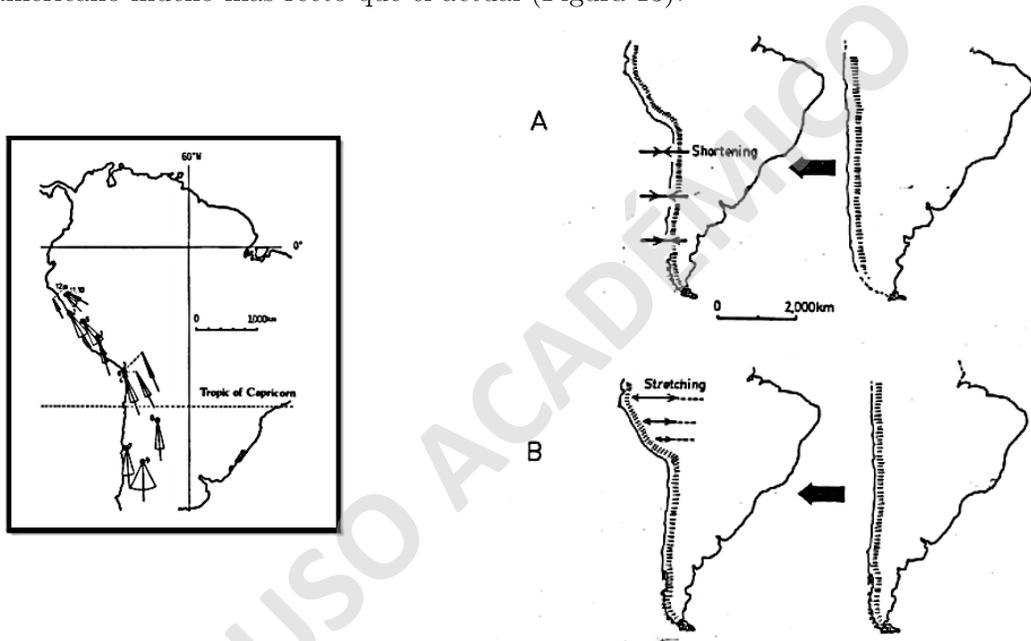


Figura 13. Ilustraciones originales de Heki (1984, 1986). A la izquierda ilustra los datos paleomagnéticos obtenidos. A la derecha propone dos mecanismos a partir de los cuales se generaría el actual borde sudamericano a partir de otro más recto; (A) acortamiento o (B) estiramiento.

A partir de estos datos, y posteriores estudios relacionados, diversos autores postularon sus teorías acerca de cómo podría haber sido originalmente el margen de Sudamérica (Figura 14).

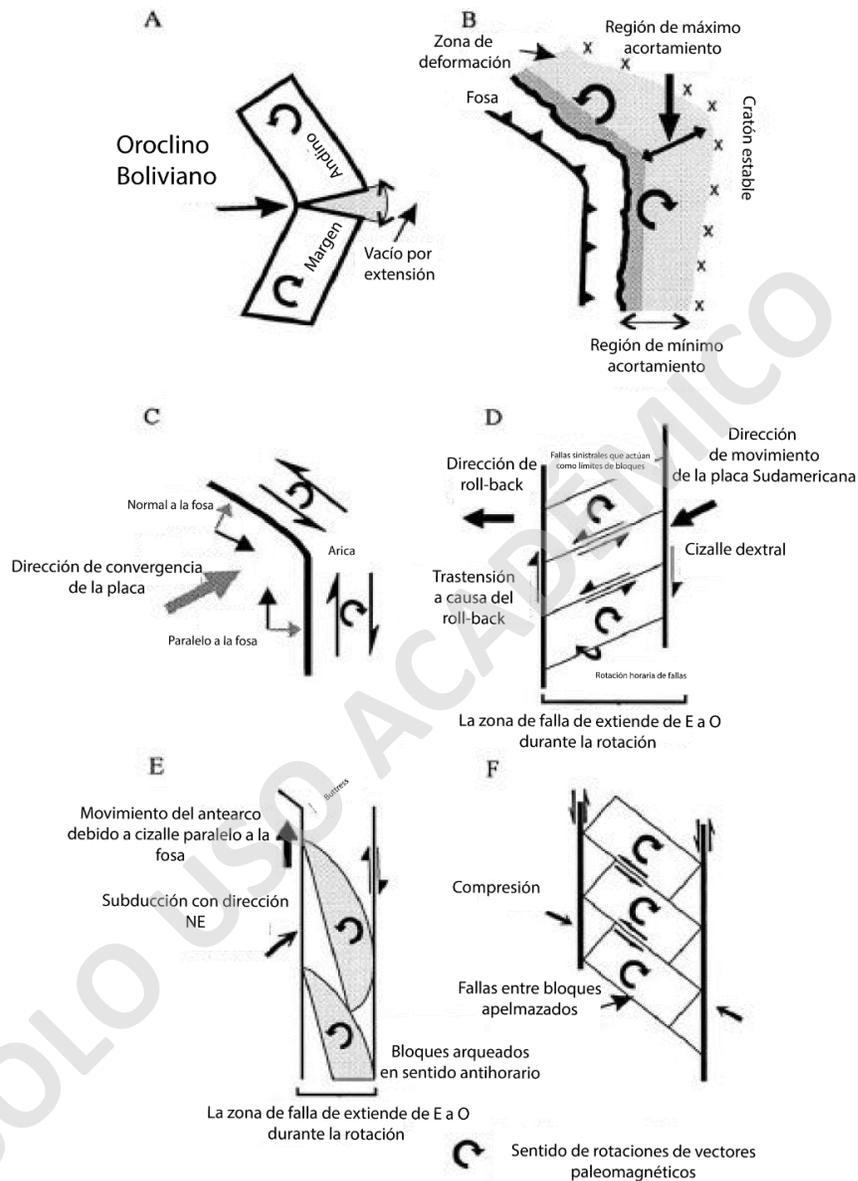


Figura 14. Esquemas para explicar algunos modelos propuestos para la formación del Oroclino Boliviano. Original de Randall (1998), recuperada y modificada a partir de Arriagada (2008). Los esquemas representan (A) Plegamiento oroclinal (Carey, 1955), (B) Acortamiento diferencial (Isacks, 1988), (C) Rotación in situ a causa de cizalle distribuido (Beck, 1988), (D) Rotación in situ debido a trastensión (Hartley et al., 1988), (E) Rotación de bloques arqueados debido a *buttressing* (Beck et al., 1993), (F) Rotación de bloques in situ debido a fallas de deslizamiento (Randall et al., 1996).

A pesar de que existe cierto consenso entre los autores de que el margen sudamericano ha sido variable en el tiempo, aún hay pocas reconstrucciones que toman este hecho en cuenta. Un trabajo que sí lo hace es el de McQuarrie (2002), quien hace uso de secciones transversales de los Andes bolivianos y argentinos para reconstruir el borde sudamericano (Figura 15).

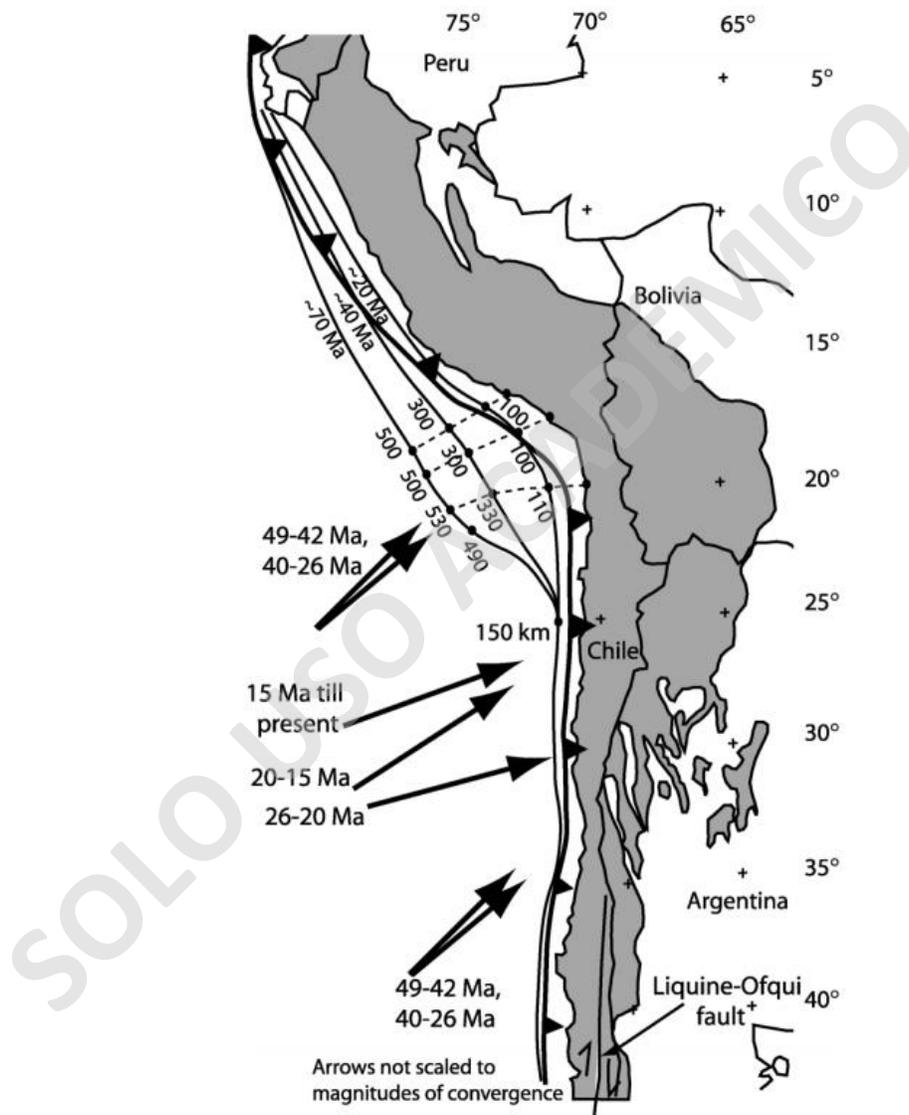


Figura 15. Reconstrucción del borde sudamericano realizado por McQuarrie (2002).

El trabajo más completo realizado sobre el tema hasta el momento es de Arriagada et al. (2008), quien realizó un completo modelo de bloques basado en estructuras, perfiles y datos de GPS. A partir de este punto, existe un vacío en lo referente al cálculo de acortamiento y rotaciones, además de que si bien estos datos pueden ser utilizados para el cálculo de *strain* (rotacional, traslacional e interno para los bloques), no se les ha sacado provecho para realizar inferencias de protoposiciones de rasgos geológicos y estructurales.

Si bien estos modelos proponen una gran cantidad de información en lo referente a estimaciones de acortamiento y temporalidad entre eventos, hay toda una serie de factores geológicos que no se han tomado en cuenta al momento de realizar estas reconstrucciones. Comprendiendo la evolución del oroclino, añadiendo una serie de datos (antiguos e inéditos), se propone un modelo que incluya estos elementos geológicos y que permita observar, para distintos tiempos, las posiciones y orientaciones de estos rasgos del Oroclino Boliviano.

1.4.2 Aplicaciones de una reconstrucción tectónica para los Andes Centrales

El considerar un margen reconstruido versus el margen actual tiene implicancias que van desde la geodinámica hasta la geología. La consecuencia más obvia es un reestudio de la dirección de los esfuerzos que se le ha asignado a las placas. La mayoría de los modelos, en especial aquellos del norte de Chile, le asignan una dirección de esfuerzos oblicua respecto al margen, pero si se considera un margen reconstruido se ve que en realidad debería considerarse casi ortogonal (Figura 16).

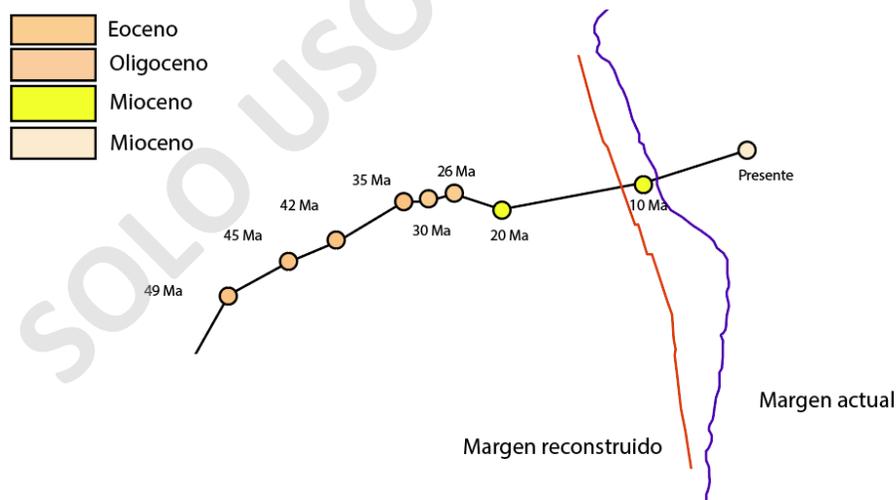


Figura 16. Direcciones y edades de la placa de Nazca respecto a un margen sudamericano reconstruido y a uno actual. Forma de margen de Arriagada et. al., 2008. Dirección de convergencia de placas de Bello (2018).

Además, las reconstrucciones de placas pueden ser una poderosa herramienta para estudiar las condiciones de borde en tectónica regional, considerando que el *paleostain* en las rocas pueda ser atribuido y ubicado a y en rocas de edad similar. En el caso de los márgenes destructivos, se deben considerar en el modelo las fuerzas de borde de placas, que incluyen la componente gravitacional que actúa sobre el *slab*, el que es más frío y denso a medida que se hunde en el manto. Esta fuerza generada por la gravedad tira de toda la placa oceánica hacia abajo como resultado de la buoyancia negativa del *slab* (Lemoine, Madariaga y Campos, 2002; Bloch et al., 2018). Esta fuerza tiene una componente que tira hacia abajo, denominada fuerza de *slab-pull*, cuya magnitud se relaciona con el ángulo de descenso de la placa subductada. El *slab* encuentra resistencia a medida que aumenta la profundidad, ya que se fricciona tanto con la placa superior como con el manto (el que se hace cada vez más viscoso). Estas fuerzas de fricción se relacionan generalmente como resistencia de la placa superior (Bloch et al., 2018).

Otra aplicación que puede tener esta reconstrucción se da en el ámbito de la geodinámica, considerando que las fuerzas motoras de las placas son difíciles de interpretar o medir a partir de indicadores de tensión de *paleostress*, ya que sus dataciones pueden ser imprecisas, pueden estar influenciados por la geología local o simplemente no se hallan en una cantidad tal que permita generar una base para un estudio confiable. Equilibrar el límite de la placa modelada y las fuerzas gravitacionales con indicadores de *paleostress* puede ser complejo (Warners-Ruckstuhl et al., 2013). Una de las tareas clave es identificar los puntos de inicio y finalización de las etapas de estado estacionario en que se crea que la evolución de las fuerzas de límite de placas ha cambiado poco, lo que indicaría un conjunto equilibrado de pares de límite de placa. Una observación indirecta de las fuerzas de límite de la placa es el movimiento que se genera, y esto a su vez puede determinarse a partir de datos (por ejemplo, de expansión de fondo oceánico). Estos pueden correlacionarse con la distribución y la extensión de los límites de la placa que pueden modelarse, donde se generan al menos algunas de las fuerzas que impulsan el movimiento de esta, permitiendo generar mapas de campos de *stress* variables en el tiempo, con una escala dependiente de la información que se posea.

Otro hecho que se debe considerar es que la superficie del planeta es finita e invariable; sin embargo, las áreas y perímetros de los elementos sobre ella (las placas) pueden aumentar o disminuir con el tiempo, por lo que siempre interactuarán entre sí. Esta interacción puede ser gradual, o catastrófica: la colisión y subducción de un *ridge* meso-oceánico en un borde de placa destructivo, la fosa Chile-Peruana. Estos cambios catastróficos pueden eliminar o introducir una de las fuerzas que contribuyen al equilibrio de los conductores de placa en un instante geológico. El movimiento de la placa se ve obligado a cambiar como resultado. Esto, a su vez, puede llevar a la exigencia de cambios en los movimientos relativos en los otros límites de la placa, lo que resulta en la introducción de fuerzas motrices nuevas o modificadas no solo allí, sino también en los límites de las placas vecinas. Como consecuencia de este tipo de reacción en cadena, se puede reorganizar un circuito completo de placas y sus movimientos

relativos en el transcurso de unos pocos millones de años hasta que se establezca un nuevo estado de equilibrio.

SOLO USO ACADÉMICO

2 Hipótesis

La hipótesis de este trabajo consiste en que la reconstrucción del margen continental conlleva una nueva forma de entender la orientación y posición de los rasgos geológicos del presente, como cuencas, arcos magmáticos y cinturones metalogénicos, además de los procesos de deformación del Cenozoico y pre Cenozoico. Para entender cómo se disponían estos elementos durante los 45 Ma hasta el presente, es fundamental entender la relación geométrica entre las placas antes y durante la formación del Oroclino Boliviano. Como base para esta propuesta, se utilizará el modelo de Arriagada et. al., 2008 (Figuras 17 y 18).

SOLO USO ACADÉMICO

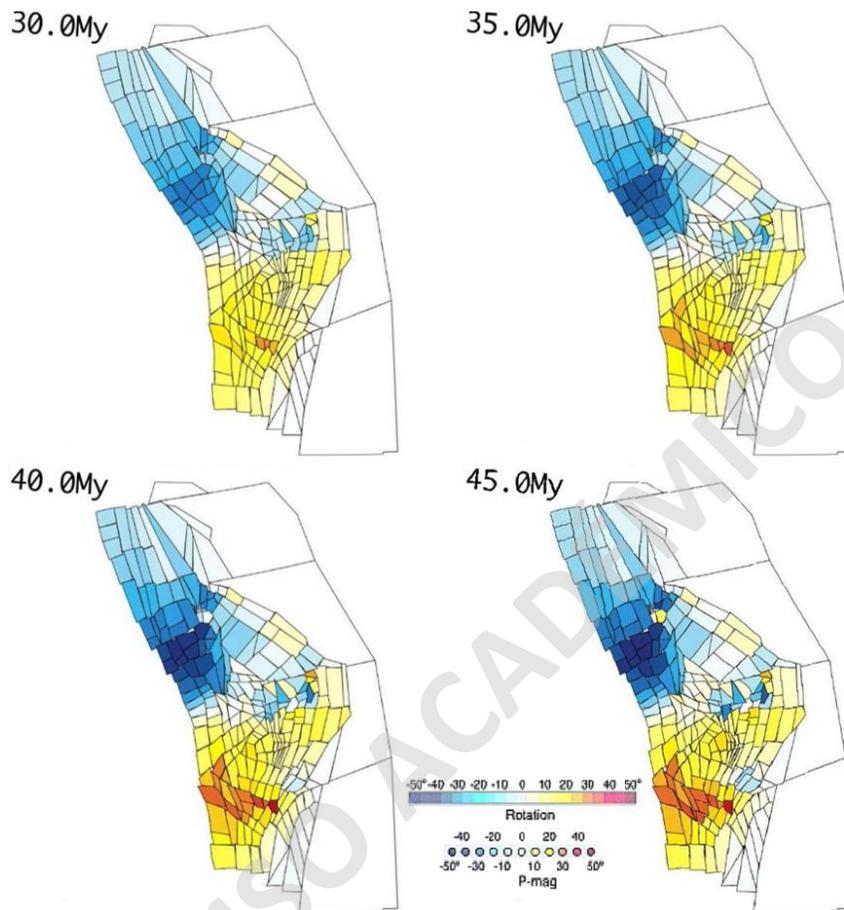


Figura 18. Modelo de bloques de Arriagada et al., (2008), continuación. Edades entre 30 y 45 Ma.

2.1.1 Objetivo general

- Comprender la evolución geológica de los Andes centrales a través de la reconstrucción de geometrías de diversos elementos del margen sudamericano, incluyendo geología, estructuras, yacimientos minerales y franjas metalogénicas.

2.1.2 Objetivos específicos

- Compilar información disponible y verificada de los Andes Centrales. Esto incluye geología, geoquímica, paleomagnetismo y metalogénesis.
- Unificar y homogeneizar los campos de información disponibles y que sean útiles para este trabajo.

- Preparar el modelo de bloques que será utilizado para la reconstrucción tectónica.
- Reconstruir tectónicamente los Andes Centrales en GPlates, añadiendo al componente de desplazamiento de placas toda la información recopilada.
- Comparar con modelos de otros autores y discutir semejanzas, diferencias y puntos en que se puedan complementar.

SOLO USO ACADÉMICO

3 Marco Geológico

3.1 Evolución de los Andes centrales

Los Andes son el mejor ejemplo de orógeno inducido por subducción no colisional de corteza oceánica bajo corteza continental (Figura 19). La convergencia de placas y el magmatismo inducido por subducción, desde al menos 200 Ma (Oliveros et al., 2020), se caracterizan por ciertos procesos que la diferencian de otros sectores, como la formación de una meseta orogénica con una gruesa corteza anómala, estar ubicada en el límite oriental de la dorsal con la mayor velocidad de expansión (Bello, 2018) y la presencia de varios hotspots activos (Naar y Hey, 1991; Liu, 1996). Estos procesos en gran medida se relacionan con la somerización de la losa oceánica, lo que es conocido como *flat-slab*, y con cambios en el ángulo de esta. La geografía resultante de este mecanismo también dependerá de si ocurre en una corteza gruesa o normal; esto genera un espesor cortical variable que en su máxima expresión puede alcanzar los 70 km en el segmento norte de Chile (Wigger et al., 1994; Yuan et al., 2000).

