

Aspectos geológicos

Jaime Argollo

Instituto de Investigaciones Geológicas y del Medio Ambiente, Facultad de Ciencias Geológicas,
Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, Bo
email: jargollo@ceibo.entelnet.bo

Abstract

The Andean Cordillera is located in the occidental border of South America, and it constitutes one of the widest mountain range in the planet as a consequence of the subduction of the Nazca plate under the south American plate. It is divided in three sections: North Center and South Andes. Central Andes extends from 5-33° lat S, and presents an arched shape (Orocline boliviano), has three important segments: Peru Central, Altiplano - puna and the sierras pampeanas, these segments are defined by the subduction angle of the oceanic plate of Nazca under the south American plate. The present landscape evolved through the interaction between tectonics processes and denudation of these structured segments by over 160 Ma. During this period of time many climatic changes occurred at global and regional levels. Such as the most distal boundaries of ice in the northern hemisphere, the expansion of Andean glaciers before the two last glaciations, and the Aconcagua's tectonics that generated rains in the east and raised up the ice line.

Key words: Subduction, Quaternary, Central Andes, South America.

Resumen

La Cordillera de los Andes se encuentra en el borde occidental de Sudamérica, constituye una de las cadenas montañosas más extensa del planeta, como consecuencia de la subducción de la Placa de Nazca bajo la placa sudamericana. La Cordillera de los Andes se subdivide en tres sectores: los Andes del Norte, Centrales y del Sur. Los Andes centrales se extienden desde 5 a 33° lat. S, presenta una forma arqueada (Oroclino Boliviano). Comprende tres segmentos importantes: Perú Central, Altiplano - puna y las sierras pampeanas, estos segmentos están definidos por el ángulo de subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa sudamericana. El paisaje actual evolucionó a través de la interacción entre procesos tectónicos y denudación de estos segmentos estructurales por más de 160 Ma, tiempo durante el cual ocurrieron notables cambios climáticos globales y regionales como los límites más distales de hielo en el Hemisferio Norte, la expansión de los glaciares andinos antes de las dos últimas glaciaciones y la tectónica del Aconcagua que generó lluvias en el Este, elevando la línea de nieve.

Palabras clave: Subducción, Cuaternario, Andes centrales, Sudamérica.

Introducción

Sudamérica con un área mayor a 18.6 millones de km² es la masa de tierra más desarrollada en el Hemisferio Sur. Los Andes son un tipo de Orogéno no colisional, que muestra una historia compleja desde el Proterozoico tardío. El último ciclo orogénico, durante el Meso-Cenozoico, está caracterizado por la subducción de la placa oceánica Farallón-Nazca bajo la placa continental Sudamericana. Este fenómeno de subducción es en general el origen de un régimen tectónico globalmente compresivo y de un magmatismo de arco. Luego de la estructura y evolución meso-Cenozoico de la cadena andina, tres segmentos mayores, son distinguidos: los Andes del Norte, Centrales y del Sur. Actualmente, la dirección de convergencia entre las placas Nazca y Sudamérica es N75-80 E y la velocidad varía de 78 a 84 mm/año. La naturaleza de la topografía varía desde extensas tierras bajas situadas a 200 m, en la parte este, hasta culminar en la Cordillera de Los Andes, con alturas superiores a 6.000 m y la costa pacífica en el borde oeste de Sudamérica, es una de las mayores extensiones montañosas sobre la Tierra (Figura 1). Por estos atributos, el continente

abarca muchos tipos de clima, variando desde tropical, sub tropical húmedo y seco hasta sub polar y glacial de gran altitud. La distribución y naturaleza de las formas de la tierra, suelos y vegetación natural son directamente controladas por la estructura y composición en su geología, topografía y clima del continente.

Estructura, geología y topografía

Sudamérica es una compleja asociación de diferentes formaciones rocosas que evolucionaron hace más de tres billones de años de historia terrestre. La mayor parte del continente es conformada principalmente por rocas precámbricas las cuales están expuestas en la superficie sobre grandes áreas en las Guayanas, Brasil y la Patagonia. También estas rocas se presentan en las cuencas sedimentarias del Orinoco, sistemas de ríos del Amazonas y Paraná, así como en partes del cinturón montañoso de los Andes. Estas antiguas rocas fueron una parte integral del supercontinente Pangea, antes de la separación cortical en la Era Mesozoica que separó a Sudamérica de África y de otros continentes contiguos, el segmento continental sudamericano comenzó a moverse hacia el oeste.

