

NEOTECTÓNICA DE LOS ANDES ENTRE 1°N Y 47°S (ECUADOR, BOLIVIA Y CHILE): UNA REVISIÓN

Alain LAVENU

Institut de Recherche pour le Développement (LMTG - UMR 5563, CNRS/IRD/ Université Toulouse 3), 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France. E-mail: Alain.Lavenu@ird.fr

RESUMEN

En los Andes, el estudio del estado de deformación instantánea pleistocena permite reconocer diferentes tipos de comportamientos de la placa continental de Sudamérica a lo largo del margen activo. En Ecuador, el bloque costero está empujado hacia el norte. La costa es afectada por una extensión de dirección N-S, resultado del levantamiento del borde del continente por la subducción de la dorsal asísmica de Carnegie. Por otra parte, la cadena principal sufre una deformación compresiva de dirección E-W. Los altos Andes de Bolivia han sido afectados por una deformación pleistocena extensional de dirección N-S. En el centro y sur de Chile, se observa una partición de la deformación: la zona de antearco ha sido afectada por una compresión N-S y la zona de intraarco por transpresión de dirección NE-SW.

Palabras clave: *Neotectónica, Ecuador, Bolivia, Chile, falla activa, deformación, esfuerzo, Andes.*

ABSTRACT: *Andean neotectonics between 1°N and 47°S (Ecuador, Bolivia and Chile): A review.*

In the Andes, the study of the Pleistocene state of the instantaneous deformation shows, along the active margin, different types of behaviour of the South American continental plate. In Ecuador, the coastal block is pushed northwards. The coastal area is affected by a N-S trending extension, as result of the subduction of the Carnegie Ridge and the uplift of the coast. On the other hand, the main range is affected by an E-W shortening deformation. The Bolivian High Andes show a N-S Pleistocene tensional deformation, due to body forces. In central and south Chile, the Pleistocene deformation was partitioned into two states of stress: in the forearc zone the state of stress was compressional and striking N-S, in the intra-arc zone the state of stress was transpressional and NE trending.

Keywords: *Neotectonics, Ecuador, Bolivia, Chile, active fault, strain, stress, Andes.*

INTRODUCCION

La cadena de los Andes que se extiende por más de 9.000 km a lo largo del margen activo pacífico de América del Sur, resulta de la subducción de la placa Nazca bajo la placa Sudamericana. El ancho de los Andes es muy variable, más de 500 km en la parte central de Bolivia y sur Perú hasta apenas 150 km en sus extremidades en Ecuador y sur de Chile.

El tipo de subducción andina se caracteriza por una placa oceánica subducida con un ángulo bajo y con un régimen tectónico predominantemente compresivo. En el caso de la subducción andina, la geometría de la placa oceánica presenta dos tipos de segmentos, unos hundiéndose con un ángulo de ca. 30° (Colombia-Ecuador, Sur Perú-Bolivia-Norte Chile, y Chile Central y Sur) y otros de bajo ángulo o subducción plana (Jordan *et al.* 1983).

La Cordillera de los Andes se divide en tres segmentos principales, desde el mar Caribe (10°N) hasta Tierra del Fuego (55°S) (véase

Soler 1991, Urreiztieta 1996, Aleman y Ramos 2000, Jaillard *et al.* 2000, Ramos 2000). Los Andes septentrionales (10°N-5°S) se desarrollan en un contexto cinemático complejo debido a la interacción de las placas Caribe, Cocos, parte norte de la placa Nazca y la placa Sudamericana. Los Andes centrales (5°S-46°S) se ubican a lo largo del margen oeste del continente sudamericano donde interactúan las placas Nazca, Antártica y Sudamericana. Al sur, los Andes Australes o Patagónicos (46°S-55°S) resultan de la interacción de las placas Antártica, Sudamericana y de Scotia.