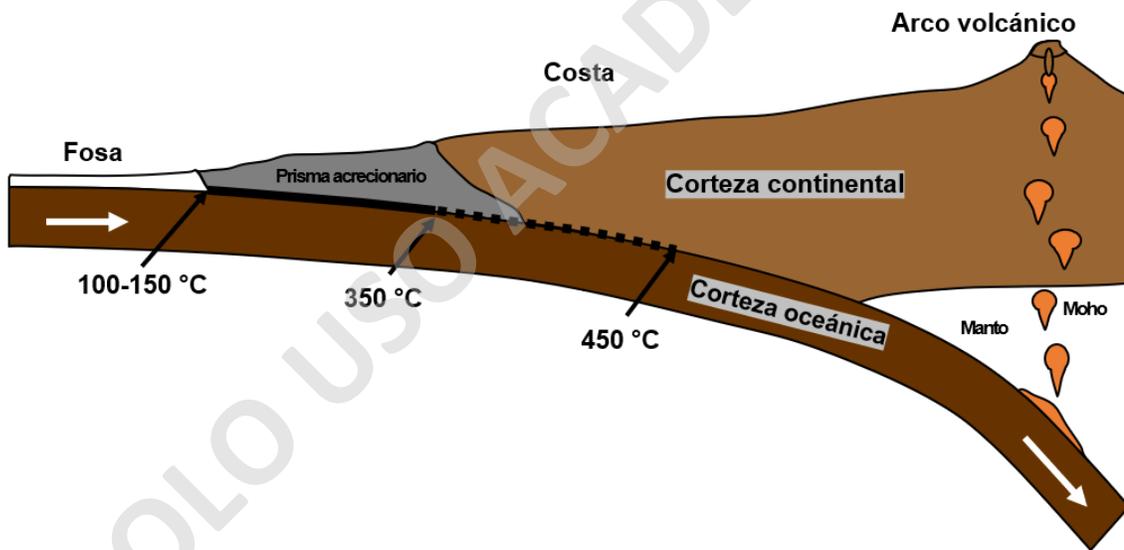


Figura 19. Sketch que representa, en forma simplificada, el proceso de subducción entre placas oceánica y continental.

El ciclo orogénico en este sector tiene como particularidad el no haber dependido de colisiones para su formación, sino que se generó únicamente a partir de procesos de subducción; en este caso, de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Este proceso se ha compuesto de una serie de etapas que concluyen en la parte inicial de un ciclo de Wilson (o de Dickinson). Esto lo diferencia de los Andes del Norte (Colombia, Ecuador,

Venezuela), donde las formas y relieves actuales se deben a la colisión de *plateaus* y arcos de isla. (Por ejemplo, Bayona et al., 2012).

La subducción actual presenta al menos dos gaps volcánicos: en el norte – centro de Chile, entre los 28 y 33° S (Kay et al., 1999) y en Perú, entre los 3 y 15° S (Hasegawa y Sacks, 1981; Boyd et al., 1984). Estos gaps se relacionan con datos sísmicos, que muestran una subhorizontalización de la litósfera subductada, en lo que se conoce como proceso de *flat slab*. Antes de empezar a hablar de cómo evolucionaron los Andes Centrales, vale la pena destacar que los datos actuales (tectónica, magmatismo, geoquímica e isotopía) permiten hipotetizar acerca de este tipo de episodios *flat slab* durante edades más antiguas de la orogenia andina, los que han variado tanto en tiempo como en posición. Las razones detrás de estos procesos aún no son del todo claras (Ramos, 2009; Ramos, 2010; Kay y Coirá, 2010, entre otros), pero sí es un hecho que ha sido un fenómeno más bien común en todos los Andes Centrales, llegando incluso a Tierra del Fuego (Ramos, 2010).

La evolución de los Andes centrales se desarrolla principalmente a partir de procesos que iniciaron durante el Mesozoico y cuya arquitectura principal se da en el Cenozoico; sin embargo, el rol de las estructuras preandinas heredadas es más que importante. El basamento del margen andino continental se formó a partir de la acreción de bloques precámbricos durante la formación de Rodinia, en el Mesoproterozoico superior. Las suturas entre estos bloques y el Cratón amazónico han sido reactivadas en varias ocasiones por procesos magmáticos y tectónicos (Ramos, 2008).

Esta configuración previa fue proclive para el régimen extensional que dominó durante la mayoría del Mesozoico, originado por el movimiento absoluto de la placa superior cuando Sudamérica (unido a África) hacia el este, generándose extensión tipo *rollback*. En este se desarrollaron cuencas de rift en los bloques colgantes de las suturas de los terrenos, zonas que controlaron tanto los altos estructurales como los bordes de cuenca (Ramos, 2008). Se generaron también importantes cuencas de retroarco durante la mayor parte del Jurásico y el Cretácico inferior en Perú y Bolivia. En Chile son representantes de este proceso las cuencas Chañarillo, Lautaro y Lagunillas (Jensen, 1976; Mpodozis and Ramos, 2008; Martínez et al., 2012; Oliveros et al., 2013).

Esta configuración extensional terminó con el evento Peruano, el que produjo el emplazamiento del Batolito costero, el inicio de la deformación a lo largo de la costa y las primeras cuencas de antearco.

Un posible empinamiento de la placa durante el Cretácico-Eoceno en el norte de Chile (78-41 Ma) puede reflejarse por el estrechamiento del arco principal del Eoceno, y la incipiente ruptura del arco posterior y el magmatismo alcalino relacionado (65-67 Ma) durante la etapa inicial del arco (Haschke et al. 2002b) (Figura 20a). Una secuencia similar de magmatismo alcalino relacionado con la extensión se observa en el arco posterior del Oligoceno tardío de los Andes centrales (Kay et al. 1994). Este cambio de

ángulo también está registrado en el sector de Perú, en el llamado arco de Toquepala alrededor de los 53 Ma, seguido de un importante desplazamiento hacia el este entre los 50 y 42 Ma (Ramos, 2008). Esta migración es representada por rocas calcoalcalinas y una franja porfírica de edad paleocena en el sur de Perú y norte de Chile (Clark et al., 1990; Carlotto et al., 2000; ver capítulo de metalogénesis en los Andes centrales).

La somerización del *slab* requeriría "exprimir" el material astenosférico entre las dos placas que interactúan, en lugar de un flujo desde la dirección opuesta (Kincaid y Griffith, 2004). Una posible explicación es que la anulación continua de la porción de subducción rápida y superficial de la losa superior sobre la punta empinada, doblada y torcida de la losa eventualmente resultó en la rotura de la losa y la subsecuente subducción subhorizontal (Figuras 20b y c).

Durante el Cenozoico el arco continuó su migración hacia el este, aunque con importantes variaciones en su intensidad (Figura 20d). El magmatismo paleoceno y eoceno se presentó en lo que hoy es la precordillera chilena, con una composición predominantemente andesítica, lo que sugiere procesos de contaminación cortical (Haschke et al., 2002).

Es entre los 20 y 0 Ma que los Andes se alzan, lo que coincide con el período de menor velocidad de convergencia. A su vez, también es cuando se acumula la mayor deformación y alzamiento.

En el sector sur de Bolivia y norte de Argentina, conocido como Altiplano-Puna, se presentan características bien desarrolladas de lo que son los Andes: un arco magmático evolucionado, un *plateau* detrás del arco, una cordillera oriental y una serie de fajas plegadas y corridas (Kay et al., 2008).

Isacks fue el primero en postular un modelo para entender el desarrollo de este sector. La clave de este planteamiento es que necesita una litósfera muy atenuada (10 – 20% remanente de litósfera), sumado a un ascenso astenosférico en el que casi toma contacto con la litósfera. Al ocurrir esto, la consecuencia es que, por rebote isostático, hay un alzamiento termal en todo el sector. Esto se traduce también en un alto gradiente térmico, lo que permite que la corteza se comporte reológicamente en forma dúctil. Esto permite que, sin aumentar el esfuerzo, se produzca una mayor deformación en la corteza superior.

Este modelo tiene como gatillante un ascenso de la astenósfera, lo que contrae la corteza inferior (por temperatura) y expulsa la corteza superior.

Alrededor de los 28 Ma (Oligoceno), inicia un nuevo ciclo de volcanismo (Figura 20d), lo que se relaciona con la ruptura de la placa de Farallón (la que abarca entre el sur de Chile hasta la parte más septentrional de América del Sur) en dos placas: Nazca y Cocos. Esto provoca un cambio en la dirección de convergencia, iniciando un régimen ortogonal al margen, lo que produce magmatismo. (Mpodozis y Ramos, 2008).

Este magmatismo tiene como una de sus consecuencias un calentamiento de la corteza. Hay deshidratación de la losa, haciendo que se funda parte de la corteza inferior. Este material fundido asciende, con transmisión de calor hacia el manto litosférico, elevando el límite termal entre la litósfera y la astenósfera. (Ramos, 2009).

Un mayor desarrollo del arco volcánico lleva a un mayor atenuamiento del manto litosférico. El límite termal asciende, ya que depende únicamente del flujo calórico del sistema.

A medida que avanza el arco volcánico, aumenta la cantidad de material fundido. Se desarrollan los frentes de deshidratación de serpentinas y anfíboles, además de generar extensión hacia el este del arco. Ocurre también el desarrollo de transiciones frágil-dúctiles entre corteza superior e inferior. Nuevamente, sin la necesidad de aumentar el esfuerzo compresivo es posible generar estructuras (por ejemplo, *detachment*) en la corteza superior (Ramos, 2009).

Es importante destacar también que estos procesos generan también un engrosamiento cortical, lo que conlleva a la acumulación de un residuo eclogítico en la corteza inferior. La diferencia de densidad entre las rocas que se generan y las del manto litosférico es muy alta, lo que genera una anomalía de gravedad. Lo único que permite que estas rocas eclogíticas no se hundan es que el manto litosférico es rígido. (Ramos, 2010).

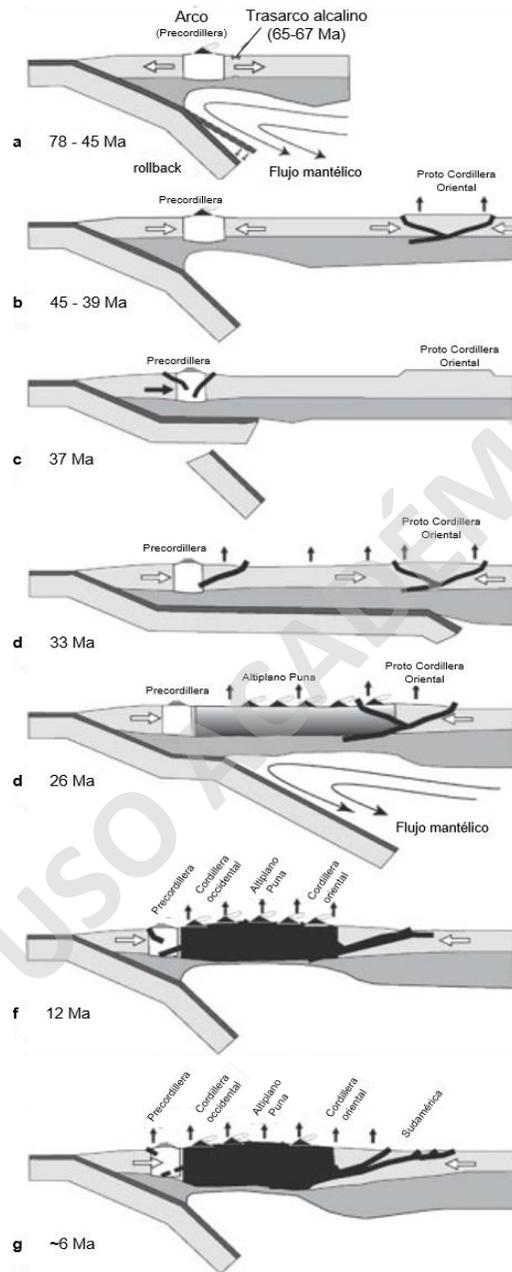


Figura 20. Serie de sketches que representan la evolución cenozoica andina. Modificado de Haschke et al., 2006.

Withman et al., encuentran en el sector del Altiplano corteza de 70 – 80 km con basaltos de tipo OIB, lo que es indicador de ascenso astenosférico en forma directa hacia

la superficie. Esto se relacionaría con procesos de delaminación durante el Oligoceno – Mioceno temprano, edades en que hay un incremento importante en el espesor cortical.

Durante el Mioceno medio hay una migración del arco que se calcula en 200 – 300 km, evidenciada por la posición de los volcanes (Kay y Coira, 2008). Para esto sería necesario un cambio en el slab y, en específico, un retroceso hacia el sector del antepaís. El punto álgido de este cambio geométrico se alcanza entre los 17 – 12 Ma, ya que de golpe se interrumpe el arco volcánico. Existe metasomatismo en el manto litosférico, pero no se produce magma, ya que no existe contacto con la cuña astenosférica.

La horizontalización del slab oceánico produce un cese del magmatismo (Ramos, 2010; Kay y Coira, 2008, entre muchos otros).

Todos estas variaciones y migraciones del arco culminan con grandes episodios riolíticos hace unos 2 – 3 Ma (Kay y Coira, 2008).

Durante el Mioceno tardío ocurre un colapso debido a una anomalía de flotabilidad, ya que se alcanza el máximo que esta permite (Ramos, 2009). Esto permite inyección de material astenosférico de alta temperatura hacia el sector en que previamente se habían producido los procesos de metasomatismo y que, por ende, tiene un punto de fusión bajo. Al entrar en contacto, se funde rápidamente.

Se debe recordar además la existencia del residuo eclogítico denso, que hasta ahora no se había visto afectado por procesos externos. El contacto con el material de mayor temperatura marca un cambio de régimen desde contraccional (Mioceno) a extensional (Plioceno). (Marrett et al., 1994; Horton, 2018).

Entre el Mioceno superior y el Plioceno ocurren en profundidad estos procesos de inyección de astenósfera (Figura 20e), lo que produce delaminación de la corteza inferior. Parte de esta se hunde con el residuo eclogítico, aumentando su fusión y produciendo una gran cantidad de calderas riolíticas (Hildreth et al., 1999; Singer et al., 2014).

Las reconstrucciones de perfiles dan cuenta de pérdida de masa. Esto no se puede explicar únicamente por la delaminación: también son importantes los procesos de transferencia de masa producto de la erosión (Willet y Chapman, 1987; Evenstar et al., 2005; Evenstar et al., 2017). Se han realizado estudios en diversas áreas que, en forma independiente, también apoyan esta teoría de delaminación de corteza. Ejemplos son geoquímica (Gorring, 2003) y tomografías sísmicas (Farías et al., 2010).

Durante el período Plioceno – Holoceno continúan estos procesos de delaminación cortical y remoción mecánica de la litósfera. Esto produce un alzamiento rápido de la Puna, con un consecuente debilitamiento de la corteza inferior y desarrollando el sistema subandino (ejemplos, Kay, Coira y Viramonte, 1994; López et al., 2010) (Figuras 20f y g).

La deformación se produce entonces al calentar la corteza inferior, que cambia reológicamente a un comportamiento dúctil. Esta se delamina y ya no puede ejercer resistencia ante los esfuerzos. (Por ejemplo, Gianni et al., 2018).

A modo de conclusión queda implícito que el factor más importante en la formación del orógeno andino, en su sector central, es la geometría del *slab*, la que controla el estado termal de la corteza en profundidad y, por ende, el comportamiento reológico de los esfuerzos.

3.2 Contexto geológico

La denominación estándar de los Andes sugiere una uniformidad a lo largo de toda la cadena montañosa; nada más alejado de la verdad. Los Andes centrales se diferencian latitudinal y longitudinalmente de acuerdo sus características tectónicas, geológicas y morfológicas. De acuerdo a su latitud se reconocen (1) los Andes centrales del norte, que comprenden la Cordillera occidental (volcanismo mesozoico a actual), remanentes de la Cordillera central (batolitos) y Cordillera oriental (basamento cristalino) (2) los Andes Centrales medios, que incluyen la Cordillera occidental (volcanes jóvenes), la Cordillera oriental (núcleo paleozoico) y volcanes mesozoicos a actuales y (3) los Andes centrales del sur, que contienen la Cordillera de la Costa (paleozoico – mesozoico), valles de rift y los altos Andes (volcanismo andesítico). Sin embargo, la división más usada es la longitudinal, la que secciona estos sectores en provincias morfotectónicas basadas en cómo evolucionaron durante el Cenozoico (Jordan et al., 1983; Ramos, 1999).

El antearco comprende la Cordillera de la costa, los valles longitudinales y la precordillera chilena; el arco magmático consiste en la Cordillera occidental y el trasarco contiene la Cordillera oriental, el complejo Altiplano-Puna, las sierras subandinas, el sistema de Santa Bárbara (además de bloques de basamento pampeanos) y el antearco no deformado del Chaco-Paraná (Figura 21).

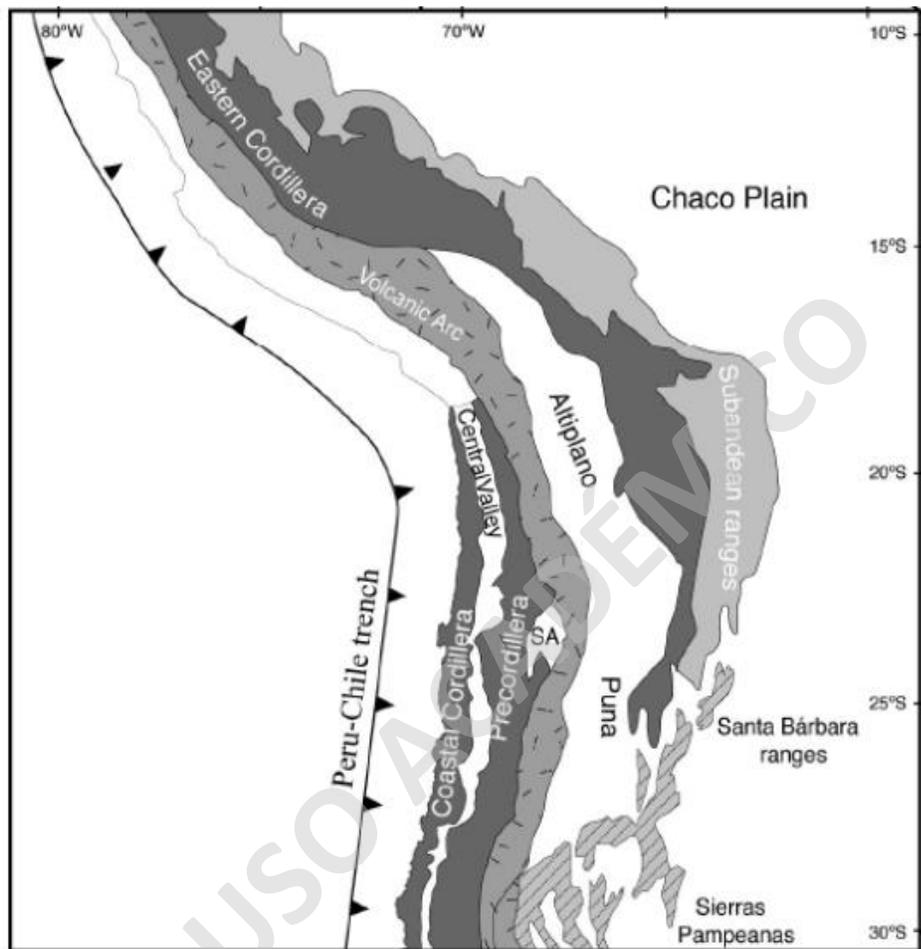


Figura 21. Segmentación fisiográfica de los Andes centrales. Original de Arriagada et al., 2008

El basamento del antearco andino es un conjunto de rocas intrusivas y sedimentarias, cuyo origen se relaciona con la migración hacia el este del arco volcánico desde el Jurásico hasta el Neógeno (Coira et al, 1982; Armijo et al, 2015). Los afloramientos más antiguos corresponden a una serie de rocas metasedimentarias que datan del Devónico al Carbonífero, las que fueron intruidas por los mencionados intrusivos (Naranjo y Puig, 1984; Grocott y Taylor, 2002). El alzamiento de la Cordillera de la Costa, que habría ocurrido al menos desde el Oligoceno superior, generó el espacio para que se acomodaran sedimentos continentales por todo el período Oligoceno superior – Mioceno (Armijo et al., 2015). Esto incluye abanicos fluvio – aluviales, flujos piroclásticos y sedimentos fluvio – lacustres, los que se depositaron en inconformidad con el basamento en lo que hoy es la Depresión Central. La superficie de estos depósitos forma los

pediplanos actuales, que se extienden lateralmente a lo largo de cientos de kilómetros a lo largo del rumbo y que unen la Cordillera de la Costa con la Precordillera. Este último dominio representa un rango a lo largo de 20-30 km de ancho formado principalmente por edificios volcánicos erosionados abandonados (Figura 22).