El continente es dominado por tres grandes tipos de estructuras: (1) macizos deformados compuestos de rocas cristalinas precámbricas, cubiertas en algunos lugares por una lámina de rocas Paleozoicas, Mesozoicas y estratos más jóvenes; (2) cuencas deformadas del precámbrico, rellenas con más de 4.000 m en espesor de rocas sedimentarias del Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico; y (3) grandes cadenas de rocas plegadas de varias edades formando las cordilleras andinas.

El desarrollo estructural de los Andes centrales se divide en dos etapas principales, separados por un evento tectónico a nivel mundial que marca el inicio de la disgregación del Gondwana. El desarrollo de la etapa preandina comprende el desarrollo de la región andina después de la separación del Gondwana

y el inicio de la subducción de la litosfera oceánica debajo de la placa continental sudamericana.

Los Andes del norte

Es una de las regiones tectónicas más activas del continente entero, donde la convergencia constante de las tres placas está inexorablemente deformando un bloque de la corteza continental. La Placa Sudamericana se está moviendo al oeste-suroeste a una velocidad calculada de 31 mm año⁻¹ y está en contacto directo con la placa Nazca que se mueve hacia el este a una velocidad de 65 mm año⁻¹; esto está cizallando la placa del Caribe a una velocidad de 30 mm año⁻¹. Estos movimientos corticales dieron como resultado distintas morfologías en los Andes del Norte (Hall & Wood 1985). Ejemplos interesantes son la Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia), la Sierra de Perija y Cordillera de Mérida (Venezuela) y la Sierra Nevada del Cocuy (Colombia).

El macizo Santa Marta es el más alto en Colombia (5.800 m). Gran parte de este levantamiento ocurrió en el Plioceno, pero también continuó en el Cuaternario. La cima de este bloque de montañas fue disectada profundamente por ríos de valles estrechos y muchas cadenas de montañas llegaron a ser ahondados por actividad glacial y geocriogénica, formando aretes y circos durante el Cuaternario.

La Sierra de Perija (3.650 m) fue levantada a una velocidad de 11-16 mm año⁻¹ durante el Cuaternario (Hall & Wood 1985), los Andes venezolanos fueron creados durante el pulso tectónico que comenzó en el Plioceno y que todavía continúa. Esto puede ser aplicado también a la Cordillera de Mérida donde la cima se eleva a más de 4.000 m de altitud, culminando en el Pico Bolívar a 5.007 m. Grandes morrenas terminales de la última glaciación en los Andes de Mérida fueron desplazados varias decenas de metros (Schubert 1983), demostrando de esta manera que el