El vector de convergencia es oblicuo en relación a la zona de contacto de las placas. Este modo de acomodación oblicuo es complejo, en particular en lo que concierne a las relaciones entre la deformación de la placa cabalgante y la subducción. Asimismo, la geometría de la costa afecta también la distribución de la deformación y la morfología resultante. Aunque las estructuras principales de la Cordillera de los Andes se desarrollaron durante el Mioceno (Fig. 1),

sus efectos se observan actualmente. Durante este período, se formaron cuencas de altas planicies en Ecuador y en Bolivia (Altiplano), se subdujeron las dorsales asísmicas Nazca y Carnegie, levantando las costas y se individualizaron dos depresiones, las cuencas de Marañón y Beni, dando origen a la cuenca amazónica actual. En el sur de Chile, la subducción de la dorsal activa de Chile en el punto triple de Chile se produjo a los 4 Ma, y se ubica al norte de la Península de Taitao desde 1,5 Ma.

La tectónica y la evolución del paisaje puede explicarse y entenderse mediante métodos complementarios: sismología, análisis microtectónico y geomorfología, si se consideran por lo menos dos aspectos diferentes de los métodos y de los estudios neotectónicos. En el primer caso, se determina el estado de esfuerzo, el cual se analiza por diferentes métodos gráficos o de cálculo, y se deduce este estado de esfuerzo y sus características del análisis de las fallas estríadas. Una visión instantánea de la deformación se obtiene de los mecanismos focales