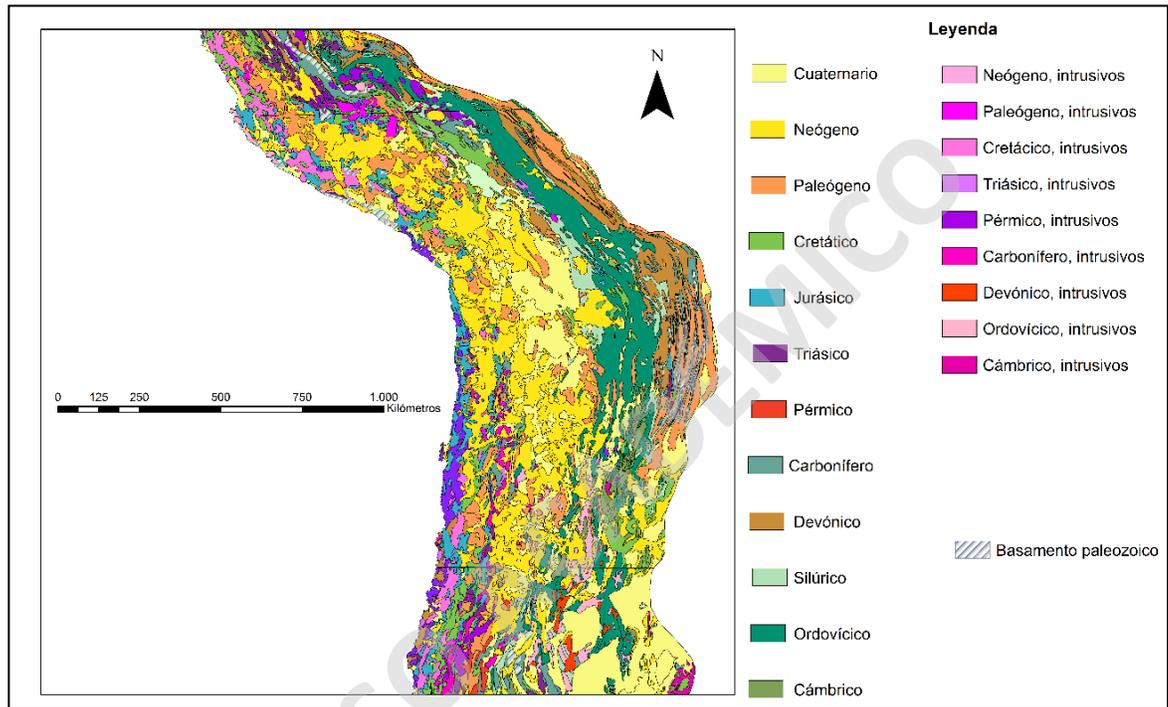


Figura 22. Geología general de los Andes centrales. Generado a partir de Reuter (2005)

En las inmediaciones del Oroclino Boliviano estas unidades han sido categorizadas como las formaciones Azapa (25 – 23 Ma), Oxaya (22,7 – 19,4 Ma) y El Diablo (17 – 11 Ma), con amplios afloramientos en el norte de Chile (Jordan et al., 2014, por ejemplo). Estas pueden correlacionarse estratigráfica y/o temporalmente con las formaciones Moquegua C (34 – 25 Ma), Huaylillas (25,5 – 16,4 Ma) y Moquehua D (17 – 11 u 8 Ma), presentes en el sur de Perú/norte de Chile (Roperch et al., 2006; Decou et al., 2011; Decou et al., 2013). Sin embargo, en las inmediaciones del Oroclino, no se puede decir que estas formaciones pertenezcan a la Cordillera de la Costa, ya que esta se ausenta en gran parte del sur de Perú (Madella, Delunel, Audín y Schlunegger, 2015).

En el sector precordillerano, las rocas y estructuras del arco magmático paleógeno afloran en crestas paralelas al orógeno y yacen sobre formaciones mesozoicas y el basamento paleozoico (Günther, 2001). Su estructura principal es el Sistema de Fallas de Domeyko (SFD), una zona transpresional bivergente que se originó como un sistema

de rumbo dentro del arco magmático del Eoceno (Döbel et al., 1992). A lo largo de este sistema de fallas existen varios depósitos de mineral de clase mundial (por ejemplo, Chuquicamata). En cuanto a ambiente, dominan estratos sedimentarios marinos que representan el dominio del trasarco, abarcando también la depresión central (SERNAGEOMIN, 2002; Vicente, 2006). Una franja más restringida de unidades volcanosedimentarias jurásicas está expuesto en la Precordillera entre 25° y 30° S.

El Altiplano forma una cuenca amplia, de bajo relieve y principalmente con drenaje interno que está cubierta por sedimentos y volcánicos no deformados del Mioceno Superior al Cuaternario. Esta cuenca está estructurada morfológicamente por cordilleras aisladas de tendencia N-S a NNE-SSO con elevaciones que van desde los 4.000 m a 5.350 m. Estas están constituidas por unidades que van desde el Paleozoico hasta los estratos neógenos (Figura 23) que, a mediados y finales del Mioceno, sufrieron deformaciones transpresionales dextrales con dirección hacia el este, y tienen desplazamientos dextrales, tipo *strike-slip* a lo largo de la zona de falla Uyuni-Khenayani. El margen oriental del Altiplano está marcado por el Sistema de Fallas de San Vicente donde rocas sedimentarias del Ordovícico, pertenecientes a la Cordillera Oriental, fueron empujadas hacia el oeste sobre los depósitos altiplánicos de edad paleógena durante el Mioceno temprano (Müller, 2000; Müller et al. 2002).

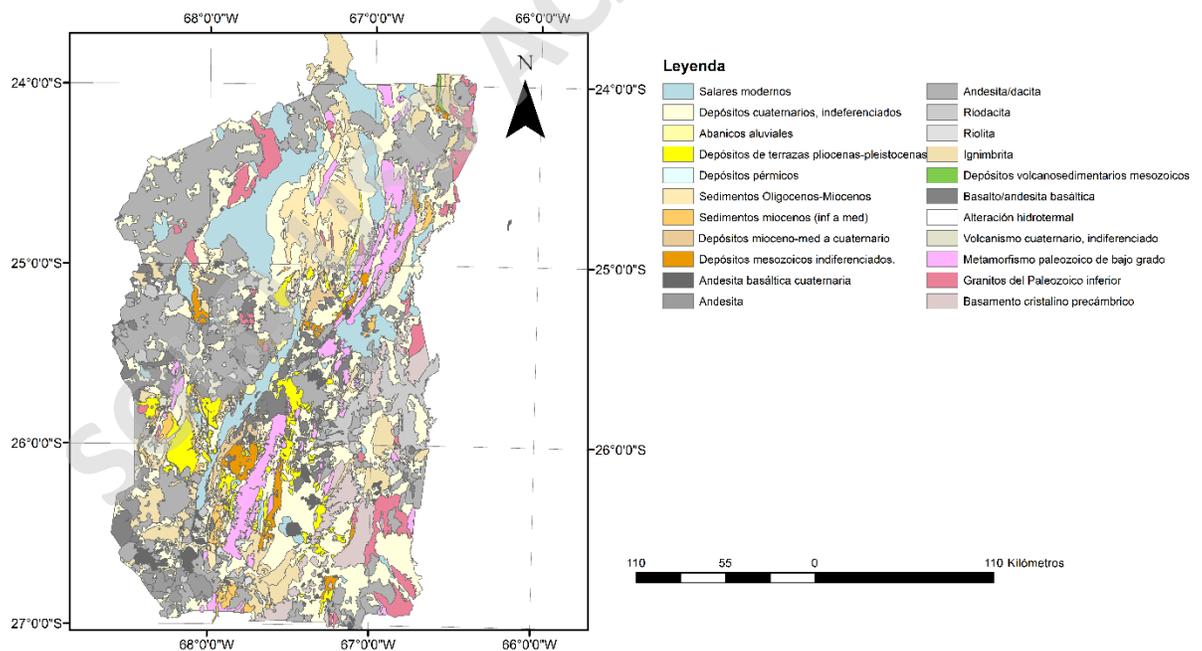


Figura 23. Mapa geológico del complejo Altiplano – Puna. Generado a partir de Reuter (2005)

La Cordillera Oriental comprende una región de rocas metasedimentarias e intrusivas del Proterozoico superior al Paleozoico inferior (Jezek et al.1985; Omarini, 1983, Ramos, 2008) que se alzaron a lo largo de fallas de despegue con rumbo norte-noreste, que fueron en gran parte responsables de la deformación neógena. secuencias sedimentarias intramontana y de antepaís (Mon y Salfity, 1995). En el área hacia el este de la Cordillera Oriental, el sistema de Santa Bárbara involucra metagreywackas precámbricas y sedimentos mesozoicos. Estas unidades se deforman por fallas inversas que reutilizaron fallas normales del Cretácico (Grier et al., 1991; Kley y Monaldi, 2002; Kley et al., 2005; Marquillas et al., 2005; Gonzáles y Mon, 1996; Mon et al., 2005).

3.3 Metalogénesis

La zonación metalogénica en los Andes centrales se presenta a través de cinturones paralelos a la cordillera, y están estrechamente relacionados con la evolución mesozoica y cenozoica del orógeno. Estos cinturones se pueden clasificar tanto por edad (Figura 24) como por *commodity* que se extrae (Figura 25).

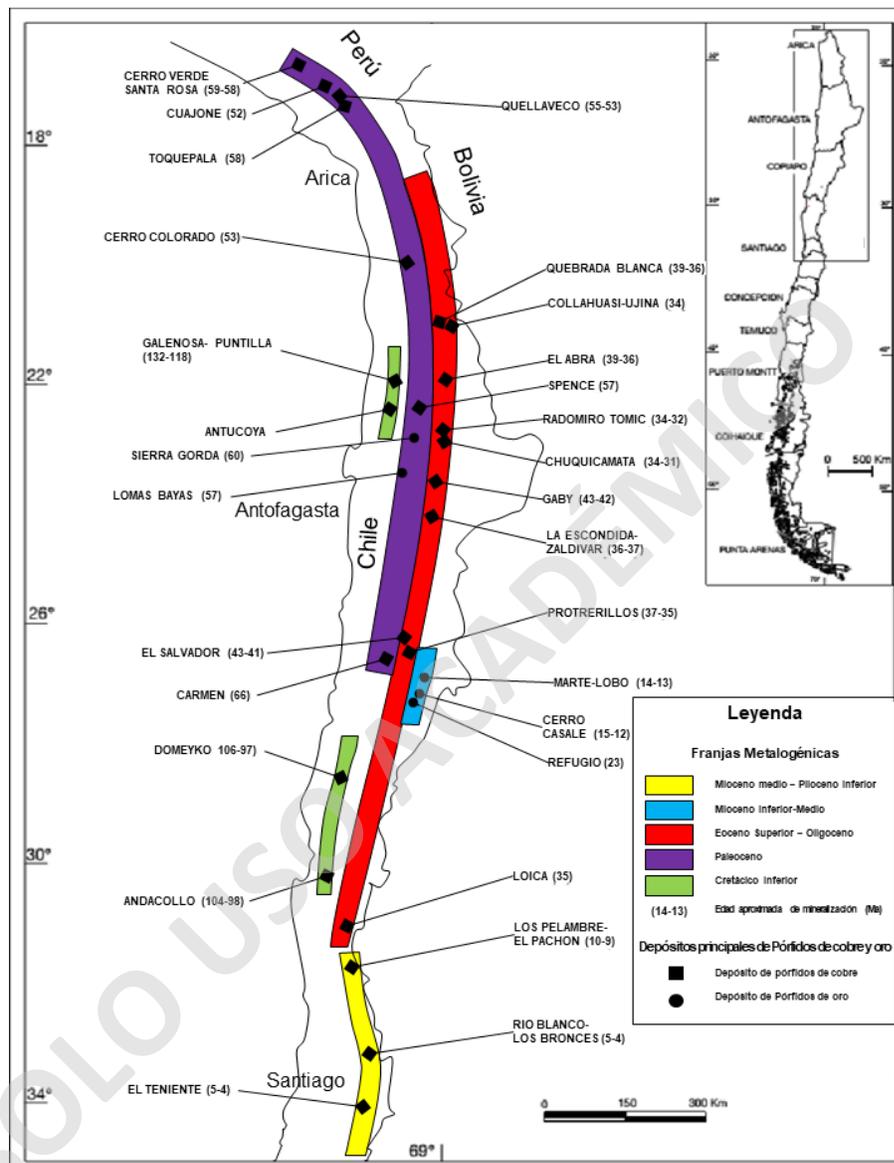


Figura 24. Franjas metalogénicas de los Andes centrales, por edad. Modificado a partir de Camus.

Durante el Jurásico inferior – Cretácico, la metalogénesis consistió principalmente en depósitos de vetas de cobre y estratiformes (tipo manto) asociados a una afinidad toleítica durante una primera fase para luego diferenciarse a un tipo calcoalcalino. Estos depósitos se emplazan en la Cordillera de la Costa en Perú y en el centro-norte de Chile.

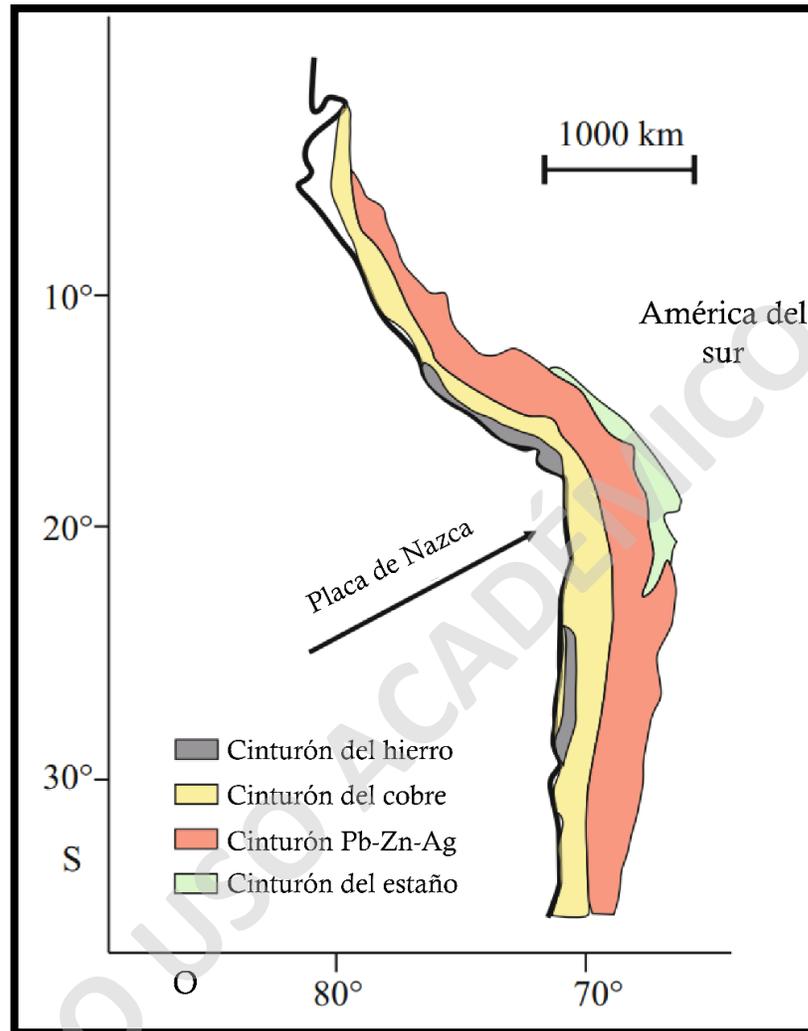


Figura 25. Franjas metalogénicas por commodity. Modificado de Lui et al., (2019)

Los depósitos tipo IOCG también aparecen en la Cordillera de la Costa en Perú y, esta vez, en el norte de Chile. Estos se ubican en un estrecho y distintivo lineamiento que se separa en dos franjas relativamente cortas. Estos se formaron durante el Jurásico superior – Cretácico inferior en una zona de subducción (Sillitoe, 2003). La geografía era distinta en ese entonces; en vez de los Andes existían grandes cuencas de trasarco llenas de agua de mar y sedimentos y la corteza continental no había atravesado procesos de engrosamiento, por lo que los magmas estaban menos fraccionados. En profundidad, muchos plutones estancados generaron cuerpos mayores tipo batolito lo que, sumado a intrusiones de composición diorítica, dio origen a varios depósitos tipo IOCG y Kiruna,

además de pequeños depósitos de cobre tipo pórfido que se formaron por cuerpos intrusivos ligeramente más fraccionados. Los mismos fluidos también dieron origen a depósitos tipo skarn de cobre – oro y mantos de cobre. Un proceso importante ocurre durante el Cretácico medio, en el que el cambio tectónico hacia un régimen compresional permitió un rápido ascenso de magmas dioríticos hacia la superficie a través de las fallas en un lapso corto de tiempo, lo que originó los depósitos tipo Kiruna (Oyarzún et al., 2002). No se debe dejar de mencionar que hacia el lado oeste (sector de Bolivia) se emplaza un cinturón plutónico de composición granítica – granodiorítica en una corteza relativamente engrosada al cual se le asocia con mineralización tipo vetas de estaño y tungsteno.

Durante esta tectónica contraccional, las cuencas de arco extensional que se desarrollaron en una serie en el margen occidental de Gondwana entre el Triásico superior y el Cretácico temprano se invirtieron, deformaron y elevaron por la reactivación de los primeros sistemas de fallas normales que controlaban el desarrollo de la cuenca (Mpodozis y Ramos, 1990).

La evolución del arco magmático en los Andes centrales (migración gradual hacia el este; tendencia calcoalcalina) permite la aparición de depósitos polimetálicos, los que se asocian a los procesos eruptivos y a la presencia de estas cuencas mencionadas anteriormente. Esta franja de yacimientos se ubica al este del cinturón de hierro y tiene gran importancia volumétrica (y económica) en Perú y el centro – norte de Chile. Esta migración se correlaciona con el cambio de una subducción pronunciada "tipo Mariana", la que se asocia con el fallamiento de rumbo y paralelo al arco del sistema de fallas de Atacama, que dominó desde el Triásico superior hasta el Cretácico temprano, a una subducción de ángulo más bajo y compresiva; "tipo chilena", sistema que predominó a partir de entonces. Durante el último período, ha habido períodos discretos y transitorios de mayor velocidad de convergencia y ángulo de convergencia (Pardo Casas y Molina, 1987).

Los depósitos tipo pórfido cuprífero más antiguos, en términos del ciclo andino, Cretácico inferior – medio, presentan ciertas características particulares: son ricos en oro y relativamente pobres en molibdeno y se asocian con un magmatismo calcoalcalino diorítico a granodiorítico; sin embargo, la nueva configuración tectónica permitiría el dominio de otro tipo de pórfido cuprífero, rico en molibdeno.

El primero de este conjunto de depósitos tiene edad Paleoceno – Eoceno inferior. Se extiende desde el sur de Perú hasta los 29°30'S de latitud en el norte de Chile, con un total de 12,7 Mt de cobre contenido en Chile (recursos más producción; Camus 2003). Sumado a estos yacimientos, una serie de depósitos epitermales de metales preciosos, también relacionados con rocas volcánicas, ocurren a lo largo del afloramiento del Paleoceno-Eoceno temprano en la parte más septentrional de Chile, que se han conservado debido a la extensión limitada de la denudación en el desierto de Atacama. El cinturón del Paleoceno se caracteriza por una extensa capa de grava del Mioceno y

una capa volcánica local sobre rocas caja volcánicas de los pórfidos, con una cobertura promedio del 80% a lo largo del cinturón (Wood y Trott, 2017).

Un episodio metalogénico importante tuvo lugar durante el Eoceno tardío y el Oligoceno temprano, cuando se formaron enormes depósitos de pórfidos de Cu-Mo a lo largo de la Cordillera Domeyko en el norte de Chile. Estos constituyen la mayor concentración de cobre del mundo, con un total de 220,5 Mt de cobre (recursos más producción; Camus 2002). El período de mineralización se estima entre los 43 a los 21 Ma (Camus, 2002), mientras que el enriquecimiento hidrotermal se asocia genéticamente al final de la actividad magmática en este rango antes de la migración del arco hacia el este. Estos depósitos están asociados espacialmente con un régimen intraarco con cizalle de rumbo: el sistema de fallas de Domeyko, que se desarrolló durante un período de convergencia oblicua, transpresión, engrosamiento y denudación cortical dirigida al NE de la Cordillera de Domeyko (Maksaev y Zentilli 1999). Estos yacimientos presentan diversos tamaños, lo que resulta de la interacción favorable entre el magmatismo y tectónica, que permitieron el emplazamiento de magmas fértiles y ricos en cobre en la corteza superior, y el clima, que permitió el enriquecimiento y conservación.

Luego de este evento se generan los depósitos epitermales de metales preciosos más importantes en términos económicos. Estos se relacionan con el vulcanismo del Mioceno superior, emplazado en el sector más oriental de los Andes chilenos, llegando hasta Argentina y Bolivia (Sillitoe, 1991; Ericksen y Cunningham, 1993). La mayoría de estos depósitos son de alta sulfuración, con un gran control estructural y con rocas volcánicas alteradas como rocas de caja. En relación temporal y espacial con estos yacimientos, se emplazan también pórfidos auríferos en el sector de Maricunga (Vila y Sillitoe, 1991).

El episodio metalogénico final en los Andes fue la formación de grandes pórfidos Cu-Mo en el sector de Chile central, durante el Mioceno superior – Plioceno inferior, con exponentes como Los Bronces y El Teniente. Su origen se asocia a procesos de subducción plana, gatillada por la subducción del ridge de Juan Fernández (Neukirchen y Ries, 2020). Esta mineralización más reciente consistió en etapas de deformación compresional, engrosamiento y denudación. El enriquecimiento supérgeno se asocia el cese de la actividad ígnea producto de la migración del arco magmático hacia el este, donde está su posición actual. Esta franja se caracteriza también por su alineación NS, pero se ubican en la intersección de sectores de falla con tendencia NE – NO. Esto se asociaría a estructuras de primer orden que controlaron la mineralización hipógena de estos yacimientos (Maksaev et al., 2007).

Mención aparte merece el llamado Cinturón del estaño de los Andes centrales, una franja metalogénica elongada ubicada desde el sureste de Perú y que atraviesa Bolivia hasta el sector norte de Argentina. Además del estaño, los depósitos presentan metales como plata, bismuto, antimonio y wolframio, siendo algunos de ellos de clase mundial (Cerro Rico de Potosí, Oruro o San Rafael, por ejemplo). Estos depósitos se generaron a partir de dos episodios: uno ocurrido durante el Triásico superior – Jurásico inferior y

otro, mucho más importante, durante el Oligoceno superior y el Mioceno. Estos depósitos se asocian a plutonismo y vulcanismo de composición intermedia a félsica.

