

EL CORDON CHAPIQUIÑA-BELEN EN EL BORDE OCCIDENTAL DEL ALTIPLANO CHILENO: SIGNIFICADO PALEOGEOGRAFICO Y CONTEXTO TECTONICO REGIONAL

Charrier, R.¹⁻⁷, Hérail, G.²⁻⁷, Flynn, J.J.³, Riquelme, R.¹⁻⁷, García, M.⁴⁻⁷, Croft, D.⁵, Wyss, A.R.⁶

INTRODUCCION

La Cordillera de los Andes en el Norte de Chile y en Bolivia está compuesta por una serie de unidades morfoestructurales dispuestas paralelamente a la Fosa de Atacama. Estas son, de Oeste a Este: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Altiplano, Cordillera Oriental y Sierras Subandinas. Se diferencian, además, la Precordillera, que constituye la falda occidental del Altiplano, y la Cordillera Occidental, que corresponde al actual arco volcánico, el cual se desarrolla a lo largo de la parte occidental del Altiplano (Fig. 1).

En el Cenozoico Superior, la Precordillera y la parte occidental del Altiplano, en territorio chileno, estuvieron sometidos sucesivamente a un episodio extensional y a uno contraccional (1,2). El episodio extensional se habría desarrollado en el Oligoceno Superior?-Mioceno Inferior (desde antes de 23 Ma hasta 18 Ma), permitiendo la depositación de la Formación Lupica. El episodio contraccional, que deformó a la Formación Lupica, se habría iniciado en el Mioceno Inferior (circa 18 Ma) y, probablemente, se continuó hasta, por lo menos, el Plioceno (1,2,3,4). Esta contracción originó el alzamiento de un bloque elevado, aquí denominado Cordón Chapiquiña-Belén, limitado lateralmente por sistemas divergentes de fallas inversas (4,5).

En este artículo se analizan dos aspectos relacionados con este cordón, a saber, su influencia sobre la paleogeografía y su posible origen en el contexto tectónico y estructural de la evolución altiplánica y andina. El alzamiento de este cordón provocó una fuerte erosión y el consiguiente desarrollo de sistemas fluviales y lacustres, cuyos depósitos se conservan a ambos costados del bloque alzado. Estos depósitos registran, por lo tanto, la evolución paleogeográfica sintectónica de esta región en Mioceno. La existencia de episodios de deformación contraccional bien acotados en el tiempo, sucedidos por episodios extensionales, ha sido frecuentemente descrita para los Andes centrales y se la relaciona, en general, con variaciones en las tasas de convergencia por subducción. La existencia en este sector andino de deformaciones contraccionales con vergencias opuestas que, además, son contemporáneas con deformaciones extensionales ocurridas en regiones adyacentes (6), pone en evidencia la necesidad de considerar aspectos complementarios al modelo basado en la subducción con objeto de explicar la deformación del orógeno.

A continuación se describe brevemente la estructura, los depósitos sintectónicos asociados y su contenido fosilífero e intenta una explicación para las diferencias paleogeográficas que debieron prevalecer a ambos lados del Cordón Chapiquiña-Belén y discute el posible contexto tectónico regional en que se desarrolló este cordón durante la evolución del Altiplano.

EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA SINTECTONICA

A lo largo de la *Precordillera*, en el lado occidental del Cordón Chapiquiña-Belén, se desarrolló en secuencia normal un sistema de fallas inversas de alto ángulo con vergencia al Oeste (1,2,7). En asociación con estas fallas se desarrollaron gruesas cuñas sedimentarias: la Formación Joracane (18 a 16 Ma), asociada a las fallas orientales, y la Formación Huaylas (post-11 Ma a pre-5 Ma), asociada a la falla occidental. Pequeños cabalgamientos que afectan a la Ignimbrita Huaylas (4,5 Ma), sugieren que la compresión se extendió hasta, por lo menos, el Plioceno (1,2,5).

1. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile. rcharrie@cec.uchile.cl

2. IRD, 209-213 Rue La Fayette, 75010 París, Francia. gherail@paris.ird.fr

3. The Field Museum of Natural History, Chicago, USA. flynn@fmpr.fnmh.org

4. SERNAGEOMIN, Av. Santa María 0104, Providencia, Santiago, Chile. mgarcia@sernageomin.cl

5. The Field Museum of Natural History, Chicago y University of Chicago, Chicago, USA. dacroft@midway.uchicago.edu

6. Department of Geological Sciences, University of California Santa Barbara, California, USA. wyss@magic.geol.ucsb.edu

7. Convenio IRD-Departamento de Geología, Universidad de Chile.

La Formación Joracane corresponde a facies fluviales proximales de grano grueso depositadas por sistemas de ríos anastomosados. En estos depósitos no se han encontrado restos fósiles. La Formación Huaylas consiste en una serie fluvial grano creciente. Los niveles inferiores están compuestos por delgadas capas depositadas en llanuras aluviales que contienen restos de mamíferos (Nothoungulados) (8,9) de edad Huayqueriense (8), la Edad de Mamíferos Continentales Sudamericanos comprendida entre 9 y 7 Ma (10).

En la *Cordillera Occidental*, en el borde oriental del Cordón Chapiquiña-Belén, se desarrolló un sistema de fallas inversas, parcialmente ciegas, con vergencia al Este, que determinó el desarrollo de discordancias progresivas y controló sedimentación fluvial y lacustre que originó la Formación Chucal (post-21 Ma y pre-11 Ma) y, probablemente también, la Formación Lauca, tardi a post-tectónica (3,4,11). La Formación Chucal pasa transicionalmente a la Formación Lauca, predominantemente lacustre (3).

El desarrollo de estas discordancias provocó la erosión parcial de los depósitos inferiores de la Formación Chucal y su resedimentación en sectores frontales (orientales) adyacentes (Fig. X). En el sector occidental de Fig. X se puede reconocer dos ciclos de sedimentación fluvial y lacustre y el comienzo de un tercer ciclo, interrumpido por la depositación de materiales volcanoclásticos (toba blanca). En el sector oriental, debido al alzamiento del bloque occidental, se depositó una potente serie fluvial de grano grueso (3,4,5,11,12). Esta se dispone en discordancia sobre el ciclo inferior y está compuesta, en gran medida, por materiales erosionados de esos depósitos. Debido al alzamiento progresivo, los depósitos fluviales presentan una disposición en abanico rotacional, es decir, con inclinaciones gradualmente menores a medida que disminuye su edad. Es posible establecer una correlación entre ambos sectores mediante un nivel de areniscas conglomeráticas verdes ubicado, en la parte occidental, en la base del segundo ciclo fluvial y lacustre y, en la parte oriental, intercalado en la secuencia fluvial (V en Fig. X). En la serie fluvial del sector oriental se observa una segunda discordancia progresiva (3,4,11).

Restos de flora fósil (hojas y polen) se encontraron, en el sector occidental, en el nivel lacustre del primer ciclo (13). Restos de vertebrados se encontraron en niveles arenosos y fangolíticos fluviales. En el sector oriental, se encontraron abundantes restos de mamíferos por debajo de la segunda discordancia progresiva. La fauna colectada consiste en: diversos tipos de mamíferos, restos de caparzones de tortuga y huesos grandes y pequeños de aves (5,14,15). Las asociaciones de mamíferos fósiles comprenden formas que, en otras regiones de América del Sur, se encuentran comprendidas entre las Edades de Mamíferos Fósiles denominadas Santacrucense y Chasicense o Huayqueriense, y se traslapan en su mayoría en el Friasense (17-16 Ma) (5).

Los mamíferos fósiles colectados en la Precordillera y la Cordillera Occidental corresponden principalmente a animales herbívoros, lo cual indica la existencia de vegetación herbácea y arbustiva. El contenido paleoflorístico indica la coexistencia de bosques y estepas desarrollados en condiciones poco lluviosas, templadas a cálidas (13).