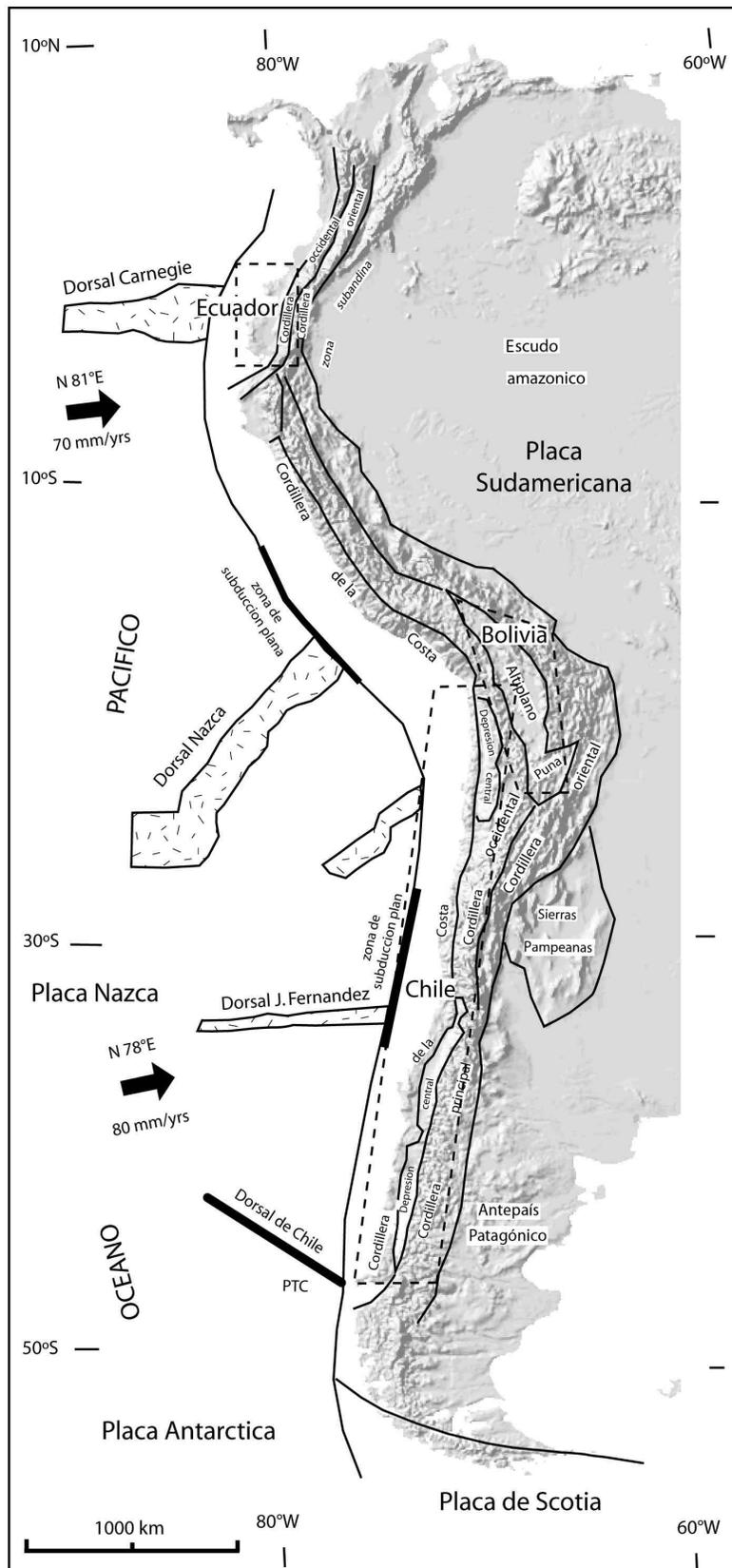


Figura 1: Distribución de las principales estructuras morfo-tectónicas de los Andes entre 1°N y 46°S. Ubicación de las zonas de estudio: Ecuador, Bolivia, Chile.

de los sismos. Sin embargo se observa únicamente las deformaciones de los terrenos, por ejemplo los ejes de pliegues, y se deducen solamente direcciones de deformación. A su vez, como la neotectónica es el estudio de las deformaciones más recientes, es común admitir que las direcciones principales de esfuerzos son más o menos coaxiales con las direcciones de la deformación incremental o instantánea; así hablaremos tanto de dirección de esfuerzo como de dirección de deformación. El segundo aspecto concierne a la geomorfología; la evolución del paisaje, a lo largo de las costas, puede ser resaltada por ejemplo, con los estudios de las terrazas marinas y sus movimientos verticales en relación con los niveles marinos así como los sistemas de drenaje.

LOS ANDES DEL NORTE EN ECUADOR

Las zonas costeras de América del Sur han sido generalmente sometidas a un régimen tectónico cuaternario extensivo, esencialmente porque descansan sobre la placa subducida sin fuerzas laterales restrictivas, y porque existe una importante erosión tectónica y subplacado asociado (*underplating*) (Adam y Reuther 2000, Chlieh *et al.* 2004). Sin embargo, la dirección de la extensión es variable. En las zonas donde la convergencia es oblicua y la zona costera entre la fosa y la Cordillera Occidental relativamente ancha, es ortogonal a la dirección de convergencia de las placas (Ecuador, Sur Perú). En Chile, donde existe una franja estrecha entre la fosa y la Cordillera Principal y donde la zona costera se encuentra más cercana a la fosa, la extensión es ortogonal al margen e interpretada como efecto gravitatorio postsísmico. Donde la costa se encuentra más alejada de la fosa, se observa una compresión N-S sea en el sur de los Andes centrales (Laveny y Cembrano 1999) o en su parte media (Allmendinger *et al.* 2005).

MARCO GEOLÓGICO

En la región costera de Ecuador (Fig. 2), el régimen de esfuerzos se encuentra dominado por una extensión N-S (Dumont *et al.* 1997), debida a un escape lateral del bloque norandino hacia el norte, o más localmente

a un aumento de la oblicuidad de la convergencia hacia el norte, desde el golfo de Guayaquil hasta Colombia (Ego 1995). La subducción de la dorsal de Carnegie durante el Pleistoceno inferior y medio es un parámetro importante del levantamiento costero y de la tectónica en extensión de esta zona. Varias superficies de abrasión cuaternarias cuyas altitudes varían de +7 m a más de 300 m (Cantalamesa y Di Celma 2004), se observan entre el golfo de Guayaquil y Esmeralda y sugieren una tasa máxima de levantamiento de alrededor de $0,2 \text{ mm.a}^{-1}$ durante el Cuaternario. Tierra adentro, el triángulo formado por el bloque norandino acomoda la deformación en el punto triple entre las placas de Nazca, Caribe y Sudamérica. En la extremidad sur del Bloque Costero ecuatoriano, que coincide