Su origen se hipotetiza sobre la base de los diferentes cinturones metalogénicos andinos, todos de tendencia norte – sur, lo que sería producto de una incorporación secuencial de diferentes conjuntos de metales en magmas generados en zonas progresivamente más profundas y por sobre de la zona de subducción (Sillitoe, 1972; Sillitoe, 1974). Otras teorías hipotetizan que la zonificación de metales este – oeste estaría reflejando el carácter de las regiones originales de cada sector, además de la disminución, en dirección hacia el este, de la relación entre los procesos ígneos y la metalogénesis (Lehmann et al., 1990). El magmatismo en la Cordillera occidental y en el Altiplano involucró una entrada importante del manto, aumentando el gradiente térmico y generando derretimiento cortical, lo que conllevó la generación de granitos tipo I, serie magnetita; por su parte, en la Cordillera Oriental, el magmatismo se relaciona con derretimiento de sucesiones de rocas pelíticas, con carbono y boro. Esto generó granitoides peraluminosos (tipo S, serie ilmenita) cuyos procesos de cristalización fraccionada condujo al enriquecimiento de estaño y Wolframio (Lehmann et al., 1990; Lehmann et al., 2000).

3.3.1 Pórfidos de cobre

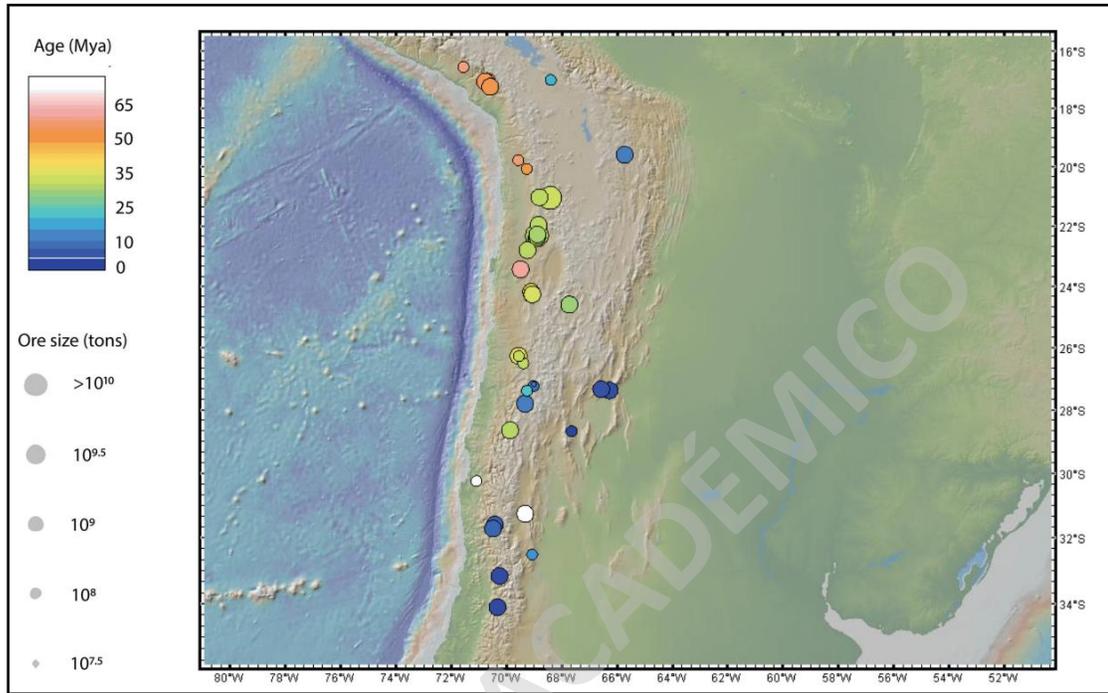


Figura 26. Distribución de yacimientos tipo pórfido cuprífero en los Andes centrales. Original de Lee y Tang, 2020.

Gran parte de los recursos económicos de cobre del mundo se encuentran alojados en depósitos de pórfido de cobre (Figura 26), intrusiones magmáticas de nivel superficial asociadas principalmente con arcos magmáticos gruesos (> 45 km), como arcos de islas maduras y arcos continentales. Si bien el mecanismo de formación de estos depósitos no es del todo claro, su ocurrencia en los Andes centrales muestra que la formación de mineral ocurre cuando los arcos continentales alcanzan su espesor máximo (> 60 km), justo antes de la culminación del magmatismo (Lee y Tang, 2020).

La presencia de los pórfidos no es común, pero aun así se pueden reconocer en su distribución ciertos patrones espacio – temporales, además de firmas geoquímicas que indican que representan intrusiones más bien someras de 2 a 5 km (Sillitoe, 2010); aunque no lo suficiente para que erupcionen ni demasiado profundas como para que se desgasifiquen.

En el caso de los Andes centrales, se debe considerar que, durante los últimos 80 Ma, hubo dos segmentos de magmatismo entre los 17 – 27°S): 30 - 80 Ma y desde los 20 Ma hasta el presente (Haschke et al., 2006; Kay et al., 2014; Mpodozis y Cornejo, 2012).

Cada segmento magmático se caracterizó por un acortamiento tectónico y una inflación magmática durante la cual un frente de arco magmático bien definido migró gradualmente alejándose de la trinchera. La migración hacia atrás del arco desde la trinchera finalmente culminó en el cese del magmatismo, seguido de una brecha amagmática de ~10 Ma entre los dos segmentos magmáticos.

En forma conjunta con el retroceso del frente de arco, hay aumentos en las relaciones Tb/Yb y Sr/Y, así como en Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ iniciales (Haschke y Gunther, 2003; Haschke et al., 2006). Las relaciones altas de Tb/Yb y Sr/Y reflejan el fraccionamiento del granate debido al comportamiento compatible de Yb e Y en el granate, mientras que el alto valor inicial de Sr refleja una creciente contaminación cortical. Un aumento en las razones Tb/Yb y Sr/Y sugiere que las presiones promedio de diferenciación magmática deben estar aumentando, lo que se ha demostrado que también indica un aumento del espesor de la corteza del arco (Chapman et al., 2015; Chiaradia, 2015; Farner y Lee, 2017).

Petrográficamente, los complejos de granitoide y pórfidos, cuando están expuestos, poseen composiciones variables que van desde granodiorita a tonalita, monzonita y monzonita de cuarzo. En casi todos los casos estas rocas muestran una clara evolución desde fases preminerales de composición intermedia a fases intraminerales más félsicas con mayor contenido de SiO₂ y K₂O. Petroquímicamente, estas rocas son calco-alcalinas, metaluminosas, con un contenido de K₂O alto a moderado, relaciones altas de Fe₂O₃/FeO (lo que indica magmas altamente oxidados) y todas pertenecen a la serie de magnetita tipo I. Sus patrones de elementos de tierras raras muestran un fuerte fraccionamiento con altas relaciones La/Yb (> 20-25), lo que sugiere la presencia de magma hidratado a alta presión derivado de una fuente con anfíbola residual y/o granate típicos de regímenes tectónicos contractuales y continentales, con una corteza de más de 45 km de espesor (Gustafson, 1979; Lopez, 1982; Ishihara et al., 1984; Zentilli et al., 1995; Cornejo et al., 1997; Kay et al., 1999).

Aunque el retroceso del arco a menudo se atribuye a una disminución en el ángulo de subducción (Haschke et al., 2006), una explicación más simple es que el engrosamiento progresivo de la corteza del arco por inyección magmática y el acortamiento tectónico fuerzan gradualmente a la parte caliente de la cuña del manto a migrar lejos de la fosa (Dickinson, 1973; Karlstrom et al., 2014). Este engrosamiento tectono - magmático de la corteza del arco es una característica distintiva de los arcos continentales. Por el contrario, la placa superior en los arcos de islas está en extensión, lo que evita el engrosamiento de la placa superior y da como resultado un arco estacionario en relación con la fosa (Karlstrom et al., 2014). El engrosamiento de la corteza en los arcos continentales también fuerza la cuña del manto caliente a mayores profundidades, eventualmente a zonas demasiado profundas como para generar derretimientos, lo que cesa el magmatismo. Los estudios de xenolitos de la corteza del arco continental confirman que la corteza del arco puede crecer hasta un espesor de 60 a 90 km, lo que

resulta en un empinamiento relativo de la litósfera del arco versus el slab más frío, lo que cesa el magmatismo. El reinicio del magmatismo requiere que la corteza engrosada adelgace, lo que puede ocurrir, por ejemplo, mediante remoción por convección de litósfera profunda (Chin, Lee y Blichert-Toft, 2015).

Si se compara la frecuencia de pórfidos de cobre en los Andes centrales vs las tendencias en el tiempo de geoquímica y la posición del arco (Sinclair 2007; Haschke et al., 2006), los pórfidos parecen ocurrir sólo durante las últimas etapas del segmento magmático asociados a los 80 – 30 Ma, lo que se relaciona con el espesor máximo de la corteza del arco (inferido por las relaciones Tb/Yb), justo antes de que cese el magmatismo. Para el segmento de 20 a 0 Ma no se observan demasiados yacimientos, pero es posible que no se hayan exhumado.

Contextualizando respecto al área de estudio, los pórfidos más importantes se encuentran en el sector norte de Chile, con representantes en el sur de Perú. Su emplazamiento data del Eoceno medio al Oligoceno inferior y parece estar asociado con la formación del Oroclino Boliviano durante el evento de deformación Incaico. Un factor crítico fue la aceleración del movimiento absoluto hacia el oeste de América del Sur, acompañado de un fuerte acoplamiento mecánico entre las placas de América del Sur y Farallón en un momento en que la tasa de producción de corteza oceánica en el Pacífico oriental era muy alta. La flexión del margen chileno durante el evento Incaico activó el sistema de fallas de Domeyko en el norte de Chile y provocó el engrosamiento de la corteza, el hundimiento del slab y el aumento de la erosión por subducción (Arriagada, 2008). El vulcanismo prácticamente cesó y las condiciones tectono - magmáticas favorables (es decir, aumento de la erosión por subducción, engrosamiento cortical, deshidratación de la corteza inferior) permitieron la formación de magmas hidratados fértiles, mientras que el régimen tectónico de la placa superior transpresional y/o compresional contribuyó al establecimiento de reservorios magmáticos bajo la corteza en los que se permitió concentración de cobre, principalmente por debajo del sistema de fallas de Domeyko. Los depósitos de pórfido de cobre más jóvenes, del Mioceno tardío al Plioceno temprano del centro de Chile y la Argentina contigua se emplazaron luego de la inversión y colapso de la cuenca extensional intraarco de Abanico. La aceleración del movimiento hacia el oeste de América del Sur en relación con el marco de referencia del manto en 20 Ma indujo una deformación contractiva, acompañada de un engrosamiento de la corteza y una migración hacia el este del frente magmático. Al mismo tiempo, el ángulo de subducción se hizo menos profundo, lo que llevó a la formación de una región de losa plana entre los 27° y 33° S, ya que la Cordillera de Juan Fernández se subduce debajo del borde occidental de América del Sur. Estos cambios crearon nuevamente condiciones favorables para la formación de magmas hidratados fértiles.

4 Metodología

La realización de este trabajo constó de dos procesos asincrónicos mayores: la compilación y tratamiento de la información geológica y la elaboración de la reconstrucción tectónica (Figura 27)

El primer proceso consistió en reunir información geológica acotada al área de estudio y procesarla de modo que se pudiera exportar a un SIG (Sistema de Información Geográfico). Estos procedimientos incluyeron digitalización, georreferenciación y generación de tablas. Los productos finales de esta etapa son geometrías (polígonos, puntos o polilíneas) con campos de atributos referentes a su origen (edad, tipo de roca, procesos asociados, dirección de movimiento, mineral asociado, etc.).

La realización de la segunda tarea radicó en georeferenciar los modelos de Arriagada et al. (2008) para poder usarlos en el *software* Gplates. Para el estado inicial de 0 Ma, en forma manual se crearon atributos tipo punto en cada nodo o unión de bloques y se les asignó un ID único. Una vez creados, se generó un archivo de rotación (.rot) con las posiciones e ID de cada punto, además de su temporalidad (0 Ma) y la placa respecto a la cual se mueven (Sudamericana, código 201). Una vez creado este archivo, también en forma manual, se manipula cada punto a una nueva posición, determinada por el modelo de bloques. Esto se repite para cada modelo disponible (cada 5 Ma, hasta los 45 Ma). El archivo de rotación se actualizará con cada cambio, atribuyendo tres parámetros; estos son los ángulos que determinarán la rotación de cada punto según el teorema de Euler (ver punto 1.3.3).

Una ventaja de este tipo de modelos es que su escritura es la misma que para datos paleomagnéticos en GPlates, por lo que es posible agregar este tipo de información a este modelo. En este caso se agregó un set de alrededor de 80 datos de rotaciones.

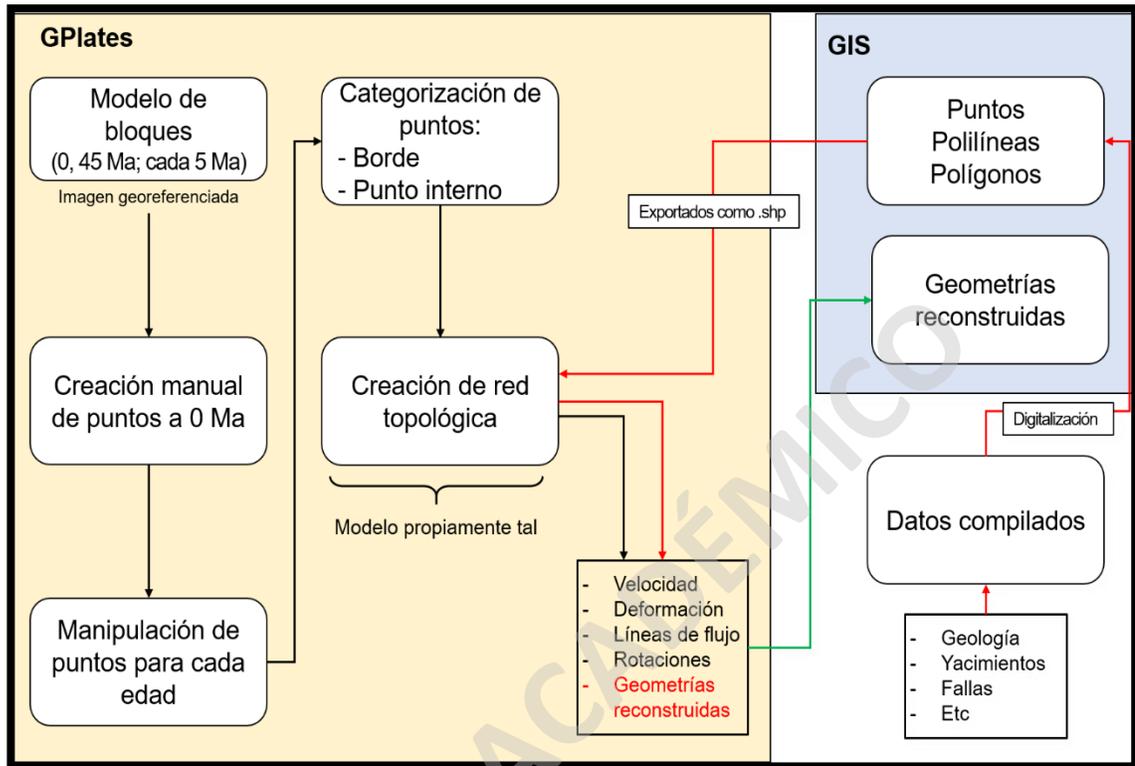


Figura 27. Esquema del proceso metodológico realizado en este trabajo.

Una vez terminado este proceso, en los 0 Ma, se creará una red topológica. Para ello, cada punto creado se debe categorizar en “borde” o “punto interno”. Una vez hecho, GPlates genera el modelo de reconstrucción para todas las edades. Este modelo ya permite la visualización de deformación (total y estilo) para la red topológica creada.

El tipo de elemento geométrico incluido en la red establecerá restricciones sobre cómo la entidad contribuye a las triangulaciones de la red de deformación. Una entidad de punto contribuirá como un solo vértice en la triangulación. Una entidad de línea contribuirá como un conjunto de restricciones, por lo que los segmentos interiores individuales de una línea (vértice a vértice) serán bordes restringidos en las triangulaciones. Una entidad poligonal contribuirá como una entidad lineal, con la restricción adicional de que el primer y último vértice también forman un borde restrictivo. Estas restricciones aseguran que las triangulaciones de esta red topológica obedezcan las formas de sus características de origen subyacentes. Durante el procesamiento de restricción y mallado, se agregarán vértices adicionales a las triangulaciones según los algoritmos de Delaunay.

Los productos de la primera etapa pueden ser exportados en formato *shapefile* y cargados al modelo en Gplates. Esto permite no sólo que se puedan visualizar en el rango de edades y deformados según la red; es posible exportar los datos de velocidad, deformación y la geometría reconstruida (en formato .shp, aunque sólo con geometría de puntos) de cada elemento geológico.

4.1 Generación de modelos topográficos

Otro uso que se le ha otorgado a esta metodología es la creación de modelos topográficos. Para ello se ha generado un polígono en formato shapefile con el área de interés para su uso en QGis o ArcGIS. Aprovechando la desventaja que proveía GPlates (los polígonos deformados los convierte en entidades de multipunto), se crea un modelo de nube de puntos. Para este caso se exportaron los puntos deformados con el campo de “engrosamiento cortical”, para el que se ha elegido un estado inicial de 100 km, únicamente para estimar un factor de estiramiento o contracción.

Una vez exportados los 10 archivos a GIS, se añade un modelo de elevación digital (DEM) al entorno de trabajo. Para la capa de puntos de edad 0 Ma, y mediante el uso de la herramienta ‘*extract by points*’, se obtiene la elevación para cada entidad. Este campo se añade a todas las otras capas de puntos como ‘Elevación inicial’, y se crea un campo nuevo llamado ‘Elevación estimada’, que se obtiene multiplicando el engrosamiento cortical estimado por este trabajo con la elevación inicial y dividiendo por 100. El resultado es una nube de puntos deformada según lo modelado con atributos de altura que se pueden interpolar y así generar archivos tipo ráster.

5 Resultados

5.1 Datos obtenidos

Los datos obtenidos describen movimiento sobre una esfera, en forma muy similar a datos paleomagnéticos. Estos se han obtenidos a partir de etapas o estados intermedios con ventanas de 5 Ma. Entre dichas ventanas GPates interpola en forma equitativa el movimiento relativo, por lo que cada estado entre saltos de 5 Ma es en realidad una división del recorrido de cada punto generado, por cinco. La obtención de esta información como parámetros numéricos se describe en la figura 28, que también resume (en forma muy simplificada) el proceso descrito en el capítulo de metodologías.

Como se ha mencionado anteriormente, la información sobre los estados se ha obtenido del trabajo de Arriagada et al. (2008). A partir de este modelo se han obtenido un total de 3.548 datos. Una de las ventajas de este modelo es que se le pueden añadir datos de terreno, lo que también se ha realizado. Esto permite no sólo refinar el modelo, sino que también se puede usar como testeo de este.

La interpolación lineal se utiliza para encontrar la velocidad y los desplazamientos de las entidades que se encuentran dentro de la malla y reconstruirlas en el área de deformación. Esta red de triangulación se puede llenar para, por ejemplo, ver el *strain* y de esta forma cuantificar en forma relativa la deformación, la que además se puede visualizar a través del tiempo. Es a partir de este mapa de deformación que se pueden generar los otros productos que se estudiarán en este trabajo; este tipo de elementos son útiles para modelar placas que no permanecen rígidas. El espesor de la corteza no permanece constante durante esta deformación, y puede ser útil rastrear cómo la corteza cambia de espesor a lo largo del tiempo.

GPates permite generar una nube de puntos que simulan el espesor cortical, cuyos parámetros son específicos y únicos para cada región deformada. Existen dos maneras de visualizar el espesor cortical: el primero es el cambio relativo, método en el que en el momento en el que se va a empezar la reconstrucción se le atribuye un valor igual a 1 y a los momentos posteriores un valor que corresponde a la tasa de cambio respecto al tiempo. Es decir, una corteza con un valor de 2 en un tiempo posterior ha duplicado su espesor, mientras que un valor de 0,5 lo ha reducido a la mitad.

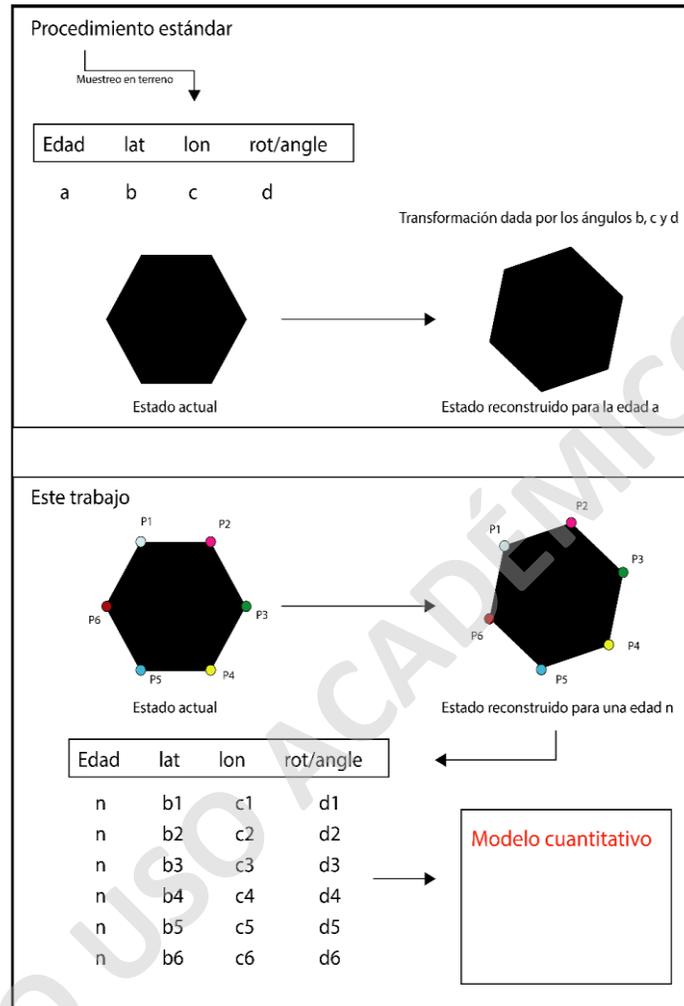


Figura 28. Representación de la diferencia entre un muestreo paleomagnético y una reconstrucción a partir de estados. Se destaca que ambos sistemas generan datos, aunque el segundo sistema genera una cantidad exponencialmente mayor.