CONTEXTO TECTÓNICO REGIONAL

La existencia de episodios contraccionales con deformaciones que presentan vergencias diferentes es algo frecuente en los Andes centrales y se lo ha explicado satisfactoriamente considerando un control estructural por fallas preexistentes, frecuentemente por inversión tectónica. Este podría ser el caso en la región aquí considerada si se toma en cuenta que existió, previamente a la contracción, un episodio extensional. Generalmente, se ha intentado relacionar los regímenes contraccionales y extensionales en márgenes activos con periodos de altas y bajas tasas de convergencia, respectivamente. Esta explicación, incluso considerando variaciones en la inclinación del plano de subducción, la oblicuidad respecto al continente, el grado de acoplamiento, etc, parece no ser suficiente para explicar las particularidades en la distribución y cronología de la deformación.

En el sector aquí considerado de la Precordillera y de la parte occidental del Altiplano, los episodios extensional y contraccional se sucedieron en el tiempo y coinciden en el tiempo con los periodos de baja y alta tasas de convergencia de la subducción (16). Como en este sector no existen evidencias de contracción simultánea con extensión, esta coincidencia pareciera confirmar una relación de causa-efecto entre las condiciones en que se verificó la subducción y el régimen de strain en la placa superior. Sin embargo, se ha sugerido (17) que también puede producirse extensión como consecuencia de aumentos de temperatura en la corteza inferior a causa del mayor enterramiento a medida que el orógeno crece y la corteza se engruesa. Esto podría generar un estado extensional y un plateau de suave inclinación en el interior del orógeno. Al mismo tiempo podría verificarse simultáneamente contracción en las regiones externas de la cadena.

De acuerdo con la información disponible para la cadena andina en esta región, existen evidencias a favor de condiciones extensionales generalizadas para el Altiplano durante el Oligoceno, coincidiendo con el periodo de baja tasa de convergencia (16). En la Cordillera Occidental, sin embargo, en el Oligoceno Superior se verificó una contracción mientras que un poco más al Oeste en el Altiplano oriental se producía extensión en la región de Corque-Rosapata (6). Si esta extensión se atribuyera al colapso del orógeno, esto significaría que en esa época ya existía un cordón montañoso elevado con un plateau en su parte superior. Sin embargo, en la parte occidental de la cadena, en el Altiplano occidental y en la Precordillera no existen evidencias de extensiones y contracciones ocurridas simultáneamente, que sugieran evidencia de colapso en ese sector.

Aunque la contracción en esta región andina no comenzó en todas partes en el mismo momento, ésta coincide con el periodo de aumento de la tasa de convergencia que se inició poco después de los 30 Ma y que después de pasar por un "peak" a los 15 Ma se mantiene hasta la actualidad (16). Esto indica que la deformación no está limitada exclusivamente al momento en que se produjo la más alta tasa y que, posiblemente, deformaciones locales representan incrementos locales de deformación o de adaptación gradual de la corteza superior a variaciones en la zona de subducción o en el arrastre viscoso por flujo en la cuña astenosférica. Si esto fuera correcto, no se debería esperar que la deformación ocurriera en todas partes en el mismo momento a lo largo y ancho del orógeno. Sin embargo, deformaciones regionales mayores o lo que se denomina fases tectónicas se podrían interpretar como el resultado de la acumulación de efectos deformacionales, incluyendo alzamiento y partición de strain, durante episodios rápidos o muy prolongados de variación de la tasa de convergencia a lo largo de ciertos segmentos del margen continental activo.