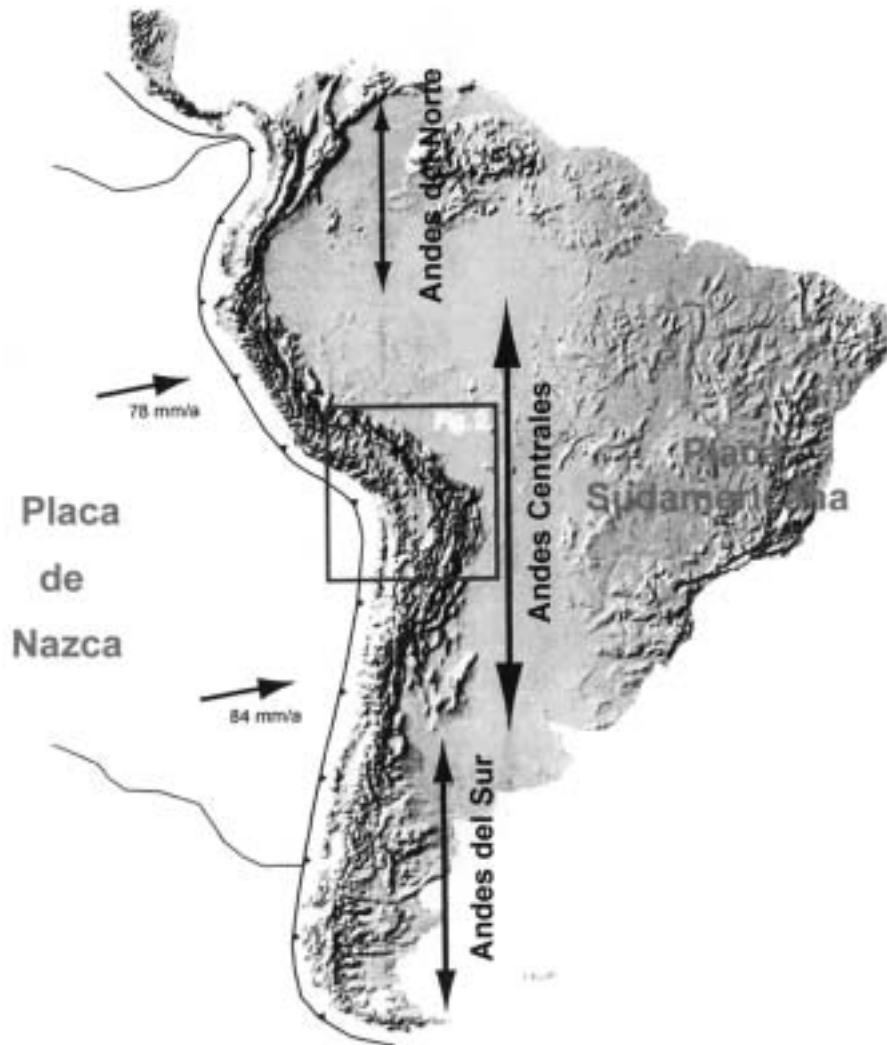


Fig. 1: Segmentos mayores de la Cordillera de los Andes, así como las velocidades de la convergencia de la placa de Nazca (según DeMets *et al.* 1990).

movimiento tectónico continuó durante el Holoceno.

La Sierra Nevada del Cocuy (5.493 m) es el bloque más alto de las montañas en el Este de la Cordillera. Consiste principalmente de rocas sedimentarias calcáreas empujadas hacia el sureste sobre el basamento pre Cámbrico del escudo de Guyana. Procesos glaciales y geocriogénicos crearon una espectacular cima

de borde afilado a lo largo del sector de Cocuy, sobre la cual existen campos de hielo y glaciares; los circos glaciares más grandes se abrieron hacia el noroeste por la asimetría topográfica y la predominante fuente de humedad del este.

Otras unidades estructurales mayores en los Andes del norte conforman las zonas de megafallas (Romeral y Cauca) que separan las tres cadenas que componen los Andes colombianos:

cordilleras del centro y sur, cordilleras del este, y la cordillera central-oeste. Las fallas durante el levantamiento condujeron a la formación de cuencas en niveles altos en los cuales se acumularon sedimentos durante el Cenozoico superior. El ejemplo más conocido es la Sabana de Bogotá, llenado con más de 700 m de sedimentos lacustres, aluviales y orgánicos. Cores obtenidos a través de perforaciones realizadas en el sitio llamado Funza produjo uno de los más detallados registros de cambios ambientales del Plioceno y Cuaternario en Sur América (Hooghiemstra 1989). Este registro es de particular interés por que muestra el levantamiento tectónico de esta zona de vegetación durante el Cuaternario temprano.

Gran parte de la Cordillera Central de Colombia está cubierta por rocas volcánicas, asociado a la subducción de la parte norte de la placa Nazca por debajo de la placa Sudamérica. Rocas sedimentarias marinas de la era Cretácica fueron intruidas por plutones magmáticos desde el Plioceno tardío, dando lugar al crecimiento de los grandes complejos volcánicos como el macizo de Ruiz-Tolima en el norte y una fila de volcanes andesíticos que se extienden hacia el sur en el Ecuador.

Una fractura de gran escala y extensión de la corteza en Ecuador dio lugar al desarrollo de muchos volcanes, una serie de cuencas y bloques tectónicos. Sedimentos cuaternarios fallados y desplazados en estas áreas sugieren levantamientos cerca de 150 m hace 70.000 años. Como en Venezuela y Colombia, muchas morrenas falladas y desplazadas de la última glaciación del Holoceno aluvial y depósitos volcánicos confirman que movimientos tectónicos están formando constantemente la geomorfología de esta parte de los Andes del norte.

Los Andes centrales

Los Andes centrales abarcan desde 5-33° S, presenta una forma arqueada (Oroclino boliviano) y es el segmento más alto y más

largo de toda la cadena de los Andes (Fig. 1). Se distinguen los siguientes dominios morfotectónicos longitudinales principales (Isaac 1988): el Perú central 5-14°S, el Altiplano-puna 14-26°S y las sierras pampeanas 26-33°S.

Los Andes del Perú central, entre las latitudes 5-14° S están desprovistos de volcanismo Cuaternario. Esto es atribuido al bajo ángulo de subducción del segmento de la placa Nazca, ubicada entre las dorsales oceánicas de Carnegie y Nazca (Pilger 1981). El cambio desde un ángulo de subducción inclinado a 35° hace aproximadamente 5-3 Ma, a otro más horizontal 1-10°, durante el Cuaternario, hizo que el volcanismo del Plioceno terminara. Al mismo tiempo los estilos tectónicos de la región cambiaron de distensión a compresión (Mégard 1984).