La segunda forma de visualizar el grosor de la corteza es seleccionando el tipo escalar "*gpml: CrustalThickness*". Esto permite especificar el grosor real de la corteza cuando se generan los puntos. El valor predeterminado es 40 km; sin embargo, es posible configurarlo en el valor más preciso para la región de estudio. A medida que visualice el grosor de la corteza a lo largo del tiempo, en lugar de ver los cambios relativos en el grosor, podrá ver los cambios absolutos en el grosor de la corteza.

Este tipo de modelos se puede aplicar no sólo para el conjunto total reconstruido, sino que es posible seleccionar un polígono en GPlates, usarlo como borde y generar una zona de deformación para analizar, por ejemplo, el engrosamiento en la zona o las direcciones de traslación.

5.2 Reconstrucciones realizadas

Se han reconstruido tres grandes grupos de elementos: los bloques, los esfuerzos y una serie de componentes geológicos. La temporalidad de este modelo abarca desde el Eoceno inferior (45 Ma) hasta la actualidad, con pasos de 5 Ma cada uno.

5.2.1 Modelo de bloques reconstruido

La reconstrucción del modelo de bloques se basa en el movimiento de cada punto respecto a los puntos cercanos a él, en una red de triangulación. Es de esta manera que estas líneas determinan si hay extensión o compresión respecto a un estado previo, además de la magnitud de la tasa de strain, medida en s^{-1} .

Las zonas en rojo representan extensión y las zonas azules compresión, mientras que las zonas blancas pueden ser tanto zonas de rumbo como neutras. Estos resultados modelan la formación del orógeno como el resultado de una combinación compleja de tensores de *stress*. La distribución de estos esfuerzos está supeditada al bloque rígido que significa el cratón brasileño y que hace las veces de tope para el régimen de subducción.

Entre los 45 y 40 Ma hay una distribución homogénea del estilo de deformación, empezando a marcarse una zona de compresión a los 35 Ma en lo que sería el actual frente occidental de la cordillera (Figura 29). A partir de los 25 Ma esta zona de compresión se transfiere rápidamente hacia el este, provocando el alzamiento del Altiplano y lo que hoy sería la Cordillera Oriental. A partir de los 15 Ma se identifica en la zona central de este sector de compresión un nuevo régimen extensional, que aumenta hasta la actualidad.

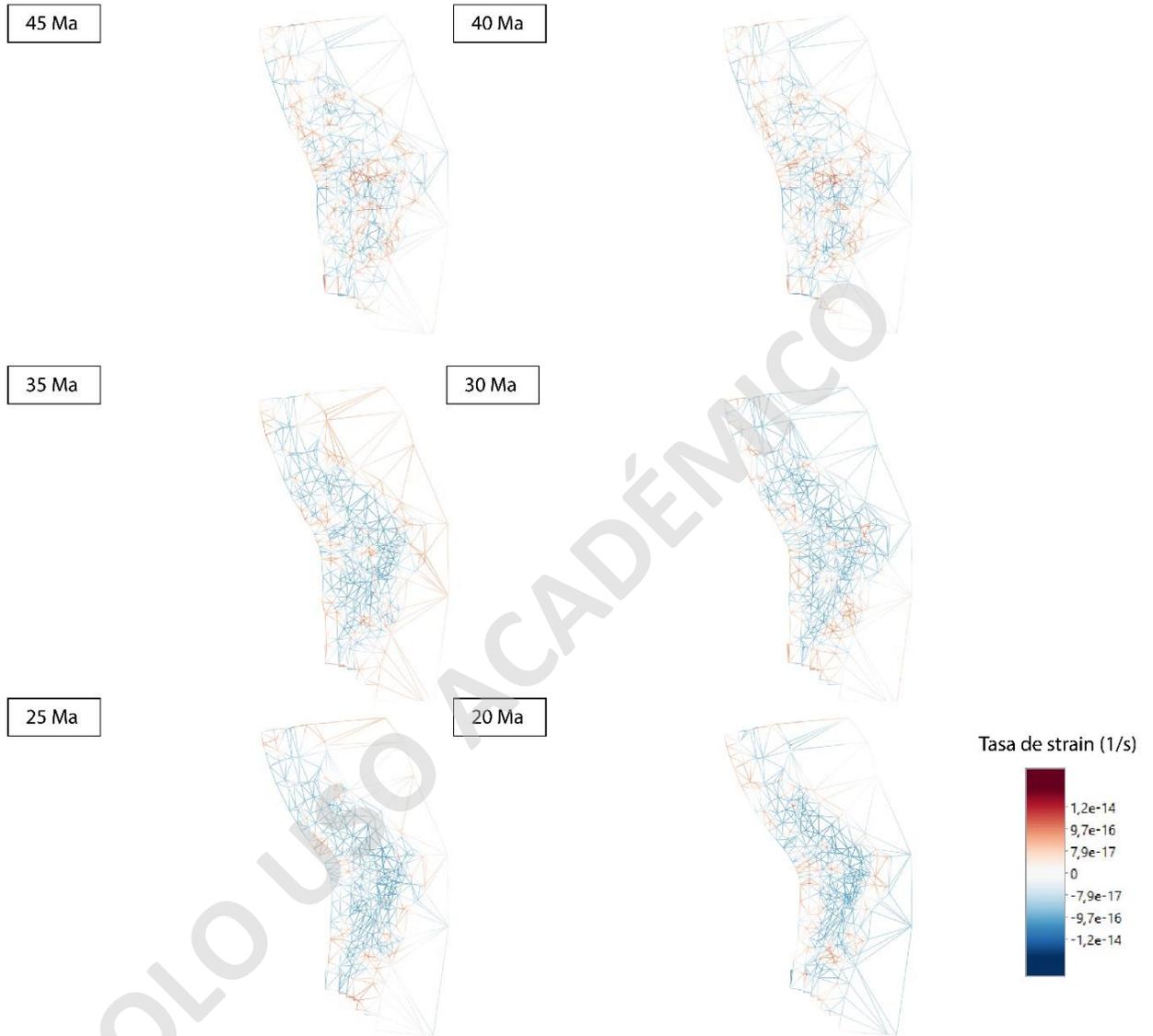


Figura 29. Modelo de bloques generado para cada temporalidad.

5.2.2 Topografía y elementos geológicos

El modelo topográfico generado presenta a los Andes con una diferencia de altura importante respecto a la Cordillera de la Costa, con una elevación promedio de 3.000 metros sobre el nivel del mar a los 45 Ma. Su forma es mucho más recta, de acuerdo con la reconstrucción del margen realizada, dándole la forma de una gran meseta en la que es posible ubicar depresiones. Como ejemplo, la figura 30 muestra la reconstrucción del

Salar de Atacama, que pasa de tener un área de 4.202 km² a los 45 Ma a un área de 2.706 km² en la actualidad.

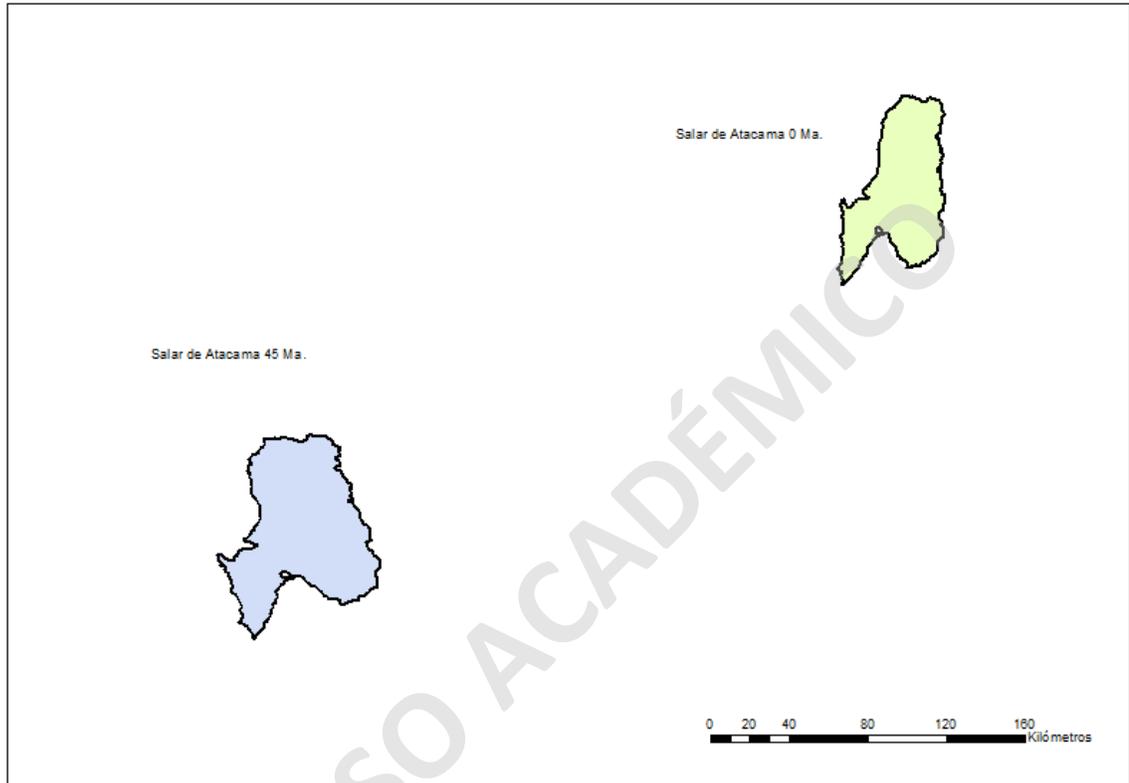


Figura 30. Reconstrucción para el Salar de Atacama.

Desde los 45 Ma, la deformación se acumula desde el este, ya notándose una sierra paralela al margen. A los 25 Ma ya se aprecia la forma de la Cordillera Occidental, además del Altiplano y la Puna casi como una sola entidad. A partir de esta edad se nota un aumento sostenido del alzamiento hasta los 5 Ma, período en que se definen las formas actuales de los dominios geomorfológicos. La figura 31 muestra la evolución topográfica propuesta en este trabajo.

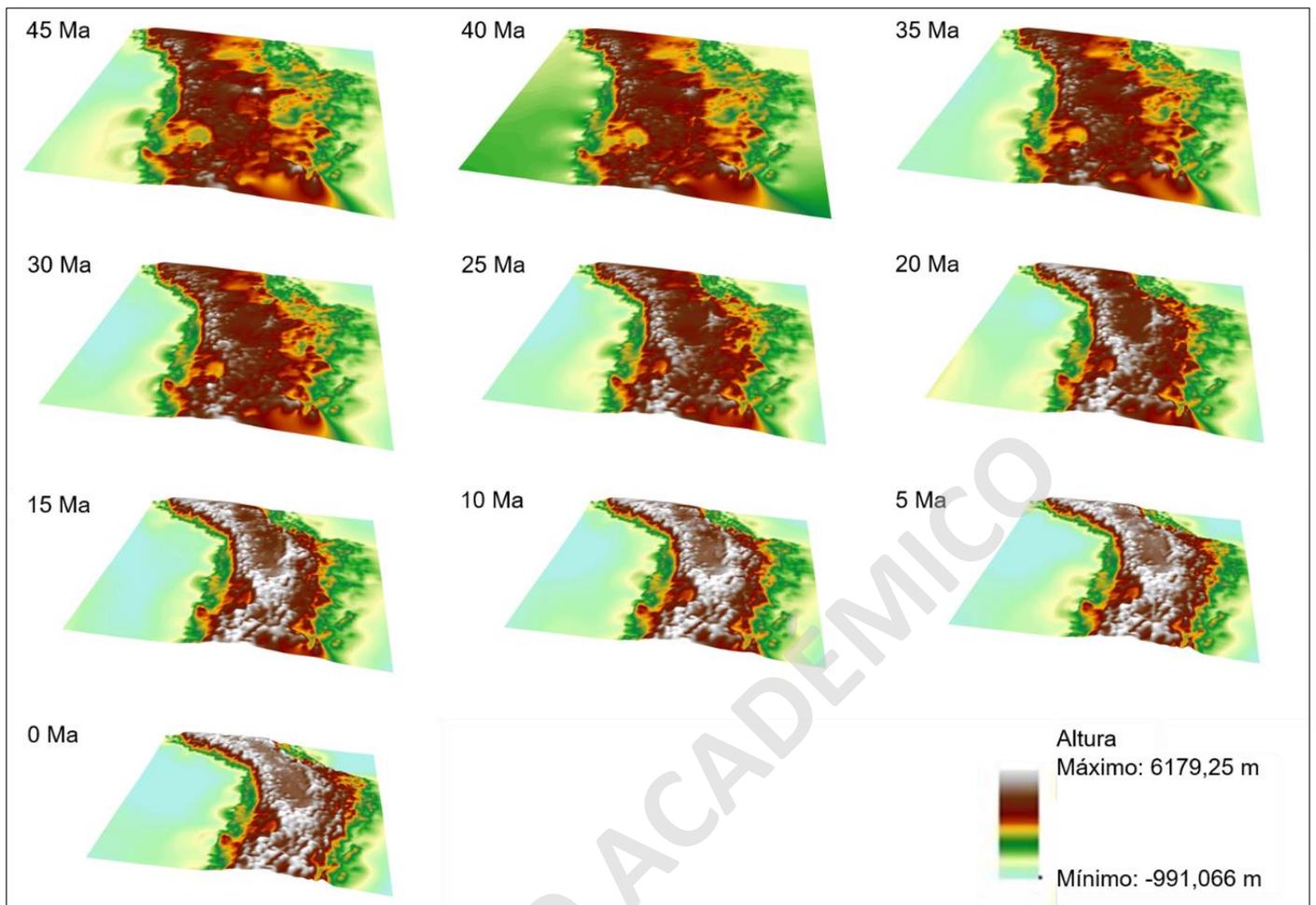


Figura 31. Modelo de elevación propuesto.

GPlates permite la exportación de elementos en formato .shp y con geometría de multipunto. A través de un tratamiento en GIS es posible convertir estos elementos en líneas o polígonos según corresponda y obtener sus atributos originales, lo que permite generar, por ejemplo, mapas geológicos para el tiempo deseado. Ejemplo de ello está en la figura 32, en la que se ha realizado un mapa para los 45 Ma.

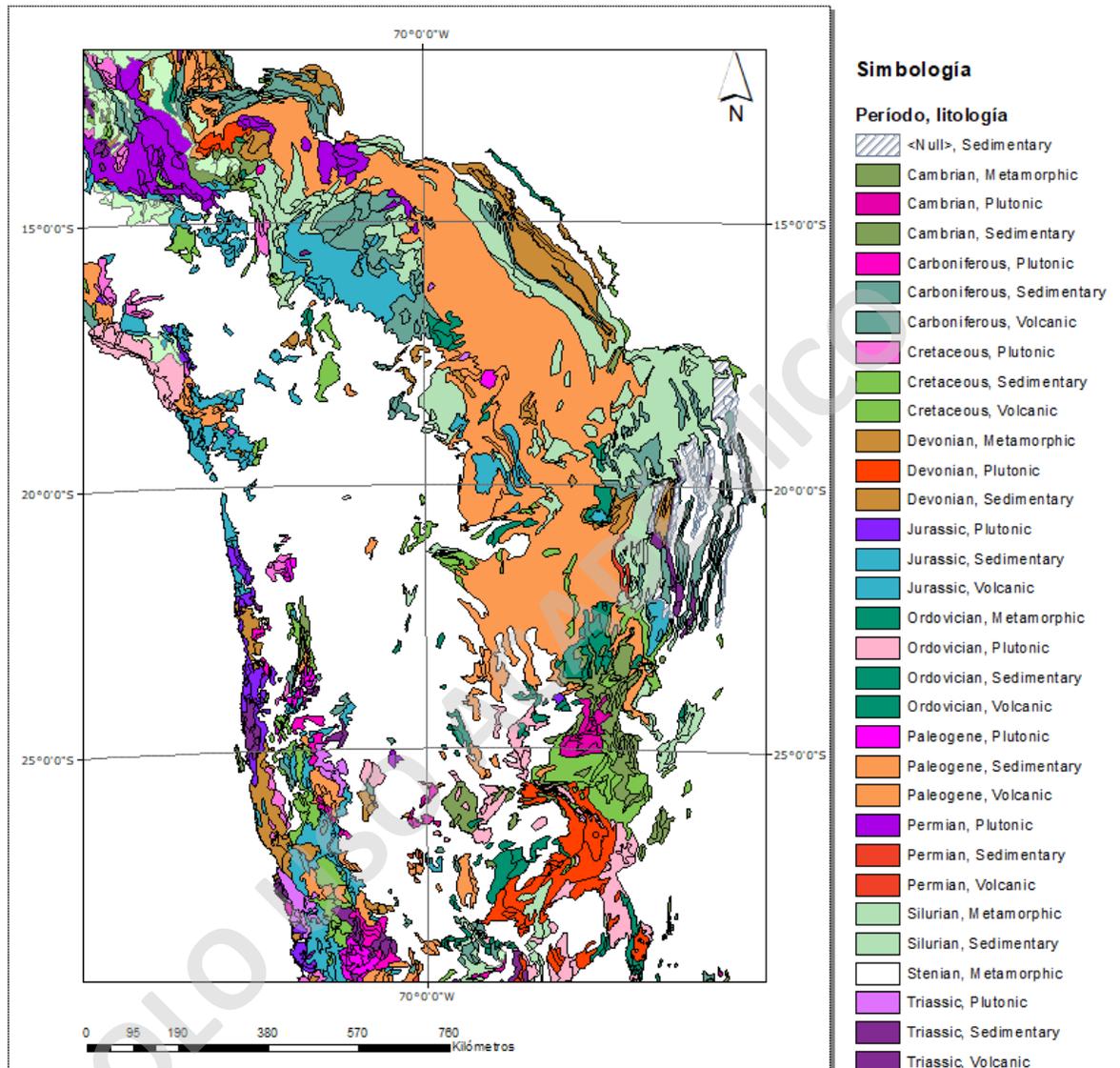


Figura 32. Mapa geológico para los 45 Ma, generado a partir del mapa geológico sudamericano 1:2.000.000 y del modelo propuesto en este trabajo.

Es también posible reconstruir y visualizar atributos tipo punto, como por ejemplo los yacimientos de pórfido de cobre. La figura 33 representa la evolución de la topografía incluyendo estos recursos.

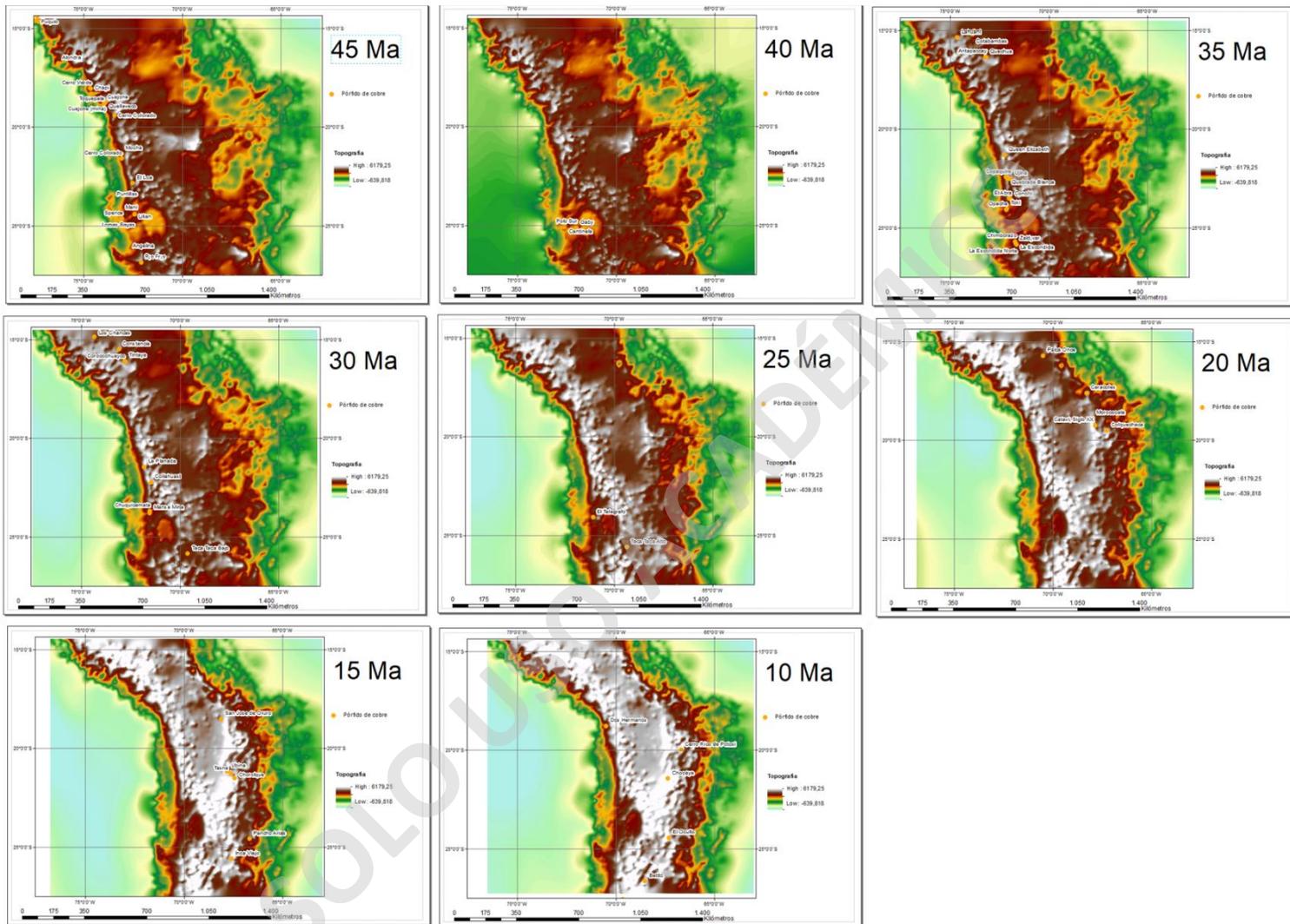


Figura 33. Modelo de evolución topográfica, a la que se le suma la reconstrucción de pórfidos de cobre.