con la extremidad sur del bloque norandino, el golfo de Guayaquil se abre debido al desplazamiento dextral del bloque costero en relación con la placa continental de América del Sur (Deniaud *et al.* 1999, Witt *et al.* 2005). Durante los últimos 1,75 a 2 Ma el bloque costero se movió con una tasa de $\sim 1 \text{ cm.a}^{-1}$ (Trenkamp *et al.* 2002). Este movimiento se acomoda en el continente a lo largo de la falla de Pallatanga, que bordea hacia el norte la Depresión Interandina (localizada entre las Cordilleras Occidental y Oriental) y más al norte a lo largo de otros segmentos de fallas como la de Chingual-La Sofía, en la zona fronteriza entre Ecuador y Colombia. Hacia el sur, la falla de Pallatanga se extiende en el golfo de Guayaquil en un sistema de fallas normales y de rumbo. La tasa de extensión mínima para la abertura

del golfo de Guayaquil durante el Cuaternario se ha calculado en $2,5 \pm 1,1 \text{ mm.a}^{-1}$ (Lavenu *et al.* 1995) hasta una tasa de 6.8 a 9 mm.a^{-1} (Santana *et al.* 2003).

A excepción de la zona de costa, en toda la cadena andina de Ecuador, el campo de deformación actual aparece como homogéneo y el régimen tectónico dominante durante el Cuaternario ha sido una compresión de dirección E-O (Colmenares y Zoback 2003). Cerca de la fosa, el estado de esfuerzo es $\sigma_1 = N81^\circ E$. En la alta cadena, entre 0° y $1^\circ S$, el estado compresivo y localmente transpresivo tiene $N77^\circ E < \sigma_1 < N120^\circ E$ y en la zona subandina, $\sigma_1 = N99^\circ E$ (Ego *et al.* 1996). En la parte norte de Ecuador, a lo largo de la falla de rumbo dextral Chingual-La Sofía, la tasa de desplazamiento lateral es $7 \pm 3 \text{ mm.a}^{-1}$ para los