La Cordillera Blanca ubicada en los Andes del Perú central, entre la Cordillera Occidental y Oriental, es un macizo exclusivamente de plutones graníticos y granodioríticos de la era del Mioceno y Plioceno. Esta es la cadena montañosa más alta en todos los Andes con más de 10 cimas que sobrepasan los 6.000 m de altitud. Este impresionante bloque de tierra fue elevado a lo largo de una zona de fallas normales longitudinales a la Cordillera Blanca. Las fallas separan las rocas cristalinas del batolito Mesozoico y los esquistos, de sedimentos terciarios al oeste, el callejón de Huayllas. El callejón de Huayllas de 15 km de ancho está ocupado por el río Santa y contiene cerca de 2000m de espesor de sedimentos fluviales, coluviales y glaciales del Plioceno y Cuaternario (Sebrier 1988). Esta zona de falla proporciona los valles, más abruptos y profundos de los Andes, con paredes verticales de 4.500 m. Esta zona estuvo activa durante los últimos 10.000 años, demostrado por los desplazamientos de los depósitos glaciales y aún de conos aluviales del Holoceno. Un estudio de Schwartz (1988) de las fallas determinó 8-15 m de desplazamiento durante los pasados 14.000 años, posiblemente creado por cinco o siete terremotos mayores. La

velocidad de desplazamiento durante el Cuaternario reciente parece ser de 0.86-1.36 mm año⁻¹ y el último evento mayor ocurrió hace 2.700-2.500 años, edad obtenida por radiocarbono sobre carbón vegetal encontrado debajo de sedimentos desplazados por las fallas.

La cuenca Junín-Huancayo ocupa una depresión estructural entre las cordilleras Oriental y Occidental de Perú central. Parte de la cuenca está rellena con depósitos lacustres del Cuaternario antiguo (Formación Jauja) que cubre depósitos aluviales. Estos depósitos disectados por el río Mataro, forman terrazas aluviales muy prominentes en la pared superior oeste del Río Mantaro de Huancayo, las que fueron estudiadas por Dollfus (1965) y Mégard (1978), quienes asociaron estos depósitos como detritos originados de los glaciales, glacio-fluviales provenientes de los glaciares de las cordilleras cercanas. Estos depósitos fueron afectados por diferentes fases de tectonismo característicos de los Andes Peruanos y Bolivianos durante el Plioceno y Cuaternario (Sebrier 1985, Lavenu 1986). La primera fase (Plioceno superior-Cuaternario Medio) fue dominado por compresión y produjo plegamientos, fallas inversas y fallas transformantes. El segundo (Cuaternario Medio- Holoceno) estuvo caracterizado tanto por compresión y extensión. La compresión (N-S y E-O) afectó la región subandina este de la cadena montañosa principal y las cuencas intramontanas, mientras que la extensión (N-S) es más típica en las cordilleras del oeste.

Como resultado de los movimientos corticales, la zona costera en Perú central se hundió durante el Cuaternario Medio-Superior, mientras que las regiones norte y sur llegaron a elevarse. Estos desplazamientos son revelados por espectaculares terrazas marinas elevadas, conocidas como Tablazos. Sebrier (1985) estimó que el levantamiento Cuaternario varía de 0.8mm año⁻¹ en el área de Ica (intersección de la dorsal de Nazca), 0.4 mm año⁻¹ en el noroeste, y una velocidad de hundimiento de 0.1 mm año⁻¹ para el área de Lima.

Durante la última parte del Cenozoico, el acortamiento de la corteza, acompañado de fallas, formó extensas mesetas de gran altitud, el Altiplano-puna las cuales dominan la topografía intramontana del sur de Perú y Bolivia. La meseta del Altiplano-puna del sur de Perú, Bolivia y norte de Chile/Argentina (14-28°S), forma la segunda meseta más grande en el mundo. Está ubicada a una elevación promedio de 3.700 m, cubre un área de 300 km de ancho y 2.000 km de largo. Solo la meseta tibetana es más extensa y alta. Es claro que en esta zona se correlaciona espacialmente con un segmento de la placa Nazca de inclinación de 30° hacia el este, entre las latitudes 14°S y 26°S. Los altos relieves, hasta 6.500 m de altitud, están presentes en las cordilleras Oriental y Occidental. El segmento Altiplano presenta un fuerte espesor cortical de hasta 70 km en los Andes orientales varía de 32-65 km (Swenson *et al.* 2000) y en los Andes occidentales de 35-60 km (Masson *et al.* 2000).

La morfología y el relieve actual del segmento Altiplano - puna son esencialmente el resultado del último episodio orogénico (Fase Quechua) (Noblet *et al.* 1996). Este episodio ha sido bien reconocido en la parte oriental de la cadena andina, donde ha sido fechado en 27-0 Ma a partir de datos estructurales y cronoestratigráficos (Sempere *et al.* 1990, Rochat 2000). En esta región, un episodio mayor de levantamiento ha sido detectado entre 10-15 Ma, a partir de datos de trasas de fisión (Benjamín *et al.* 1987). El inicio de la deformación oligo-Neogeno sería ligado a un aumento de la tasa de convergencia entre las placas Nazca y Sudamericana (Somoza 1998). Esta deformación ha sido precedida por un período de quietud tectónica entre 35-27 Ma.