Por otra parte, modelos numéricos y analógicos (17,18) muestran, para orógenos asociados a subducción como los Andes, que la deformación se desarrolla con un patrón de doble vergencia con dos zonas conjugadas de deformación por cizalle que progresan, una hacia el frente del orógeno y la otra hacia la región posterior. En estos modelos, sistemas de fallas con vergencia al Este, como en el frente de la Cordillera Oriental y en la faja plegada y corrida de la Sierras Subandinas, corresponden a la deformación esperada en el frente de la cadena, mientras que las estructuras con vergencia al Oeste, como las que se conocen en la Precordillera hasta el borde de la Depresión Central (7) podrían corresponder a las que se espera se desarrollen en la parte posterior del orógeno.

En este contexto, fallas inversas con vergencia occidental, ubicadas inmediatamente al Oeste de la Cordillera Oriental, se pueden interpretar como "back-thrusts" de la faja plegada y corrida, y estructuras con vergencia al Este como las que limitan por el Este al Cordón Chapiquiña-Belén se pueden interpretar como "back-thrusts" relacionados con el sistema de fallas de alto ángulo con vergencia al Oeste de la Precordillera. Probablemente, estas fallas corresponden a estructuras preexistentes reactivadas.

CONCLUSIONES

De acuerdo con las paleofloras conocidas en esta región del Altiplano, la cordillera debió tener en esa época una altitud aún relativamente baja, tanto en Chile (13) como en Bolivia (19,20,21).

El alzamiento del Cordón Chapiquiña-Belén en el Mioceno medio determinó una partición paleoambiental, que se manifestó, al Oeste del cordón, por la existencia de condiciones paleogeográficas que favorecieron la aridez y un rápido drenaje de las aguas de lluvia y, probablemente de derretimiento, hacia la Depresión Central y, al Este del cordón, en el Altiplano, por condiciones que permitieron el desarrollo de llanuras de inundación y de amplios lagos, poco profundos, con abundante acumulación de sedimentos finos, que favorecieron el desarrollo de abundante fauna y flora. Esta partición debe atribuirse primariamente a la barrera topográfica que representó el Cordón Chapiquiña-Belén y no a la altitud de la cadena andina.

La subducción es, sin duda, el factor primario que controla la deformación de la placa superior a lo largo del margen continental andino. Sin embargo, la cronología (sucesión o simultaneidad) de eventos contraccionales y extensionales, el régimen de strain y el patrón geométrico (distribución y vergencia) que presenta la deformación a lo largo de un perfil transversal a la cordillera en esta región, no parecen explicarse satisfactoriamente considerando sólo las condiciones de la convergencia entre las placas involucradas y las condiciones en que se verificó la subducción. Es necesario recurrir a antecedentes adicionales como: 1. la existencia de estructuras preexistentes (fábrica heredada del orógeno) al momento de la deformación y 2. El patrón de doble vergencia que experimenta la corteza continental al cabalgar una placa mantélica rígida (17,18).

AGRADECIMIENTOS

Se agradece el apoyo de National Geographic Society y Institut de Recherche pour le Developement.