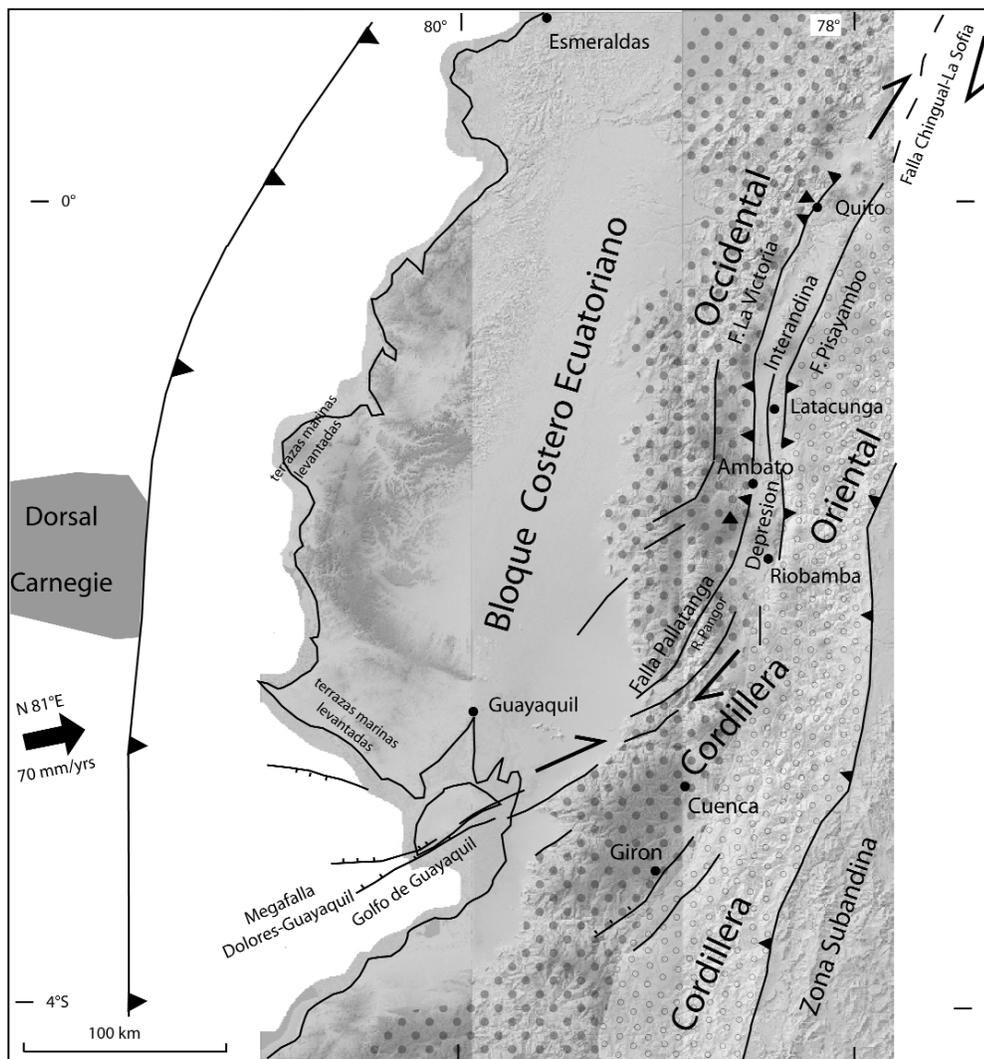


Figura 2: Principales rasgos morfo-estructurales de los Andes de Ecuador. La Megafalla Dolores-Guayaquil es una falla mayor y compleja que limita el Bloque Costero ecuatoriano acrecionado a la cordillera. El bloque costero constituye la parte sur del Bloque Norandino. Este sistema de falla presenta diversos estados de deformación, normal en el golfo de Guayaquil, de rumbo dextral a lo largo de la falla de Pallatanga y de la falla Chingual-La Sofía y compresivo en la región de la Depresión Central entre Riobamba y Quito. La dorsal asísmica Carnegie es responsable del levantamiento de la costa formando terrazas marinas cuaternarias.

últimos 37 ka BP (Ego 1995). En la Depresión Interandina, en el restraining bend de la región de Latacunga, la tasa de acortamiento es de 1,4 mm.a⁻¹ desde 1,4 Ma (Lavenu *et al.* 1995). Finalmente, a lo largo de la falla dextral de Pallatanga, la tasa de movimiento horizontal es de 4 ± 1 mm.a⁻¹ para el mismo período (Winter y Lavenu 1989, Winter 1990, Winter *et al.* 1993).

LAS DEFORMACIONES RECIENTES

Falla de Pallatanga: Esta tiene 200 km de largo y pertenece al "Dolores-Guayaquil Megashear" (Campbell 1974, Feininger y Bristow 1980, Feininger y Seguin 1983, McCourt *et al.* 1984, Soulas 1988, 1991) (Fig. 2). Ella sigue el valle encajonado del río Pangor y recorta la Cordillera Occidental hasta el pie del volcán Chimborazo al oeste de la Depresión Interandina. Es la continuación, hacia el norte, de las fallas normales N50-N70°E del golfo de Guayaquil. En el valle del río Pangor, la falla tiene una dirección N30°E. En el campo, la traza de la falla muestra una ruptura de pendiente neta a través de las lomas. Los valles secundarios, afluentes del río Pangor, así como las crestas que separan las quebradas están desplazadas de manera dextral-inversa en la zona de falla. La observación de varios criterios de desplazamiento, desde pequeños desplazamientos (jóvenes) hasta grandes (antiguos) ha permitido determinar la geometría de la falla (N30°E/75°O) así como la velocidad del desplazamiento (Winter 1990, Winter *et al.* 1993, Lavenu *et al.* 1995). Las numerosas medidas de desplazamiento de los rasgos morfológicos permiten concluir que existe un desplazamiento dextral en la falla, con una componente ligeramente inversa con un pitch de 11° SW. Los desplazamientos promedio observados corresponden a tres órdenes: 41 m, 590 m, 960 m (Fig. 3). Las correlaciones con los eventos climáticos conocidos (Mercer y Palacios 1977, Van der Hammen 1981, Wright 1984, Clapperton 1987, Lambeck y Nakada 1992) permitieron proponer que el desplazamiento de 41 m sería posterior al último máximo glacial y tendría una edad mínima de 10.000 años, implicando una tasa de desplazamiento holoceno