La estructuración oligo-Neogeno del Altiplano oriental está representado por un cinturón de pliegues y de cabalgamientos que implican un acortamiento horizontal importante (190-280 km), evaluado gracias a los perfiles balanceados (Baby *et al.* 1997). La deformación oligo-Neogeno de la parte occidental del Altiplano es menos conocida.

La aceleración del régimen de subducción en los Andes centrales en el oligoceno superior (27 Ma) (Somoza 1998). Ha sido asociado a la acumulación de importantes volúmenes de magma, de composiciones variadas (Sebrier & Soler 1991), lavas andecíticas a dacíticas y de ignimbritas riolíticas, constituyendo una franja continua y extendido esencialmente en la parte occidental de la cadena. Este magmatismo es característico de dominios de subducción y resulta de fusión del manto por deshidratación de la litosfera subducida. Un magmatismo de arco interno o tras arco, menos voluminosa forma una franja dispersa, está representado por rocas ácidas hiperalumínicas y por lavas alcalinas y shoshoníticas en la parte oriental de los Andes. Este magmatismo ha sido interpretado como producto de la fusión de la corteza y/o del manto (Sebrier & Soler 1991).

El perfil transversal de los Andes en la latitud 21°S presenta 750 km de ancho, constituyendo la parte más ancha de todo los Andes; en este sector los Andes centrales puede subdividirse en diferentes unidades morfoestructurales, cada una con rasgos estructurales y litológicos distintos y característicos. De oeste a este puede resumirse de la siguiente manera:

La Cordillera de la Costa es una cadena de montañas estrechas (0-20 km) y poco elevado, al norte de Arica (Chile) es completamente ausente esta serranía. La topografía de esta cordillera es poco accidentado con colinas redondeadas y depresiones de valles menores. El relieve está formado por rocas mesozoicas mientras que las depresiones intramontanas son rellenados por sedimentos oligo-miocenos. Al este, la altitud de la cordillera disminuye progresivamente hasta desaparecer bajo los sedimentos de la depresión central, al oeste, por el contrario está limitado por la línea abrupta que constituye el escarpe costero.

La Depresión Central de 40 a 55 km de ancho es una región topográficamente plana. La depresión central corresponde a una cuenca continental de anti-arco, rellenado por

depósitos sedimentarios y volcánicos oligo-miocenos. El borde occidental alcanza alturas de 500 a 1.000 m, mientras que el borde oriental varía de 1.900 a 2.300 m.

En la Precordillera, con un ancho de 20-35 km, las altitudes aumentan de 1.900-2.300 hasta 3.200-3.800 m. Esta región corresponde a una meseta alargada, constituido esencialmente por ignimbritas oligo-miocénicas. Los contactos con la depresión central y la Cordillera Occidental son progresivos.

La Cordillera Occidental tiene un ancho de 50 a 100 km de oeste a este; su altitud aumenta desde 3.000-3.500 m hasta 5.800-6.300 m. La altitud máxima alcanza el volcán Parinacota con 6.350 m. La topografía es muy irregular. Al este el contacto con el Altiplano es progresivo e irregular mientras que el límite occidental con la Precordillera es abrupta. Las depresiones son las cuencas intramontanas muy estrechas, alcanzan 10 km de ancho, una elevación de 3.000-3.600 m. Los volcanes neógenos están repartidos en las partes norte y este de la Cordillera Occidental; estos picos alcanzan altitudes de 4.500-6.350 m.

El Altiplano se forma aproximadamente a partir de 14°S donde las cordilleras Occidental y Oriental del Perú se abren para formar una extensa cuenca intramontana de aproximadamente 190.000 km², formada a partir del levantamiento de la Cordillera Oriental. De manera general, en el Altiplano existe un control estructural sobre el relieve ya que los anticlinales se encuentran formando serranías aisladas, con altitudes que varían entre 4.000 a 5.350 m y los sinclinales concuerdan con valles y zonas topográficamente bajas. Gran parte del Altiplano forma superficies planas de depósitos lagunares correspondientes a los grandes lagos que existieron episódicamente durante el Cuaternario, situados a 3.654 y 3.860 m y depósitos aluviales y fluvio glaciares cuaternarios situados entre 3.860 y 4.100 m, que constituyen los piedemontes de las serranías y las cordilleras Occidental y Oriental.