5.2.3 Margen reconstruido

Las reconstrucciones realizadas también permiten visualizar la evolución del margen, para el cual se pueden extraer en forma directa su forma y en forma indirecta la velocidad a lo largo de su latitud. La forma del margen desde los 45 Ma ha evolucionado desde un estado mucho más recto que el actual, teniendo inicialmente un único rumbo de N15°O. Esta tendencia se mantiene hasta los 30 Ma, cuando existe un cambio en la dirección preferencial, rotando hacia el este, además de empezar la curvatura, lo que queda implícito al aparecer una segunda tendencia con dirección, como se aprecia en la figura 34.

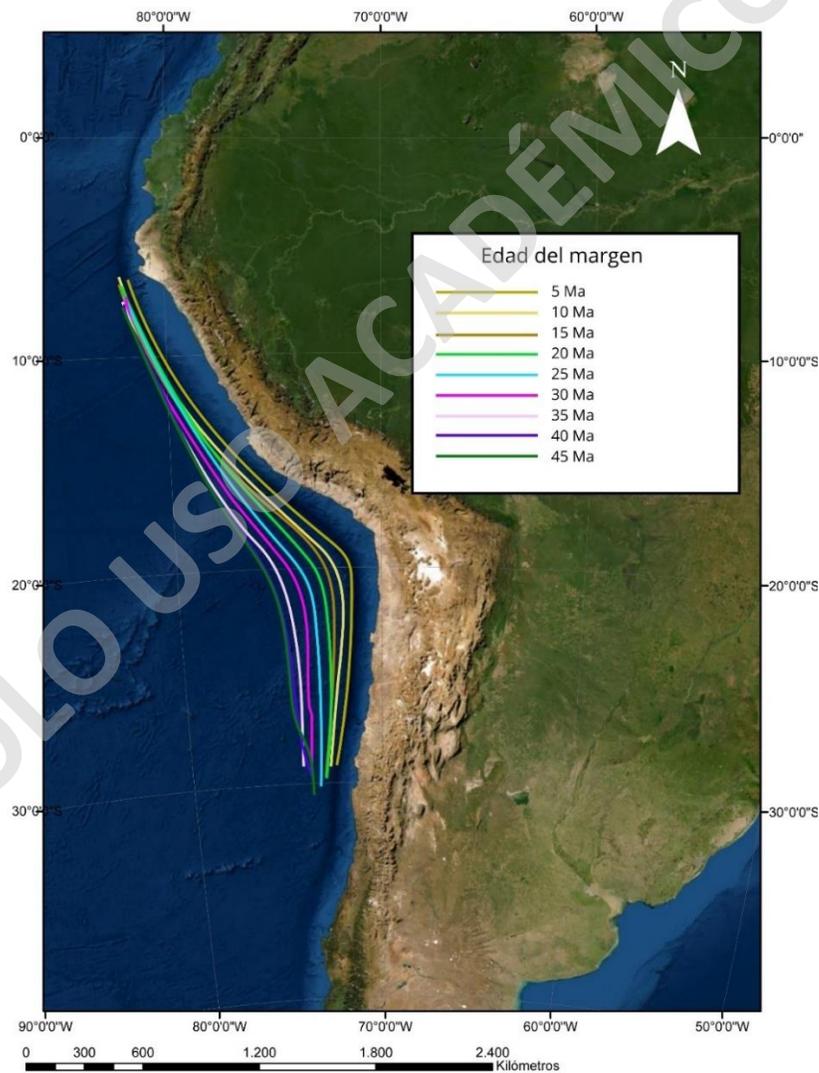


Figura 34. Reconstrucción del margen sudamericano para cada rango de edad reconstruido.

Para estas reconstrucciones de placa, se ha calculado el acortamiento, con cuidado de obtenerlo no a partir de una línea recta, sino que considerando la deformación relacionada con la esfericidad de la tierra. Por ser las zonas con más datos se ha elegido el sector entre los 17 y 26° para este cálculo. En forma concordante con los estudios en el área, el acortamiento alcanza un clímax entre los 19 y 21°, coincidiendo espacialmente con el Oroclino Boliviano. Este trabajo ha estimado un acortamiento máximo de 430 km en dicho sector (Figura 35).

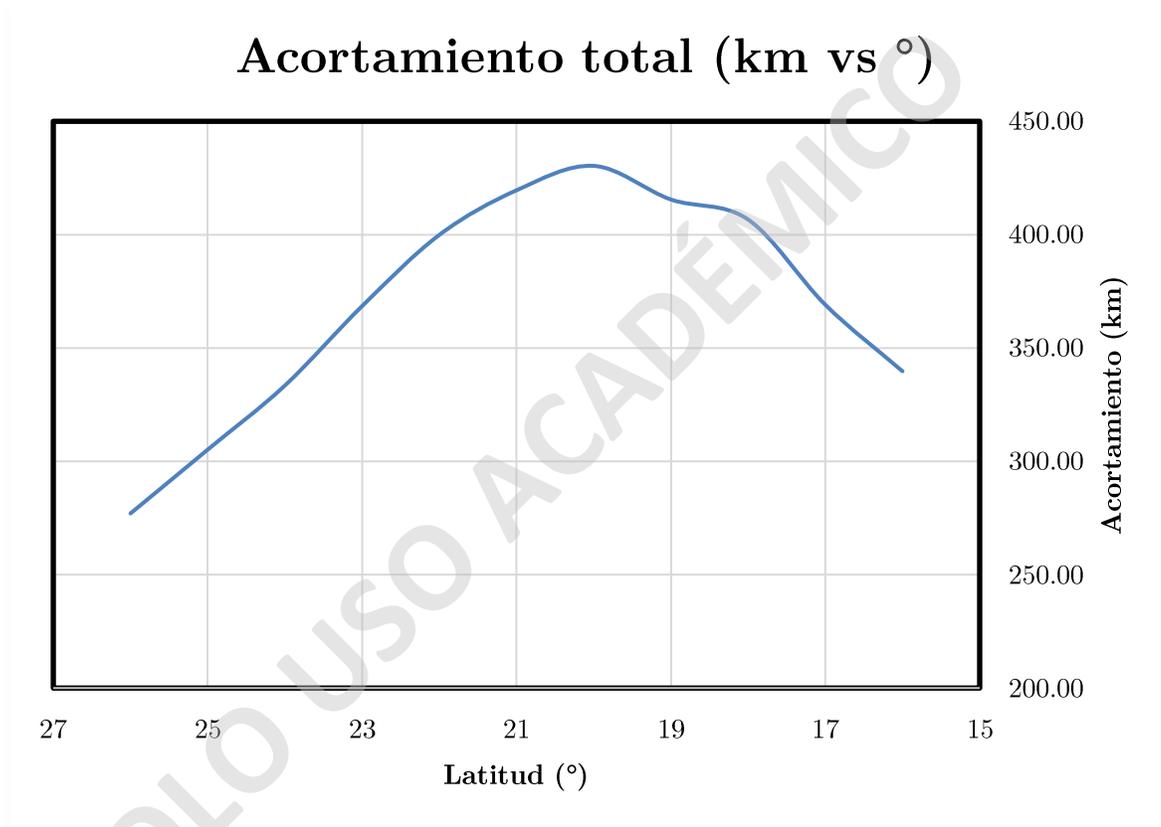


Figura 35. Acortamiento total calculado para el modelo.

Respecto a la variación por edad, se observa que el acortamiento general se da en tres etapas: entre los 45 y 30 Ma, con un alza para todas las latitudes con máximos de acortamiento en los 20° (70 km entre los 40 y 35 Ma), otra etapa entre los 30 y los 10 Ma, más bien fluctuante y una etapa final entre los 10 y 0 Ma, en la que hay un alza menor para los valores de acortamiento, siendo máximo a los 5 Ma y en los 21°, con un valor de 55 km (Figura 36).

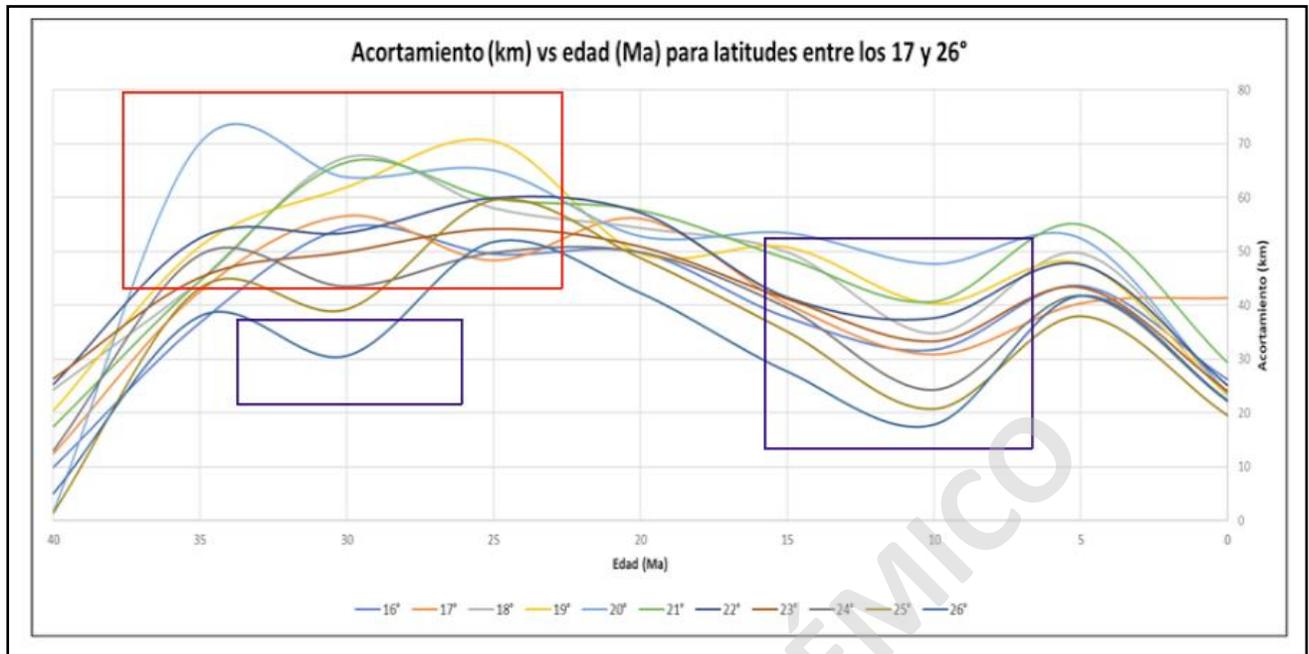


Figura 36. Acortamiento calculado por latitud. En rojo se destacan los mayores acortamientos, mientras que en azul los menores valores.

Respecto a los dominios morfotectónicos, también se han reconstruido y obtenido sus acortamientos en porcentaje. Los mayores valores se alcanzan en las zonas de la Puna oriental, las Sierras subandinas, el Altiplano y la Cordillera Oriental, lo que es coherente temporal y espacialmente con los diagramas de acortamiento presentados. La deformación se concentra en todos los dominios, excepto por las Sierras subandinas y la Cordillera oriental, entre los 45 y 15 Ma, alcanzando su cúspide alrededor de los 30 Ma (Figura 37).

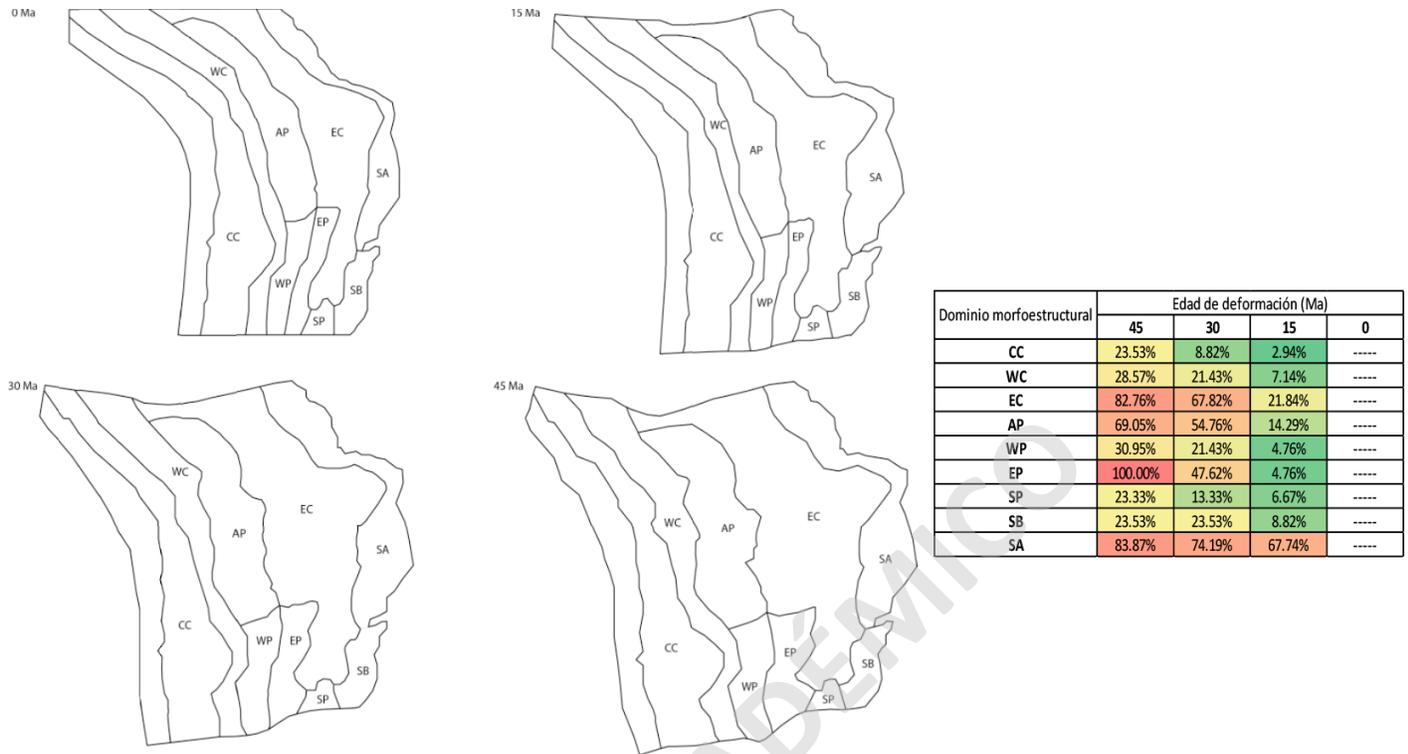


Figura 37. Reconstrucción para los dominios morfoestructónicos. CC: Cordillera de la Costa, WC: Cordillera Occidental, AP: Altiplano, WP: Puna Occidental, EP: Puna Oriental, SA: Sierras Subandinas, EC: Cordillera Oriental, SP: Sierras Pampeanas, SB: Sistema de sierras de Santa Bárbara.

5.2.4 Velocidad de convergencia de placas

Al generar estados para diversas edades, se puede también postular una cinemática para los elementos digitalizados. En este caso, se ha querido proponer la velocidad de convergencia entre las placas desde los 45 Ma hasta el presente (Figura 38). Para las latitudes entre los 15 y los 27° S se observa un aumento sostenido de la velocidad, alcanzando su clímax entre los 30 y 25 Ma. Luego hay un descenso hasta los 10 Ma, cuando por un corto período aumenta la velocidad, aunque nunca hasta sobrepasar los 12 cm/año como lo hizo anteriormente. Alrededor de los 6 Ma vuelve a descender, obteniéndose resultados actuales muy semejantes a los que se han medido instrumentalmente (alrededor de 6-7 cm/año).

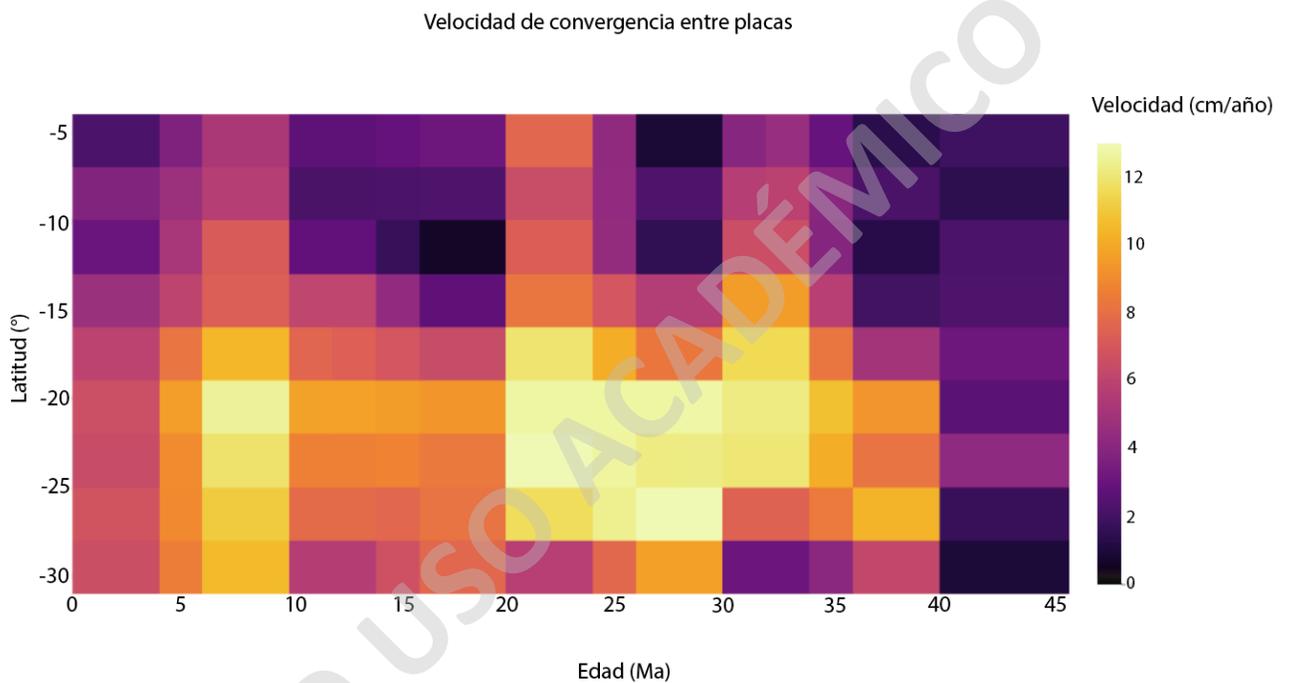


Figura 38. Velocidad de convergencia de placas en cm/año; Latitud vs edad en Ma.

6 Discusiones

Considerando los datos y resultados obtenidos, existe una gran desviación estándar si el modelo se considera demasiado al norte o al sur. Para una propuesta de evolución tectónica he considerado, por su abundancia de datos e interés geológico, el sector entre los 14.5 y 26.5° aproximadamente. Esto dotará de mayor fiabilidad al modelo y abarcará en gran parte el sector oroclinal.

6.1 Clasificación del Oroclino Boliviano

La reconstrucción realizada ya permitía visualizar que la curvatura del Oroclino Boliviano iniciaba en un estado recto para los 45 Ma; sin embargo, la obtención del modelo cuantitativo permite otorgar un número para la medición de cuánto se ha deflectado. La figura 39 compila las direcciones de cada segmento de línea para el margen andino, lo que permite notar que entre los 45 y 30 Ma existe una única dirección preferencial para el margen, de tendencia NO – SE. A partir de < 30 Ma se empieza a notar una segunda familia de direcciones, de dirección NNE, que permanece más bien inmutable a medida que avanza el tiempo, no así la primera tendencia direccional, que se separa cada vez más hacia el oeste. La diferencia angular entre ambas tendencias empieza con un valor de 20 – 30° y coincide con el aumento de la velocidad de convergencia de placas, y se acentúa entre los 15-10 Ma, hasta casi 45°.

Esto permite categorizar al Oroclino Boliviano como una curvatura de tipo secundaria, que empieza en un estado recto y, por cambios en la tectónica, varía a través del tiempo.