REFERENCIAS

1. García, M., 1996. Geología y estructura del borde del Altiplano occidental, en el área de Belén (Chile). Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 111 p.
2. García, M., Hérail, G. y Charrier, R., 1997. Evolución estratigráfica y tectónica del borde Oeste de la Cordillera Occidental, en el área de Belén (Chile). Actas 8º Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Vol. 1, p. 60-64.
3. Riquelme, R., Evolución tectosedimentaria post-oligocénica del borde occidental del Altiplano, entre Tignámar y Salar de Surire, I Región, Chile. Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 123 p.
4. Riquelme, R. y Hérail, G., 1997. Puesta en evidencia de discordancias progresivas en el Cenozoico Superior del Altiplano de Arica: Implicancias en la interpretación tectónica de la Cordillera Occidental. Actas 8º Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Vol. 1, p. 231-235.
5. Charrier, R., Hérail, G., Flynn, J.J., Riquelme, R., García, M., Croft, D. y Wyss, A., 1999. Opposite thrust-vergencies in the Precordillera and Western Cordillera in Northern Chile and structurally linked paleoenvironmental evolution. Actas 4º Simposio Internacional de Geodinámica Andina (ISAG'99), Göttingen, Alemania, p. 155-158.
6. Rochat, P., Baby, P., Hérail, G., Mascle, G. y Aranibar, O., 1998. Analyse géométrique et modèle tectonosédimentaire de l'Altiplano Nord-Bolivien. C.R. Academie des Sciences, Paris, Francia, N° 327, p. 769-775.
7. Muñoz, N. y Charrier, R., 1996. Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust-system. Journal of South American Earth Sciences, Vol. 9, N° 3-4, p. 171-181.
8. Bargo, M.S. y Reguero, M.A., 1989. El primer registro de un mamífero fósil en el extremo septentrional de Chile. Ameghiniana, Vol. 26, N° 3-4, p. 239.
9. Salinas, P., Villarroel, C., Marshall, L., Sepúlveda, P. y Muñoz, N., 1991. *Tyotheriopsis* sp (Notoungulata, Mesotheriidae), mamífero del Mioceno Superior en las cercanías de Belén, Arica, Norte de Chile. Actas 6º Congreso Geológico Chileno, Viña del Mar, p. 314-317.
10. Flynn, J.J. y Swisher, C.C. III, 1995. Cenozoic South American Land Mammal Ages: correlation to global geochronologies; *in*: Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation, SEPM Special Publication 54, p. 317-333.
11. Hérail, G. y Riquelme, R., 1997. Estructuras de crecimiento sinsedimentario y reactivación tectónica cenozoicas en la región de Chucal (Altiplano de Chile). Implicaciones tectónicas. . Actas 8º Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Vol. 1, p. 90-94.
12. Muñoz, N., 1991. Marco geológico y estratigráfico de un sistema fluvio-lacustre paleogeno, Altiplano de Arica, Norte de Chile. Actas 6º Congreso Geológico Chileno, Viña del Mar, p. 201-204.
13. Charrier, R., Muñoz, N. y Palma-Held, S., 1994. Edad y contenido paleoflorístico de la Formación Chucal y condiciones paleoclimáticas para el Oligoceno tardío – Mioceno Inferior en el Altiplano de Arica, Chile. Actas 7º Congreso Geológico Chileno, Concepción, Vol. 1, p. 434-437.
14. Charrier, R., Muñoz, N., Wyss, A.R., Flynn, J.J. y Hérail, G., 1994. Hallazgo de un húmero de Toxodonte (Mammalia) en la Formación Chucal (Oligoceno tardío – Mioceno Inferior) en el Altiplano de Arica, Chile. Actas 7º Congreso Geológico Chileno, Concepción, Vol. 1, p. 430-433.
15. Flynn, J.J., Charrier, R., Hérail, G., Croft, D. y Wyss, A.R., 1999. The first Cenozoic mammal fauna from the Chilean Altiplano. Programa y resúmenes, Primer Congreso Internacional de Evolución Neotropical del Cenozoico. La Paz, Bolivia, p. 23.
16. Pardo-Casas, F. y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. Tectonics, Vol. 6, N° 3, p. 233-248.
17. Willet, S., Beaumont, C. y Fullsack, P., 1993. Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. Geology, Vol. 21, p. 371-374.
18. Malavielle, J., 1984. Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaînes de montagne. Boletín Société Géologique de France, Vol. 7, N° 1, p. 129-138.
19. Berry, E.W., 1919. Fossil plants from Bolivia and their bearing upon the age of uplift of the eastern Andes. Proceedings of the U.S. National Museum, Vol. 54, p. 103-164.
20. Berry, E.W., 1922. Late Tertiary plants from Jancocata, Bolivia. Studies in geology, The John Hopkins University, Vol. 4, p. 145-202.
21. Gregory-Wodzicki, K.M., McIntosh, W.C. and Velásquez, K., 1998. Climatic and tectonic implications of the late Miocene Jakokkota flora, Bolivian Altiplano. Journal of South American Earth Sciences, Vol. 11, N° 6, p. 533-560.