Desde el punto de vista geomorfológico, el Altiplano representa una extensa depresión tectónica, controlado por bloques hundidos y elevados tanto transversal como longitudinalmente, lo que ha generado una cuenca endorreica, con extensos salares en el sur y lagos semi salados en el centro alimentados por las aguas del Lago Titicaca de agua dulce ubicado en la parte norte del Altiplano, mediante el río Desaguadero.

La Cordillera Oriental es una unidad geográfica, geomorfológica y geológica bien definida. Es la prolongación de la misma cadena Oriental del Perú que continua hacia el sur, ingresando en el territorio argentino. En la región de Bolivia está limitada al oeste, por grandes fallas (Coniri y San Vicente) que la separan del Altiplano y al este por el Cabalgamiento Frontal Principal como límite con las sierras subandinas. Las elevaciones de los picos importantes alcanzan hasta 6.500 m.

La Cordillera Oriental, tectónicamente puede dividirse en dos sectores separados por el lineamiento profundo formado por la zona de fallas de la Cordillera Real y su prolongación hacia el este de Sucre (Bolivia), para posteriormente tomar un rumbo sur hasta la Argentina. Presenta una secuencia estratigráfica y es la más completa en la región de Bolivia, con afloramientos de rocas proterozoicas a recientes y con secuencias marinas a continentales. Durante la mayor parte del paleozoico inferior constituyó una cuenca intracratónica, somera a profunda, con algunas fases compresivas y distintivas separando los principales ciclos tecto-sedimentarios, para luego conformar cuencas continentales de ante-país y tras-arco, con importantes fases compresivas asociado con un intenso magmatismo. Las facies son también variadas, mayormente clásticas, pero con desarrollo de plataformas carbonáticas en el Carbonífero superior y Pérmico; volcanitas y volcanoclastitas en diferentes sistemas, pero preferentemente en el Cenozoico.

El Subandino constituye un complejo sistema de serranías longitudinales estrechas y

separadas por amplios valles sinclinales. Esta región, ubicada entre la Cordillera Oriental y la llanura Chaco beniana, constituye el borde oriental de la Cordillera de los Andes y atraviesa parte del territorio peruano, Bolivia y norte de Argentina. Todas las investigaciones del subandino coinciden en señalar que corresponde a una compleja faja plegada y corrida, separada de la Cordillera Oriental por el denominado Cabalgamiento Frontal Principal, que constituye una importante falla longitudinal meridiana de corrimiento que limita ambas provincias geológicas. El límite oriental con las llanuras beniana y chaqueña esta definido por el Frente de Cabalgamiento Subandino.

Morfológicamente, las serranías coinciden con las estructuras anticlinales, las cuales son atravesadas transversalmente por ríos antecedentes, en una etapa juvenil de erosión. Las estructuras sinclinales son por lo general dos o tres veces más amplias que los anticlinales, conforman grandes valles agrícolas atravesados por ríos longitudinales. A lo largo de las sierras subandinas se reconocen dos zonas estructurales, la norte con dirección NW-SE desde Perú hasta la zona de Chapare (12-18°S) en Bolivia, la zona sur con dirección N-S desde la zona de Chapare hasta norte de Argentina (18-26°S).

Un cambio dramático ocurrió en la geometría de la placa en el límite del Mioceno-Plioceno, cuando las dorsales oceánicas Juan Fernández y Nazca intersecaron el margen de la placa. Este evento causó una modificación en el ángulo de la inclinación de subducción de los segmentos de la placa oceánica y estableció la escena para desarrollos tectónicos durante el último Plioceno y Cuaternario en los Andes centrales.

Los efectos de la tectónica durante el Cuaternario, fue identificado en el Altiplano Boliviano y la Cordillera Oriental, donde Lavenu (1986) identificó escarpes de fallas menores. Pero los cambios sustanciales en el paisaje, creados por tectónica Cuaternario se

encuentran en las Sierras Pampeanas al extremo sureste de la meseta Altiplano-puna, en el NO de Argentina.

Las Sierras Pampeanas (Lat. 26-33°S), limita al norte con la puna y la Cordillera Oriental, al oeste con la precordillera, incluyen una serie de bloques corticales del pre-Cámbrico – rocas de cabalgamiento ascendentes del Paleozoico Temprano a lo largo del sistema este de fallas inversas del oroclino boliviano. Los bloques forman cadenas de montañas que llegaron a ser separados por depresiones (grabens) rellenados con sedimentos del Cenozoico. La evolución morfo-tectónica de la región y la cronología de los diferentes eventos fue determinada (Strecker 1987) mediante trazas de fisión y dataciones radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en tefras incorporadas en las secuencias sedimentarias y gravas ubicados en pedimentos desarrollados dentro las cadenas montañosas.