comprendida entre 2,9 y 4,6 mm.a⁻¹. Los desplazamientos de 590 m serían más antiguos que el último máximo glacial y podrían corresponder al último período interglacial datado en 120.000 o 135.000 años. Esto implicaría tasas de desplazamiento comprendidas entre 3,9 y 5,5 mm.a⁻¹. Los argumentos de campo no permiten datar los desplazamientos de 960 m. Sin embargo, si se aplica una velocidad promedio de 3,8 mm.a⁻¹, podemos suponer que ellos hubieran empezado hace 250.000 años, lo que corresponde al final de una glaciación mayor del Pleistoceno (Imbrie *et al.* 1984, Martinson *et al.* 1987). Estas correlaciones muestran que la morfología no evoluciona de manera continua a escala de algunas decenas o de algunos centenares de miles de años, pero resulta de la superposición de eventos morfogenéticos distintos que parecen corresponder a las terminaciones glaciales mayores. En el campo, no se observan fracturas frescas las cuales hubiesen podido sugerir un evento sísmico. Sin embargo, la morfología de los escarpes atestigua una actividad mantenida de la falla. Ya que el segmento de falla estudiado es rectilíneo en una distancia de 25 km, su ruptura pudo haber sido provocada por un sismo cuya magnitud ha sido superior a Ms=7. Como en clima húmedo, la ruptura sísmica pudo ser obliterada. No se excluye el hecho de que esta falla haya podido ser el lugar de un terremoto reciente. El único evento conocido en esta zona es el terremoto de Riobamba que destruyó esta ciudad así como numerosas localidades de la Depresión Interandina (04 de febrero de 1797, MSK = 11; CERESIS 1985) y que pudo haber activado la falla de Pallatanga.

Depresión Interandina: La estructura oblicua de la Megafalla Dolores-Guayaquil (Dolores-Guayaquil Megashear), a lo largo de la cual se desarrolla la falla de Pallatanga, sigue hacia el norte a través de la Depresión Interandina y marca su borde occidental. La parte meridional de la Depresión Interandina que se extiende por más de 350 km hacia el norte hasta Colombia, fue el epicentro de numerosos sismos de fuerte intensidad desde 1687. La sismicidad instrumental permite completar esta información con los sismos del 6 de octubre de 1981 y del 22 de septiembre de 1987 (Pennington

1981) que presentan mecanismos focales de compresión E-O con planos nodales N-S. La tectónica reciente o actual de esta zona ha sido, sin embargo, objeto de pocos estudios. El primer análisis de la tectónica reciente de la Depresión Interandina ecuatoriana fue realizado a partir de estudios de microsismicidad y lineamientos fotogeológicos (Hall *et al.* 1980). La Depresión Interandina era considerada como un graben limitado por fallas normales N-S y afectada recientemente por fallas de rumbo dextrales NE (Baldock 1982, Hall y Yepes 1980, Hall *et al.* 1980, Hall y Ramón 1978, Maldonado y Astudillo 1989).