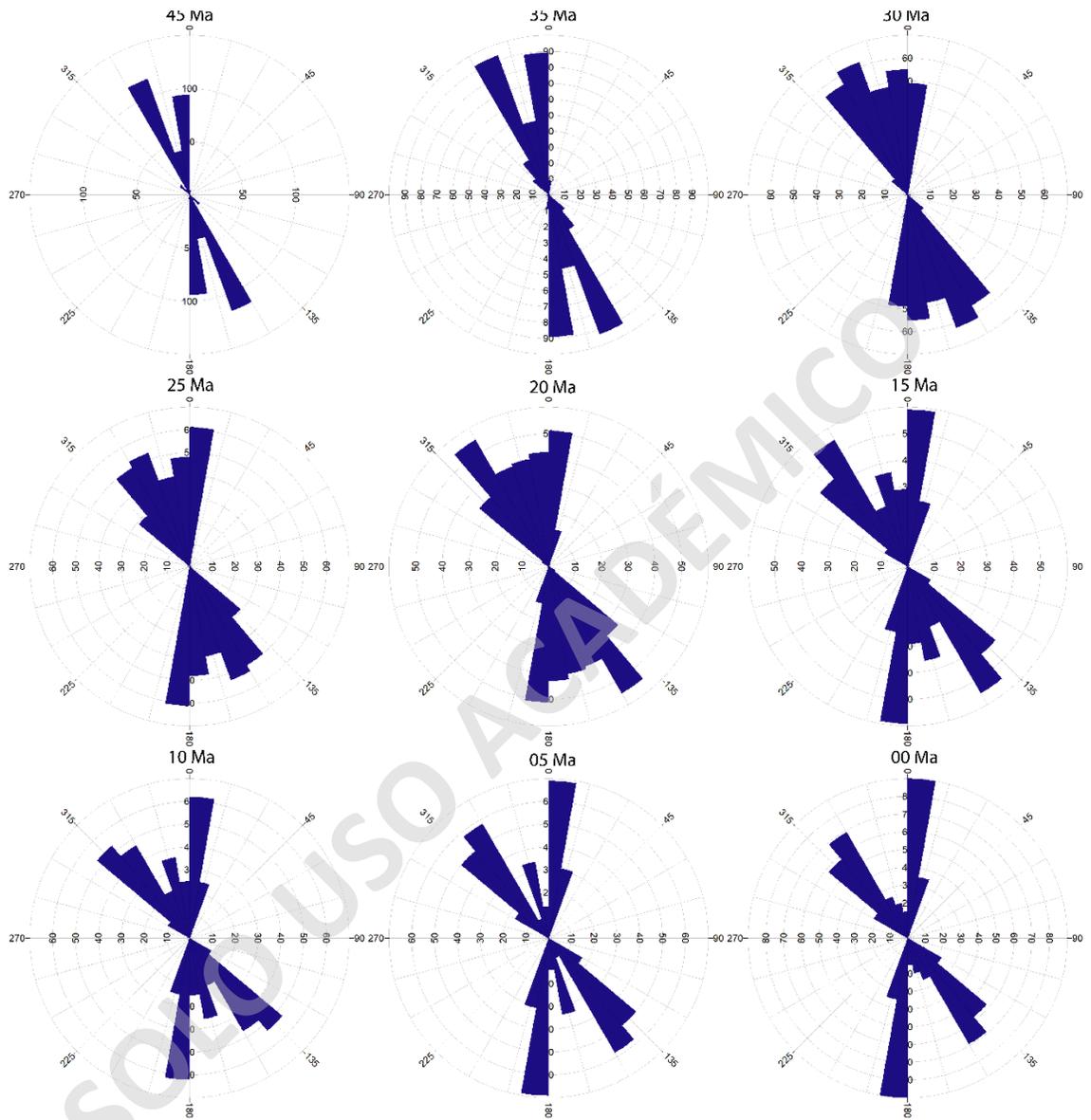


Figura 39. Compilación de diagramas de rosa para las direcciones cuantificadas del margen andino.

6.2 Interpretación de los campos de esfuerzo

De acuerdo con la evolución de los campos generados (deformación, velocidad y subsidencia) se puede dividir la historia de la deformación cenozoica del área en tres etapas principales. Inicio de la deformación (45 – 35 Ma), formación del orógeno (35 –

10 Ma) y descenso de la deformación, o colapso orogénico en el sector del Altiplano - Puna (10 - 5 Ma).

La primera etapa se relaciona con el estado inicial de compresión, previo a la formación de la placa de Nazca. Esta extensión no se produjo en forma uniforme, sino que se concentró en ciertas zonas deprimidas entre los actuales (18 y 20° aprox.), que se caracterizan por ciertas zonas de fallas inversas con rumbos NO y SO. No existe una tendencia marcada durante esta etapa, ni hay grandes cambios en la elevación, por lo que se considera un estado pre orogénico.

Desde los 35 Ma se empiezan a construir los Andes. Si bien la mayoría de los tensores de esfuerzo dan cuenta de una tendencia compresional, paralela a la convergencia de placas, se empiezan a generar esfuerzos extensionales cuya dirección es concordante con el rumbo de las fallas en la zona centro norte del Altiplano, mientras que en el sector sur (con menor intensidad) posee rumbos NE. Este estiramiento en ambas direcciones permite suponer que la extensión de la litósfera no fue causada únicamente por una extensión en la dirección de estos esfuerzos o por sólo componentes de rumbo. La extensión parece haber sido acomodada por sistemas de fallas locales con rumbo inicial NNO y que evolucionó hacia NE.

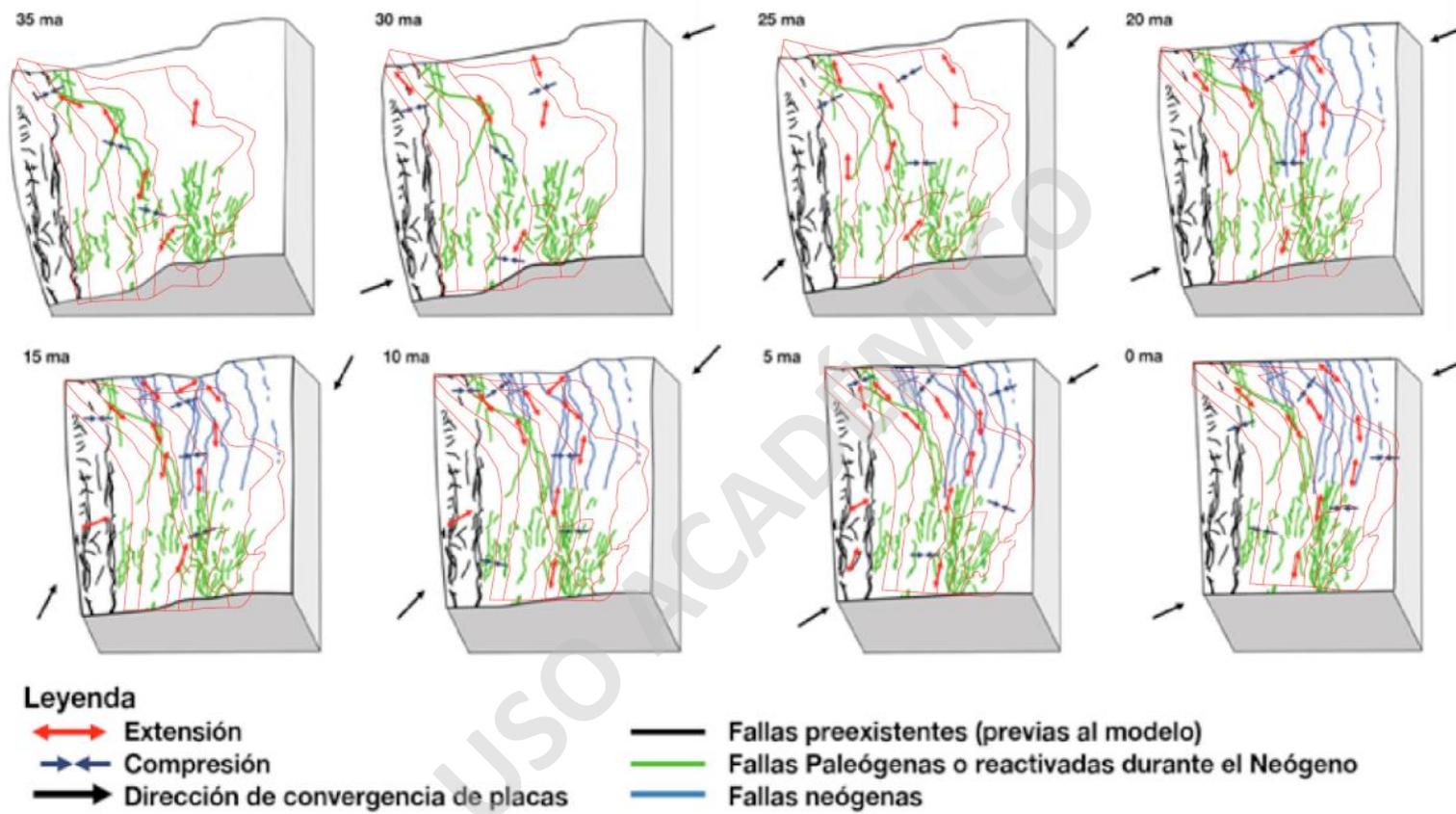


Figura 40. Modelo de evolución propuesto de acuerdo con la reconstrucción de estructuras y paleoesfuerzos. En rojo se destacan los distintos dominios geomorfológicos.

En la tercera etapa, la extensión litosférica disminuyó hasta los 5 Ma, donde hay otro *peak* de deformación, la que se transmite hacia el este. La distribución espacial de la deformación, y su magnitud, permite inferir que esta transmisión de esfuerzos es a través de muestra una serie de sistemas de fallas sincronizadas, que coinciden con la extensión posterior de la meseta entre los 17 y 22°S. Esta inferencia se comprueba al añadir la reconstrucción de elementos geológicos al modelo, que ilustra el rol de estos set de fallas en la propagación de estos esfuerzos.

La tendencia de los campos de esfuerzos da cuenta de una extensión de rumbo variable entre NNO y NNE, lo que coincide con mediciones de tensores de paleostress medidos en terreno (Giambiagi, Álvarez y Spagnotto, 2016). Es importante notar que, en su génesis, la mayoría de los tensores de extensión son perpendiculares a la dirección de convergencia de las placas; sin embargo, y de acuerdo con si se encuentran limitados o dentro de sistemas de fallas, se acomodan de acuerdo con el rumbo de estas (Figura 40).

Análisis de perfiles de elevación para el sector Altiplano – Sur (21°) no dan cuenta de una importante diferencia en la elevación para la primera etapa, lo que coincide con la ausencia de campos de stress. Durante la fase orogénica hay un aumento desde los 3.500 m de altura hasta un máximo de casi 4.700 m. Es alrededor de los 10 Ma que en general el altiplano se alza hasta su altura presente, además de alcanzar un máximo cortical que conllevaría a su colapso, siendo el más significativo el evento de entre los 5 y 0 Ma (Figura 41).

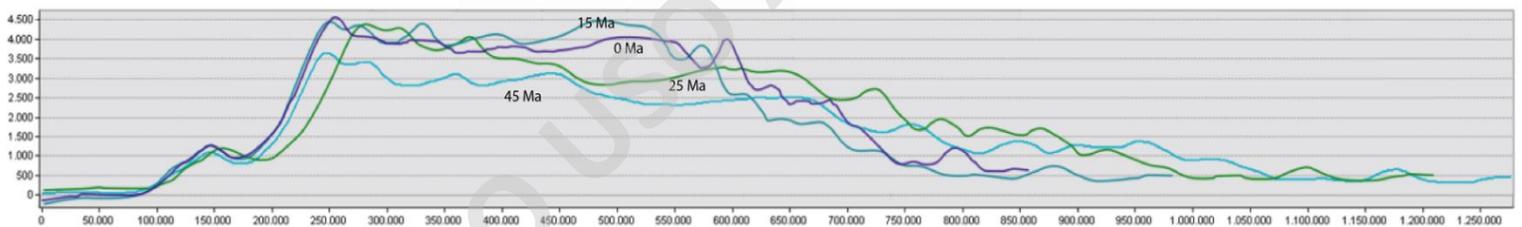


Figura 41. Evolución de la altura para la zona de estudio para los 45, 25, 15 y 0 Ma.

El modelo generado permite llegar a la conclusión de que la localización de la deformación fue controlada principalmente por zonas mayores de heterogeneidades mecánicas que localizan la deformación cortical inicial y delimitan lateralmente el *plateau*, además de la influencia del arco Eoceno en el oeste y las fallas mesozoicas en el este. Si se considera el impacto de las propiedades de la placas oceánica (tasa de convergencia, oblicuidad) parece haber sido insignificante, con la excepción de su efecto en la extensión lateral de la perturbación térmica en el manto superior. Se sugiere que la formación del Altiplano depende principalmente de la evolución de la velocidad diferencial entre la fosa y la placa superior y de la distribución lateral de zonas de falla,

lo que coincide con el modelo de velocidad presentado en el que se alcanza un peak para el Oligoceno, época en la que otros autores (Flint et al, 1993; Jordan et al, 2007) también proponen tectónica extensional, que postulan se relaciona con un evento geológico de primer orden en los Andes Centrales.

Para extrapolar el uso de este modelo a otros sectores o áreas, es necesario que (1) sea capaz de relacionarse con procesos geológicos y (2) responde positivamente a datos. Del punto anterior se pueden hacer comparaciones con eventos estudiados, siendo lo más importante la 'capacidad' del modelo de predecir el colapso del Altiplano.

El acortamiento calculado supera levemente los propuestos por otros autores, incluyendo el propio Arriagada (Figura 42). Una primera explicación a esto es la inclusión de datos paleomagnéticos nuevos, pero al retirarlos el cambio es menor (entendible considerando que eran menos de un 1% del total de datos, y consideran un rango de edades mucho menor).

SOLO USO ACADÉMICO

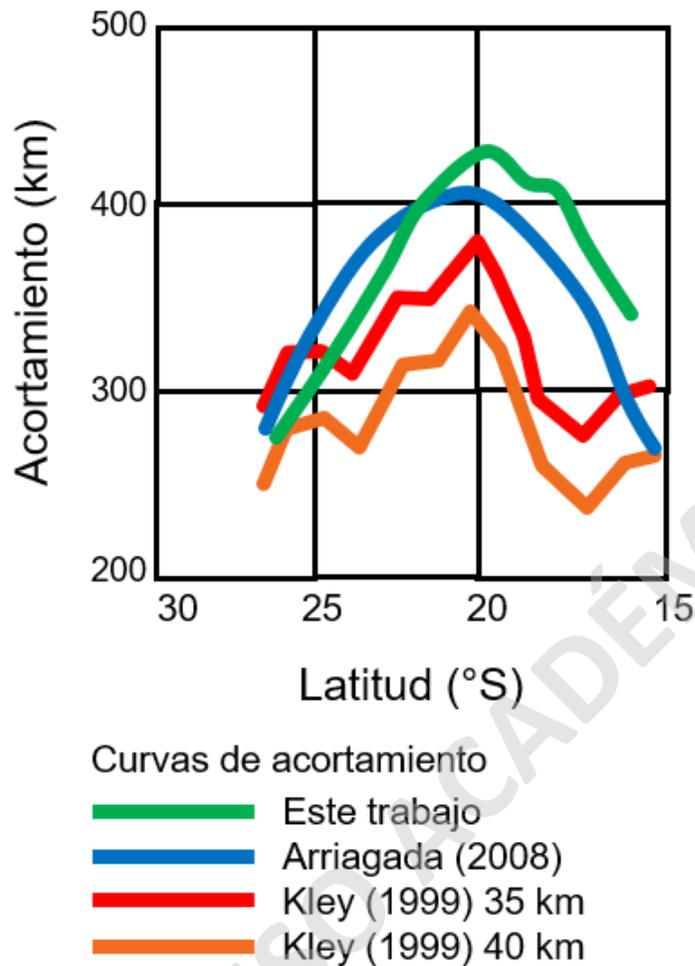


Figura 42. Comparación del acortamiento obtenido por este trabajo con publicaciones de otros autores. Se incluye Arriagada et al. (2008), creador del modelo que se empleó en el presente estudio.

Este patrón de acortamientos es coherente con la zona de estudio, relacionándose temporalmente el *peak* del Oligoceno inferior con un descenso de la actividad volcánica. Seguido este período se mantiene más bien fluctuante, hasta los 10 Ma, en el que existe otra alza, también predicha por el modelo.

El engrosamiento cortical se puede sugerir en casi 2.000 m, si se consideran valores mínimos y máximos de alturas (obteniéndose entre los 45 y 15 Ma) y se relaciona de buena manera con razones La/Yb (Figura 43), cuyos mayores valores coinciden con el modelo topográfico propuesto, aun considerando el error propio de los datos geoquímicos. Las relaciones empiezan a aumentar alrededor de los 30 Ma, con una

tendencia que se traslada hacia el este, en la misma dirección en que se trasladan los esfuerzos y se acumula la masa que dará origen a la Cordillera.

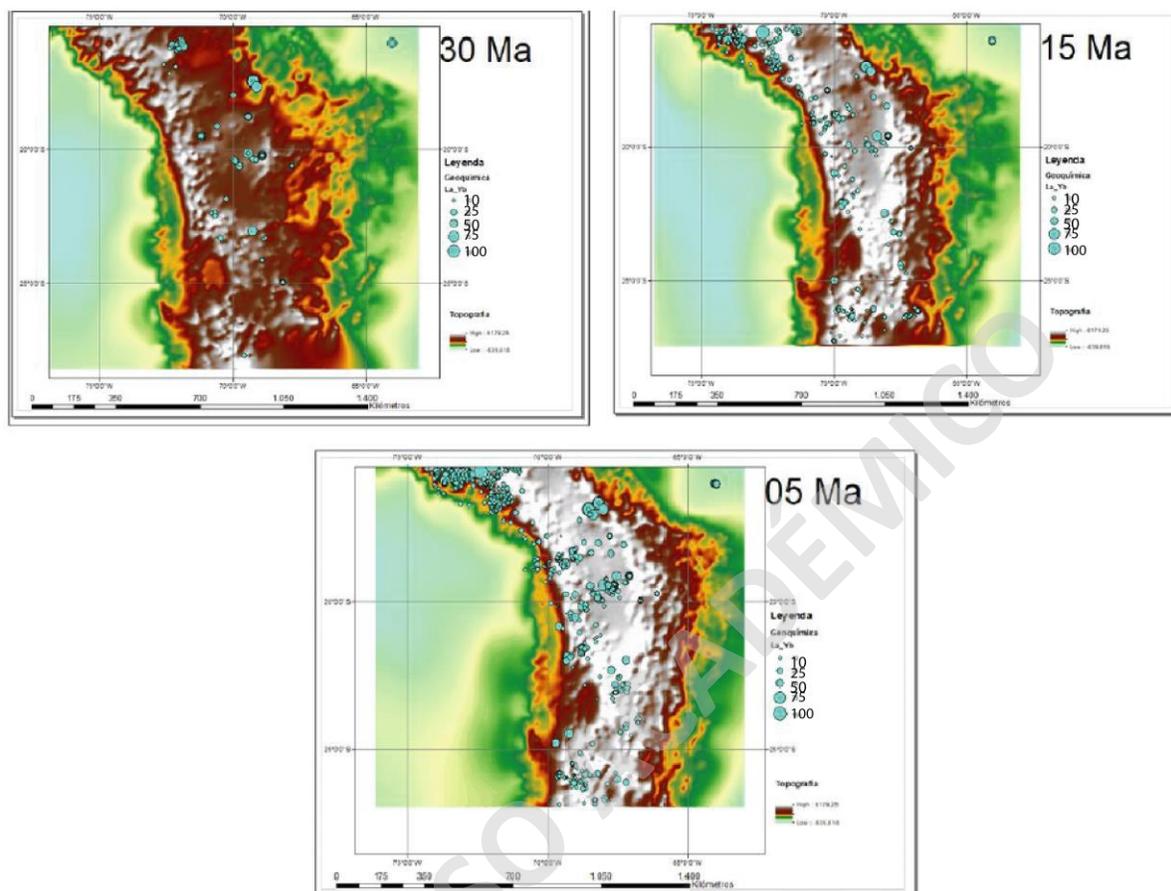


Figura 43. Relaciones La/Yb para los estados entre los 30 y 5 Ma.

Las etapas de evolución propuestas, y ciertos ejes de dirección de esfuerzos pueden ser correlacionadas con las presentadas por Giambiagi, Álvarez y Spagnotto (2016), quienes postulan una primera etapa de construcción orogénica entre los 20 a 10 Ma, con predominancia compresiva en dirección O-E durante la formación de la Cordillera, con una etapa de extensión casi vertical (variable a lo largo de los sistemas de fallas en este trabajo) alrededor de los 10 a 5 Ma.

6.3 Incertidumbre y errores asociados

El enfoque propuesto por esta reconstrucción se basa en datos paleomagnéticos y de reconstrucción de secciones balanceadas, con saltos temporales de 5 Ma. Un aspecto fundamental ha sido la generación de bloques a partir de las estructuras mayores, cada uno de los cuales tiene su propio registro de alzamiento y posición.

Las reconstrucciones tectónicas (y paleogeográficas) se presentan generalmente como el mejor escenario posible, con poca o ninguna información sobre los márgenes de incertidumbre. Esto es a causa de la naturaleza de los datos que ingresan al modelo; la capa base consiste en la reconstrucción de las placas tectónicas en sí, lo que permite estimar la distribución de las cortezas oceánica y continental en el pasado geológico. A esto se le suma la deformación cortical, y en especial aquella presente en zonas de borde de placas y en los cordones montañosos, que incluye información geológica. Como tercer punto se incluyen los datos paleomagnéticos, de los cuales se obtiene la posición paleolatitudinal de los elementos reconstruidos.