El levantamiento inicial de las cadenas montañosas en el norte comenzaron hace 10.6-6.6 Ma, elevando la topografía a una altitud mayor de 5.000 m. En contraste con aquellas ubicadas más abajo a solo 400 m de altitud. El principal levantamiento de la región entera comenzó hace 4.0-3.4 Ma y culminó hace 2.9 Ma. Estos movimientos crearon el relieve necesario y las condiciones climáticas para el desarrollo de pedimentos y extensos abanicos de grava los cuales fueron útiles como marcas geomorfológicas del entendimiento de la evolución de la topografía tectónica. Strecker (1989) encontró cinco pedimentos que fueron formados hace 2.5 Ma y 0.3 Ma; ellos llegaron a ser disectados, presumiblemente por los pulsos de levantamientos hace 2.5 Ma, 1.2 Ma, 1.2-0.6 Ma, 0.6 Ma y 0.3 Ma. Como los tres pedimentos más antiguos llegaron a ser plegados y fallados, ellos documentan fuertes movimientos tectónicos en el área al menos hasta el Cuaternario medio-superior.

El Sur de los Andes Centrales está también caracterizado por formas fisiográficas tectónicas, pero éstas fueron estudiadas en pocos lugares tanto en Chile como en Argentina.

Por ejemplo, al oeste de los Andes, escarpes de fallas mueven taludes cuaternarios, terrazas aluviales y plataformas marinas en áreas tales como la zona de piedemonte del oeste del Salar Grande (Okada 1971), al Salar de Carmen cerca de Antofagasta y a lo largo del sector norte de la zona de falla de Atacama. Las terrazas son movidas 40-50 m en algunos lugares (Paskoff 1977).

Una de las secciones más altas de toda la Cordillera de los Andes se ubica entre las latitudes 27°S y 33°S, terminando en el macizo Sierra de Aconcagua (6.959 m). Esta región carece de magmatismo Plio-Cuaternario, al igual que el segmento norte de los Andes centrales.

Tectónicas del Cuaternario y glaciación

Los glaciares pueden desarrollarse en cualquier lugar donde la tierra se eleva por encima de la línea de nieve regional. Consecuentemente en cadenas de montañas que experimentaron movimientos verticales durante el Cuaternario, probablemente la tectónica jugó algún rol en determinar el comienzo y el grado de expansión del glaciar. Como consecuencia de la colisión de la placa Pacífica y Sudamericana, los Andes se segmentaron y los bloques de tierra fueron levantados tectónicamente en diferentes tiempos y lugares. Como resultado, algunas partes de los Andes pudieron elevarse por encima de la línea de nieve regional durante el Cuaternario, mientras que otras estuvieron sobre la línea de nieve desde el Plioceno.

En los Andes del Norte, Venezuela y Colombia, solo morrenas y tills de la última Glaciación están presentes. Esto contrasta con algunas partes de los Andes centrales donde depósitos glaciales del Plioceno fueron encontrados, mientras que en otras partes están presentes solo depósitos glaciales del Cuaternario medio-superior. Los depósitos glaciales más antiguos del Cenozoico están en la Patagonia, donde la preservación de tills debajo de basaltos del Mioceno superior a

Cuaternario documentó los registros de glaciación más detallados en el Hemisferio Sur.

La glaciación del Cuaternario alcanzó globalmente su mayor extensión durante el nivel isotópico 6, cuando las capas de hielo del Hemisferio Norte alcanzaron sus límites más distales. En los Andes los glaciares estuvieron presentes en varias partes, debido a que la cadena entera estuvo ya suficientemente alto. Esto sugiere que la naturaleza segmentada de las placas corticales y el levantamiento diferencial de unidades de terreno durante el Plioceno y Cuaternario significan que algunas partes de la cadena llegaron a ser elevadas encima de la altitud de la línea de nieve crítica solo en la última parte del Cuaternario. Si el índice estimado de levantamiento de 4 mm año⁻¹ para algunas partes de los Andes del Norte, dado por Giegengack (1984) es realista, entonces las cadenas como la Sierra Nevada de Santa Marta y los Andes de Mérida se elevaron 2.000 m durante los últimos 500.000 años, asumiendo simultáneamente que el acortamiento por denudación no es significativo. Como la actual línea de nieve en la región está a 5.000 m de altitud y que durante las glaciaciones del Cuaternario estuvo 1.000 m más bajo; está claro que solo pequeños glaciares pudieron desarrollarse en estas montañas previo al Cuaternario superior. Un argumento similar se aplica a la Cordillera Blanca (Perú), donde un índice de levantamiento de 0.8 mm año⁻¹ puede ser realista, e implica que el rango fue 400 m más bajo en el Cuaternario medio; esto significa que los glaciares pudieron expandirse mucho menos durante las glaciaciones previas a las dos últimas. Otro levantamiento tectónico que influyó en la extensión de la glaciación está ilustrado por la región de Aconcagua. Por causa de que la principal fuente de humedad es el oeste, el levantamiento progresivo de la cadena Aconcagua (Cordillera Principal) incrementó progresivamente el efecto de la zona de abrigo de la lluvia en el lado este, efectivamente elevando la línea de nieve.