Los límites de la Depresión Interandina son la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental. Los terrenos que constituyen la parte superior del relleno de la Depresión Interandina (Fig. 4) en la región de Latacunga-Ambato y que están afectados por la tectónica reciente y actual, fueron datados como del Plioceno superior-Pleistoceno (1,2 Ma por Barberi *et al.* 1988 y 1,8 a 1,44 Ma por Lavenu *et al.* 1992). Ellos están estratigráficamente sobre depósitos pliocenos datados entre 3,5 y 2,6 Ma (Lavenu *et al.* 1992) y miocénicos. Al oeste, un escarpe N-S de más de 500 m de altura se sigue desde el volcán Sagoatoa al sur, hasta el volcán Illiniza al norte por unos 40 km. Aunque rectilínea a escala regional, la traza de este escarpe es irregular, debido a la erosión fluvial. Los pedimentos antiguos, aprovechando la erosión forman "entrantes" hacia la Cordillera Occidental; otros pedimentos, más jóvenes, se forman al pie del escarpe. Las evidencias de terreno, como la convexidad del perfil del escarpe o su ausencia, la falta de facetas triangulares, permite afirmar que se trata de un relieve sobre falla inversa con buzamiento oeste (Falla de La Victoria). El borde oriental, menos nítido morfológicamente, está sin embargo, marcado por la falla inversa de Pisayambo la cual pone en contacto el Paleozoico sobre las rocas plio-cuaternarias y miocenas de la cuenca.

La red hidrográfica de la cuenca de Latacunga-Ambato está muy perturbada por un conjunto de altos topográficos. Algunos de los ríos están desviados o se pierden en pequeñas planicies de fondo plano formando pantanos. Estos altos, cuya