Desde la suposición de que se posea un modelo numérico que permita calcular la incertidumbre de los datos cuantitativos (reconstrucciones tectónicas y paleomagnetismo), aún existe un componente pobremente constreñido, que tiene que ver con la geología y las secciones balanceadas, lo que se debe a su vez a la naturaleza cualitativa de esta ciencia. Para la estimación de la deformación cortical es necesario que una sucesión de rocas se traspare a un estimado cuantitativo para el movimiento de placas. El resultado de esta aproximación es por lo general pobre, ya que el registro geológico rara vez está completo, y las interpolaciones para su posición y edad son siempre necesarias.

SOLO USO ACADÉMICO

7 Conclusiones

En este estudio se realizó una reconstrucción cinemática entre los 45 y 0 Ma, con una resolución de 5 Ma. Dentro de este modelo se introdujeron componentes geológicas para analizar sus formas y posiciones a lo largo del Cenozoico. De esta reconstrucción es posible además extraer geometrías reconstruidas para el margen y la geología y datos de velocidad de convergencia de placas, acortamiento y campos de stress. Gracias a la interacción con GIS, se ha propuesto además un modelo de evolución topográfico.

A partir de esta reconstrucción se concluye que el Oroclino Boliviano es una curvatura secundaria (Weil y Susman 2004; Johnston et al., 2013) que debe su forma a acortamiento diferencial perpendicular al margen. Los mayores acortamientos se relacionan espacial y temporalmente con el rompimiento de la placa Farallón (alrededor de los 25 Ma) y con un aumento en la velocidad de convergencia alrededor de los 5 Ma.

La reconstrucción realizada relaciona estas variaciones de esfuerzos con sistemas de fallas paralelas al margen que se encargan de distribuir los esfuerzos compresionales producto de la convergencia de placas. Los esfuerzos extensivos producidos son perpendiculares a la compresión, lo que se traduce en extensión N-S a NNO-SSE en sectores afectados puramente por esfuerzos compresivos, mientras que en una variedad de direcciones extensionales si hay efecto de distribución previa de estos vectores.

Se propone para el sector una evolución en tres etapas, las que se reconocen por los cambios en los campos de stress, que a su vez dependen de la capacidad de los sistemas de falla aledaños de distribuir el esfuerzo convergente producto de la interacción de las placas. Se ha calculado un acortamiento máximo en el área de alrededor de 430 km y una altura de casi 4.700 m para el Altiplano – Puna.

El modelo generado es coherente con la geoquímica, velocidades de convergencia estimadas, estudios de paleoesfuerzos de autores previos y acortamientos propuestos por otros autores, además de con la evolución geológica del área. De esto se infiere que las reconstrucciones tectónicas basadas en paleomagnetismo y balance de secciones estructurales pueden ser una herramienta poderosa para modelar la evolución geológica de un área, así como una nueva forma de entenderla en términos de tiempo y espacio. El modelo utilizado como base no sólo es también coherente, sino que, a través de las herramientas propuestas, es posible utilizar el modelo como un *background* para futuros estudios de detalle en el orógeno andino.

Referencias

- Acosta Ale, J. G., & Sempere, T. (2017). Evolución tectónica y metalogénesis del Perú.
- Alonso, R. N., Jordan, T. E., Tabbutt, K. T., & Vandervoort, D. S. (1991). Giant evaporite belts of the Neogene central Andes. *Geology*, *19*(4), 401-404.
- Amilibia, A., Sàbat, F., McClay, K. R., Muñoz, J. A., Roca, E., & Chong, G. (2008). The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean Mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology*, *30*(12), 1520-1539.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., & Cobbold, P. R. (2008). Paleogene building of the Bolivian Orocline: Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view. *Tectonics*, *27*(6).
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Dupont-Nivet, G., Cobbold, P. R., Chauvin, A., & Cortés, J. (2003). Paleogene clockwise tectonic rotations in the forearc of central Andes, Antofagasta region, northern Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *108*(B1).
- Barazangi, M., Oliver, J., & Isacks, B. (1977). Relative excitation of the seismic shear waves Sn and Lg as a function of source depth and their propagation from Melanesia and Banda arcs to Australia. *Annals of Geophysics*, *30*(3-4), 386-407.
- Bayona, G., Cardona, A., Jaramillo, C., Mora, A., Montes, C., Valencia, V., ... & Ibañez-Mejía, M. (2012). Early Paleogene magmatism in the northern Andes: Insights on the effects of Oceanic Plateau–continent convergence. *Earth and Planetary Science Letters*, *331*, 97-111.
- Beck, M.E., 1988. Analysis of Late Jurassic–Recent paleomagnetic data from active plate margins of South America. *J. S. Am. Earth Sci.* *1*, 39–52.
- Beck, M.E., Rojas, C., Cembrano, J., 1993. On the nature of buttressing in margin-parallel strike-slip fault systems. *Geology* *21*, 755–758.
- Beck, S. L., Zandt, G., Myers, S. C., Wallace, T. C., Silver, P. G., and Drake, L., 1996, Crustal-thickness variations in the central Andes: *Geology*, v. *24*, p. 407–410.
- Bello, Juan Pablo, 2015. Reconstrucción tectónica de la cuenca del Pacífico durante el Cretácico Tardío y Cenozoico, implicancias en el desarrollo de los Andes. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile.

- Bloch, W., Schurr, B., Kummerow, J., Salazar, P., & Shapiro, S. A. (2018). From slab coupling to slab pull: Stress segmentation in the subducting Nazca plate. *Geophysical Research Letters*, 45(11), 5407-5416.
- Boschman, L. M., van Hinsbergen, D. J., Torsvik, T. H., Spakman, W., & Pindell, J. L. (2014). Kinematic reconstruction of the Caribbean region since the Early Jurassic. *Earth-Science Reviews*, 138, 102-136.
- Boyden, J. A., Müller, R. D., Gurnis, M., Torsvik, T. H., Clark, J. A., Turner, M., ... & Cannon, J. S. (2011). Next-generation plate-tectonic reconstructions using GPlates.
- Brookfield, M.E., 2004. Principles of Stratigraphy. Blackwell Publications, Malden, Mass978-1-4051-1164-5. (256 pp.).
- Bullard, E.; Everett, J. E.; Smith, A. G. (1965). The Fit of the Continents around the Atlantic. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 258(1088), 41–51. doi:10.1098/rsta.1965.0020
- Butler, R. F. (2004). Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes. Chapter 3 Origins of natural remanent magnetism. ed.
- Cardona, A., Valencia, V. A., Bayona, G., Duque, J., Ducea, M., Gehrels, G., y Ruiz, J. (2011). Early-subduction-related orogeny in the northern Andes: Turonian to Eocene magmatic and provenance record in the Santa Marta Massif and Rancheria Basin, northern Colombia. *Terra Nova*, 23(1), 26-34.
- Carey, S. W. (1955). The orocline concept in geotectonics-Part I. In *Papers and proceedings of the Royal Society of Tasmania* (Vol. 89, pp. 255-288).
- Chebli, G., Mozetic, M., Rossello, E. A., & Bühler, M. (1999). Cuencas sedimentarias de la llanura Chacopampeana. In *Geología Argentina anales* (Vol. 29, No. 20, pp. 627-644). Buenos Aires: Instituto de Geología y Recursos Minerales.
- Chinn, D. S., Isacks, B. L., & Barazangi, M. (1980). High-frequency seismic wave propagation in western South America along the continental margin, in the Nazca plate and across the Altiplano. *Geophysical Journal International*, 60(2), 209-244.
- Chlieh, M., Perfettini, H., Tavera, H., Avouac, J. P., Remy, D., Nocquet, J. M., ... & Bonvalot, S. (2011). Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B12).
- Coira, B., Kay, S. M., & Viramonte, J. (1993). Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna—A model for changing subduction geometry. *International Geology Review*, 35(8), 677-720.
- Cox, A., & Hart, R. B. (2009). *Plate tectonics: how it works*. John Wiley & Sons.

- Dunn, J. F., Hartshorn, K. G., & Hartshorn, P. W. (1995). Structural styles and hydrocarbon potential of the sub-Andean thrust belt of southern Bolivia.
- Estrada, J. J. (1996). Paleomagnetism and accretion events in the northern Andes.
- Evenstar, L. A., Mather, A. E., Hartley, A. J., Stuart, F. M., Sparks, R. S. J., & Cooper, F. J. (2017). Geomorphology on geologic timescales: Evolution of the late Cenozoic Pacific paleosurface in Northern Chile and Southern Peru. *Earth-Science Reviews*, 171, 1-27.
- Evenstar, L., Hartley, A., Rice, C., Stuart, F., Mather, A., & Chong, G. (2005, September). Miocene-Pliocene climate change in the Peru-Chile desert. In *6th international symposium on Andean geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), extended abstracts* (pp. 258-260).
- Fariás, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., ... & Fock, A. (2010). Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, 29(3).
- Fildani, A., Romans, B. W., Fosdick, J. C., Crane, W. H., & Hubbard, S. M. (2008). Orogenesis of the Patagonian Andes as reflected by basin evolution in southernmost South America. *Arizona Geological Society Digest*, 22, 259-268.
- Giambiagi, L., Alvarez, P., & Spagnotto, S. (2016). Temporal variation of the stress field during the construction of the central Andes: Constrains from the volcanic arc region (22–26 S), Western Cordillera, Chile, during the last 20 Ma. *Tectonics*, 35(9), 2014-2033.
- Gianni, G. M., Dávila, F. M., Echaurren, A., Fennell, L., Tobal, J., Navarrete, C., ... Giménez, M. (2018). A geodynamic model linking Cretaceous orogeny, arc migration, foreland dynamic subsidence and marine ingression in southern South America. *Earth-Science Reviews*, 185, 437–462. doi:10.1016/j.earscirev.2018.06.016
- Gorring, M., Singer, B., Gowers, J., & Kay, S. M. (2003). Plio–Pleistocene basalts from the Meseta del Lago Buenos Aires, Argentina: evidence for asthenosphere–lithosphere interactions during slab window magmatism. *Chemical Geology*, 193(3-4), 215-235.
- Gurnis, M., Turner, M., Zahirovic, S., DiCaprio, L., Spasojevic, S., Müller, R. D., ... & Bower, D. J. (2012). Plate tectonic reconstructions with continuously closing plates. *Computers & Geosciences*, 38(1), 35-42.
- Guzmán, S., Grosse, P., Montero-López, C., Hongn, F., Pilger, R., Petrinovic, I., ... & Aramayo, A. (2014). Spatial–temporal distribution of explosive volcanism in the 25–28 S segment of the Andean Central Volcanic Zone. *Tectonophysics*, 636, 170-189.

- Hartley, A.J., Turner, P., Williams, G., Flint, S., 1988. Paleomagnetism of the Cordillera de la Costa, northern Chile: evidence for local forearc rotation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 89, 375–386.
- Haschke M, Siebel W, Günther A, Scheuber E (2002) Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in North Chile (21°–26° S). *J Geophys Res* 107: doi 10.1029/2001JB000328
- Haschke M, Guenther A (2003) Balancing crustal thickening in arcs by tectonic vs. magmatic means. *Geology* 31(11):933–936
- Heki, K., Hamano, Y., Kinoshita, H., Taira, A., & Kono, M. (1984). Paleomagnetic study of Cretaceous rocks of Peru, South America: evidence for rotation of the Andes. *Tectonophysics*, 108(3-4), 267-281.
- Heki, K. (1986). *Paleomagnetic study of the Central Andes with special reference to the Bolivian orocline* (Doctoral dissertation, University of Tokyo).
- Hildreth, W., Fierstein, J., Godoy, E., Drake, R. E., & Singer, B. (1999). The Puelche Volcanic Field: extensive Pleistocene rhyolite lava flows in the Andes of central Chile. *Revista geológica de Chile*, 26(2), 275-309.
- Hoffmann-Rothe, A., Kukowski, N., & Oncken, O. (2004). Along-strike Variations of Subduction Parameters at the Chilean Plate Boundary. *AGUFM*, 2004, T41C-1243.
- Horton, B. K. (2018). Tectonic Regimes of the Central and Southern Andes: Responses to Variations in Plate Coupling During Subduction. *Tectonics*, 37(2), 402–429. doi:10.1002/2017tc004624
- Ibarra, F., Liu, S., Meeßen, C., Prezzi, C. B., Bott, J., Scheck-Wenderoth, M., ... & Strecker, M. R. (2019). 3D data-derived lithospheric structure of the Central Andes and its implications for deformation: insights from gravity and geodynamic modelling. *Tectonophysics*, 766, 453-468.
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the Central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *J. Geophys. Res.* 93, 3211– 3231.
- Jordan, T. E., & Allmendinger, R. W. (1986). The Sierras Pampeanas of Argentina; a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, 286(10), 737-764.
- Jordan, T. E., Isacks, B., Ramos, V. A., & Allmendinger, R. W. (1983). Mountain building in the Central Andes. *Episodes*, 3(3), 20-26.
- Kay, S. M., Beck, S. L., Heit, B., & McGlashan, N. (2008). Características geofísicas de la Puna de Jujuy y regiones adyacentes en la plateau de los Andes Centrales.

In *Geología y recursos naturales de la provincia de Jujuy, Relatorio del XVII Congreso Geológico Argentino, Jujuy* (pp. 385-396). Asociación Geológica Argentina.

Kay, S. M., Coira, B., & Viramonte, J. (1994). Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, central Andes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B12), 24323-24339.

Kay, S., & Coira, B. (2008). Evolución tecto-magmática andina de la Puna Norte y sus implicancias en las fajas plegadas y corridas del antepaís (Jujuy). In *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino* (pp. 418-430).

Kley, J., & Monaldi, C. R. (2002). Tectonic inversion in the Santa Barbara System of the central Andean foreland thrust belt, northwestern Argentina. *Tectonics*, 21(6), 11-1.

Lemoine, A., Madariaga, R., & Campos, J. (2002). Slab-pull and slab-push earthquakes in the Mexican, Chilean and Peruvian subduction zones. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 132(1-3), 157-175.

Lopez, M. M., Hongn, F. D., Strecker, M. R., Marrett, R., Seggiaro, R., & Sudo, M. (2010). Late Miocene–early Pliocene onset of N–S extension along the southern margin of the central Andean Puna Plateau: Evidence from magmatic, geochronological and structural observations. *Tectonophysics*, 494(1-2), 48-63.

Lucassen, F., Becchio, R., Harmon, R., Kasemann, S., Franz, G., Trumbull, R., ... & Dulski, P. (2001). Composition and density model of the continental crust at an active continental margin—the Central Andes between 21 and 27 S. *Tectonophysics*, 341(1-4), 195-223.

Lucassen, F., Kramer, W., Bartsch, V., Wilke, H. G., Franz, G., Romer, R. L., & Dulski, P. (2006). Nd, Pb, and Sr isotope composition of juvenile magmatism in the Mesozoic large magmatic province of northern Chile (18–27 S): indications for a uniform subarc mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152(5), 571.

Lyell, C., & Deshayes, G. P. (1830). *Principles of geology: being an attempt to explain the former changes of the earth's surface, by reference to causes now in operation* (Vol. 1). J. Murray.

Marquillas, R. A., Del Papa, C., & Sabino, I. F. (2005). Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous–Paleogene), northwestern Argentina. *International Journal of Earth Sciences*, 94(1), 94-113.

Marrett, R. A., Allmendinger, R. W., Alonso, R. N., & Drake, R. E. (1994). Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(2), 179-207.

Massonne, H. J., & Toulkeridis, T. (2012). Widespread relics of high-pressure metamorphism confirm major terrane accretion in Ecuador: a new example from the Northern Andes. *International Geology Review*, 54(1), 67-80.

Martínez, F., Arriagada, C., & Bascuñán, S. (2018). Mechanisms and episodes of deformation along the Chilean–Pampean flat-slab subduction segment of the Central Andes in Northern Chile. In *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes* (pp. 273-290). Springer, Cham.

Mingramm A, Russo A, Pozzo A, Casau L. 1979. Sierras subandinas. In Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, pp. 95–138. Córdoba: Acad. Nac. Ciencias

Mon, R., & Salfity, J. A. (1995). Tectonic evolution of the Andes of northern Argentina.

Morel, P., & Irving, E. (1981). Paleomagnetism and the evolution of Pangea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B3), 1858-1872.

Mpodozis, C., & Ramos, V. (1989). The Andes of Argentina and Chile. *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*, 11.

Mpodozis, C., & Ramos, V. A. (2008). Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, derivcolisiones?. *Revista de la Asociación geológica Argentina*, 63(4), 481-497.

Müller, R. D., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, S. E., Matthews, K. J., Wright, N. M., ... & Bower, D. J. (2016). Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 44, 107-138.

Oliveros, V., González, J., Vargas, M. E., Vásquez, P., Rossel, P., Creixell, C., ... & Bastias, F. (2018). The early stages of the magmatic arc in the Southern Central Andes. In *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes* (pp. 165-190). Springer, Cham.

Oliveros, V., Moreno-Yaeger, P., & Flores, L. (2020). Igneous Rock Associations 25. Pre-Pliocene Andean Magmatism in Chile. *Geoscience Canada*, 65-82.

Pastor-Galán, Daniel; Mulchrone, Kieran F.; Koymans, Mathijs R.; van Hinsbergen, Douwe J.J.; Langereis, Cor G. (2017). Bootstrapped total least squares orocline test: A robust method to quantify vertical-axis rotation patterns in orogens, with examples from the Cantabrian and Aegean oroclines. *Lithosphere*, (), L547.1–. doi:10.1130/L547.1

Pope, D. C., & Willett, S. D. (1998). Thermal-mechanical model for crustal thickening in the central Andes driven by ablative subduction. *Geology*, 26(6), 511-514.

- Ramos V, 2010. The Grenville-age basement of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 77-9.
- Ramos, V. (1999). Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, 22, 183-190.
- Ramos, V. A. (2010). The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal*, 45(1), 2-25.
- Ramos, V. A., & Folguera, A. (2009). Andean flat-slab subduction through time. *Geological Society, London, Special Publications*, 327(1), 31-54.
- Ramos, V. A. (2018). Tectonic evolution of the Central Andes: from terrane accretion to crustal delamination.
- Randall, D. E. (1998). A new Jurassic–Recent apparent polar wander path for South America and a review of central Andean tectonic models. *Tectonophysics*, 299(1-3), 49-74.
- Randall, D.E., Taylor, G.K., Grocott, J., 1996. Major crustal rotations in the Andean margin: paleomagnetic results from the Coastal Cordillera of northern Chile. *J. Geophys. Res.* 101 (B7), 15783–15798.
- Rosenberg, G.D., 2006. Nicholas Steno's Chaos and the shaping of evolutionary thought in the Scientific Revolution. *Geology* 34, 793–796.
- Rossel, P., Oliveros, V., Ducea, M. N., Charrier, R., Scaillet, S., Retamal, L., & Figueroa, O. (2013). The Early Andean subduction system as an analog to island arcs: Evidence from across-arc geochemical variations in northern Chile. *Lithos*, 179, 211-230.
- Scheuber, E., & Reutter, K. J. (1992). Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21 and 25 S. *Tectonophysics*, 205(1-3), 127-140.
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., & Reutter, K. J. (1994). Tectonic development of the north Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. In *Tectonics of the southern central Andes* (pp. 121-139). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Siks, B. C., & Horton, B. K. (2011). Growth and fragmentation of the Andean foreland basin during eastward advance of fold-thrust deformation, Puna plateau and Eastern Cordillera, northern Argentina. *Tectonics*, 30(6).
- Sillitoe, R. H. (1997). Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region. *Australian Journal of Earth Sciences*, 44(3), 373-388.

Singer, B. S., Andersen, N. L., Le Mével, H., Feigl, K. L., DeMets, C., Tikoff, B., ... & Gil, F. (2014). Dynamics of a large, restless, rhyolitic magma system at Laguna del Maule, southern Andes, Chile. *GSA today*, 24(12), 4-10.

Somoza, R. (1998). Updated azca (Farallon)—South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3), 211-215.

Steno, N., 1669. De solido intra solidum naturaliter contento. Dissertationis prodromus 78, 1.

Strecker, M. R., Cervený, P., Bloom, A. L., & Malizia, D. (1989). Late Cenozoic tectonism and landscape development in the foreland of the Andes: Northern Sierras Pampeanas (26–28 S), Argentina. *Tectonics*, 8(3), 517-534.

Sun, W., Ling, M., Yang, X., Fan, W., Ding, X., & Liang, H. (2010). Ridge subduction and porphyry copper-gold mineralization: An overview. *Science China Earth Sciences*, 53(4), 475–484. doi:10.1007/s11430-010-0024-0.

Toselli, A. J. (1978). Geocronología de las formaciones Puncoviscana y Suncho, provincias de Salta y Catamarca.

Viramonte, J., Omarini, R., Saavedra, V. A., Aparicio, A., Cacho, L. G., & Parica, P. (1984). Edad, Génesis y mecanismos de erupción de las riolitas granatíferas de San Antonio de los Cobres, Provincia de Salta, Noveno Congreso Geológico Argentino. *Actas*, 3, 216-233.

Warners-Ruckstuhl, K. N., Govers, R., & Wortel, R. (2013). Tethyan collision forces and the stress field of the Eurasian Plate. *Geophysical Journal International*, 195(1), 1-15.

Whitman, D., Isacks, B. L., & Kay, S. M. (1996). Lithospheric structure and along-strike segmentation of the Central Andean Plateau: seismic Q, magmatism, flexure, topography and tectonics. *Tectonophysics*, 259(1-3), 29-40.

Wilkinson, J. J. (2013). Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs. *Nature Geoscience*, 6(11), 917-925.

Willett, S. D., & Chapman, D. S. (1987). Analysis of temperatures and thermal processes in the Uinta Basin.

Zuluaga, C. A., & Lopez, J. A. (2019). Ordovician orogeny and Jurassic low-lying orogen in the Santander Massif, northern Andes (Colombia). In *Geology and Tectonics of Northwestern South America* (pp. 195-250). Springer, Cham.