Referencias

- Baby, P., Rochat, Ph., Herail, G. & G. Mascle. 1997. Neogene shortening contribution to crystal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology* 25: 883-886.
- Benjamín, M., Jonson, N. & Ch. Naeser. 1987. Recent rapid uplift in the Bolivian Andes. Evidence from fission-tracks dating. *Geology* 15: 680-683.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Aarhus, D.F. & S. Stein. 1990. Current plate motions. *Geophys. J. Int.* 101: 425-478.
- Dollfus, O. 1965. Les Andes Centrales du Perou et leur piemonts. Etude morfologique. Tesis doctoral, Univ. de Paris, Paris. 404 p.
- Giegengack, R. 1984. Late Cenozoic tectonic environments of the central Venezuelan Andes. *Geol. Soc. Am. Memoir.* 162, 343-364.
- Hall, M. & C.A. Wood. 1985. Volcano-tectonic segmentation of the Northern Andes. *Geology* 13: 203-207.
- Hooghiemstra, H., 1989. Quaternary and Upper-Pliocene glaciations and forest development in the tropical Andes: evidence from a long high-resolution pollen record from the basin of Bogota. *Palaeogeogr., Palaeoclimato. Palaeoecol.* 72: 11-26.
- Isaac, B.L. 1988. Uplift of the Central Andean plateau and bending of the Bolivian Orocline. *J. Geophys. Res.* 93 (B4): 3211-3231.
- Lavenu, A. 1986. Etude tectonique et neotectonique de l'Altiplano et de la Cordillere Oriental des Andes Boliviennes. Tesis doctoral, University of Paris Sud, Paris. 240 p.
- Masson, F., Dorbath, C. Martinez, C. & G. Carlier. 2000. Local earthquake tomography of the Andes at 20°S: implications for the structure and bulding of the mountain range. *J. South Amer. Earth Sci.* 13: 3-19.
- Mégard, F. 1984. The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *J. Geol. Soc. London* 141: 893-900.
- Megard, F. 1978. Etude geologique des Andes du Perou central. Contribution a l'etude geologique des Andes Mem. Orstom (1): 1-86.
- Noblet, C., Lavenu, A. & R. Marocco. 1996. Concept of continuum as opposed to periodic tectonism in the Andes. *Tectonophysics* 255: 65-78.

- Paskoff, R.P. 1977. Quaternary of Chile: the state of research. *Quat. Res.* 8: 2-31.
- Pilger, R.H. Jr., 1981. Plate reconstructions, seismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 92: 448-456.
- Okada, A. 1971. On the neotectonics of the Atacama fault zone region. Preliminary notes on late cenozoic faulting and geomorphic development of the coastal range of Northern Chile. *Bull. Dept. Geography university of Tokio* 3: 47-65.
- Rochat, Ph., 2000. Structure et cinématique de l'Altiplano Nord Bolivien au sein des Andes Centrales. Tesis doctoral, Univ. Grenoble, Grenoble. 167 p.
- Sebrier, M. & P. Soler. 1991. Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene time to the present. En: Harmon R.S. & C.W. Rapela (eds) *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. *Geol. Soc. America Sp. Paper* 265: 259-278.
- Sempere, T., Herail, G., Oller, J. & M. Bonhomme. 1990. Late Oligocene-early miocene major crisis and related basins in Bolivia. *Geology* 18: 946-949.
- Schwartz, D.P. 1988. Palaeosismity and neotectonics of the Cordillera Blanca fault zone. Northern Peruvian Andes. *J. Geophys. Res.* 93 (B5): 4712-4730.
- Schubert, C. 1983. Tectonics and sedimentation: an example from the Merida Andes (Venezuela). *Acta Geológica Hispánica* 18: 207-215.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallón). South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *J. south Amer. Earth Sci* 11: 211-215.
- Strecker, M.R., Cervený, P., Bloom, A.L. & D. Malizia. 1989. Late Cenozoic tectonism and landscape development in the foreland of the Andes: Northern Sierras Pampeanas (26-28S), Argentina. *Tectonics* 8 (3): 517-534.
- Swenson, J., Beck, S. & G. Zandt. 2000. Crystal structure of the Altiplano from broadland regional waveform modelling: Implications for the composition of the thick continental crust. *J. Geoph. Research.* 105: 607-621.