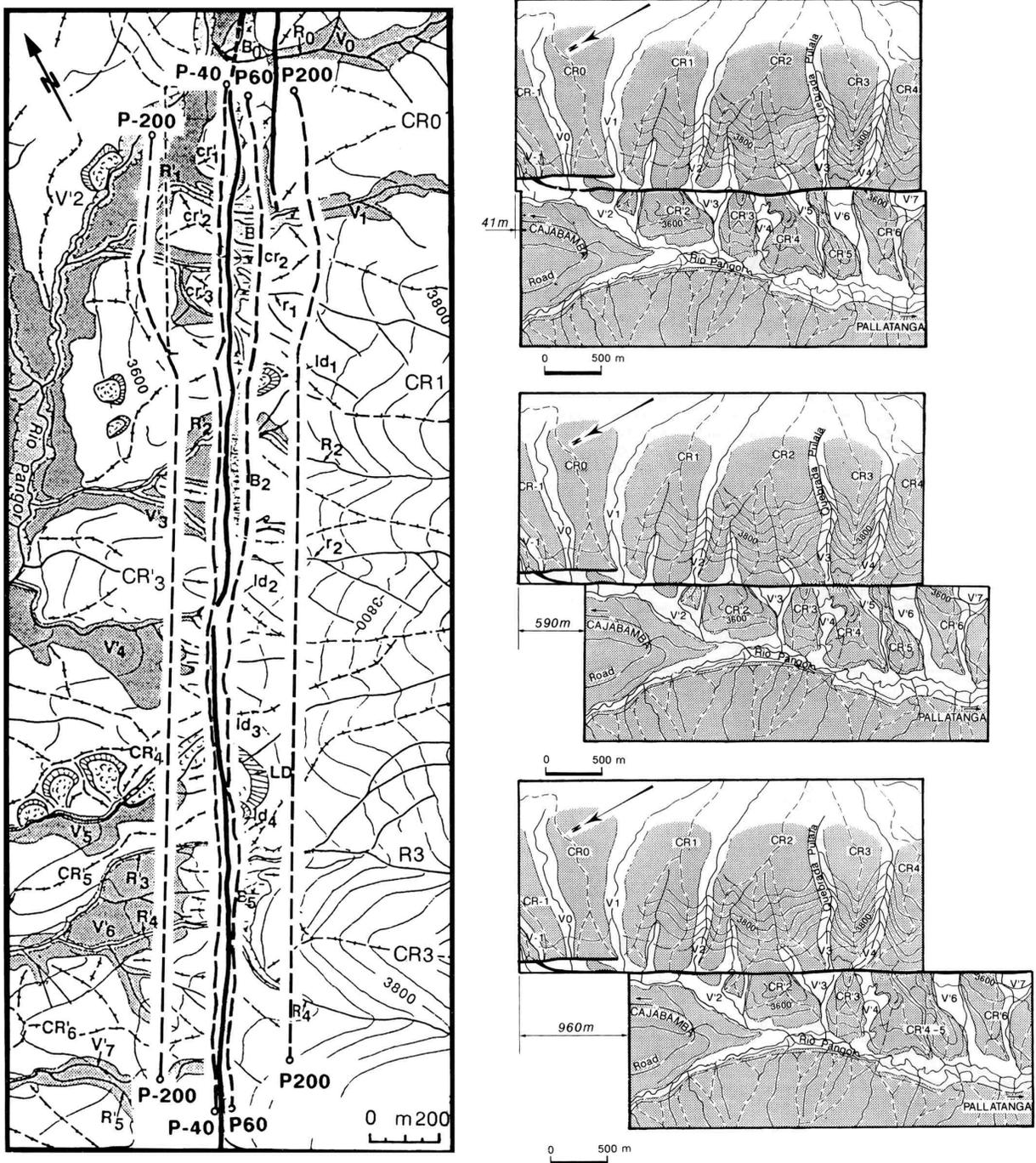


Figura 3: Perfiles topográficos dibujados a lo largo de la falla Pallatanga, respectivamente a 40/60 m y 200 m paralelamente a la traza de la falla. Ellos permiten reconstruir los desplazamientos laterales sucesivos de esta falla de rumbo. Se caracterizan tres eventos significativos: uno de 41 m de rechazo, otro de 590 m, el último de 960 m (adaptado de Winter *et al.* 1993).

morfología es estrecha y alargada, son la expresión de pliegues y de flexuras anticlinales con 500 a 1000 m de ancho que se extienden por unos 30 km en dos fajas. Generalmente, el eje de los pliegues es N-S (N160 a N188°E). Son pliegues asimétricos y con vergencia opuesta, hacia el este al

oeste y hacia el oeste al este y presentan deformaciones sinsedimentarias (discordancias progresivas acompañadas por slumps). Una primera deformación es anterior a la generación de flexuras mientras que la segunda, más importante, es contemporánea a ellas. Estas deformaciones son la

consecuencia de un acortamiento E-O. Estos pliegues y flexuras son jóvenes (posteriores a 1,8 a 1,4 Ma y anteriores a 1,2 Ma) y posteriores también a las primeras manifestaciones de las fallas de La Victoria y de Pisayambo. Los pliegues y las flexuras muestran una cierta simetría en su morfolo-

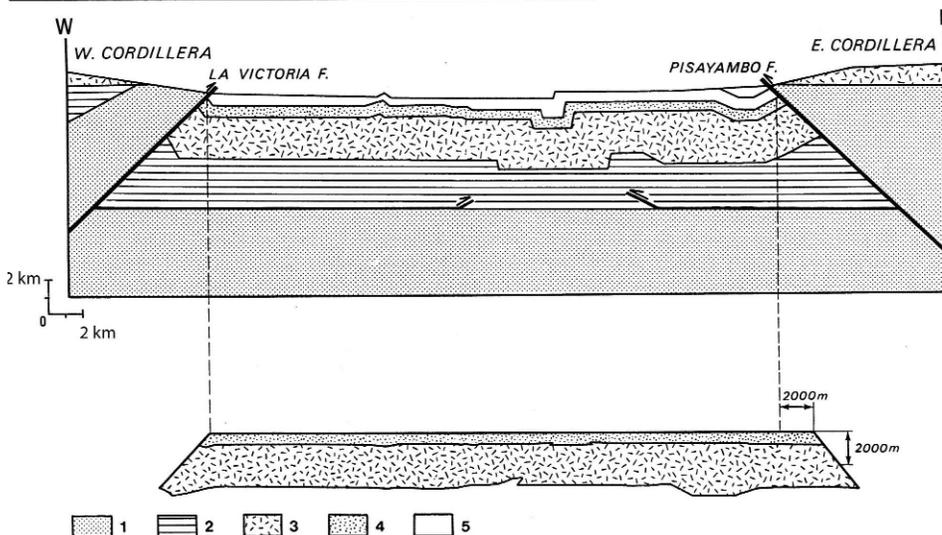
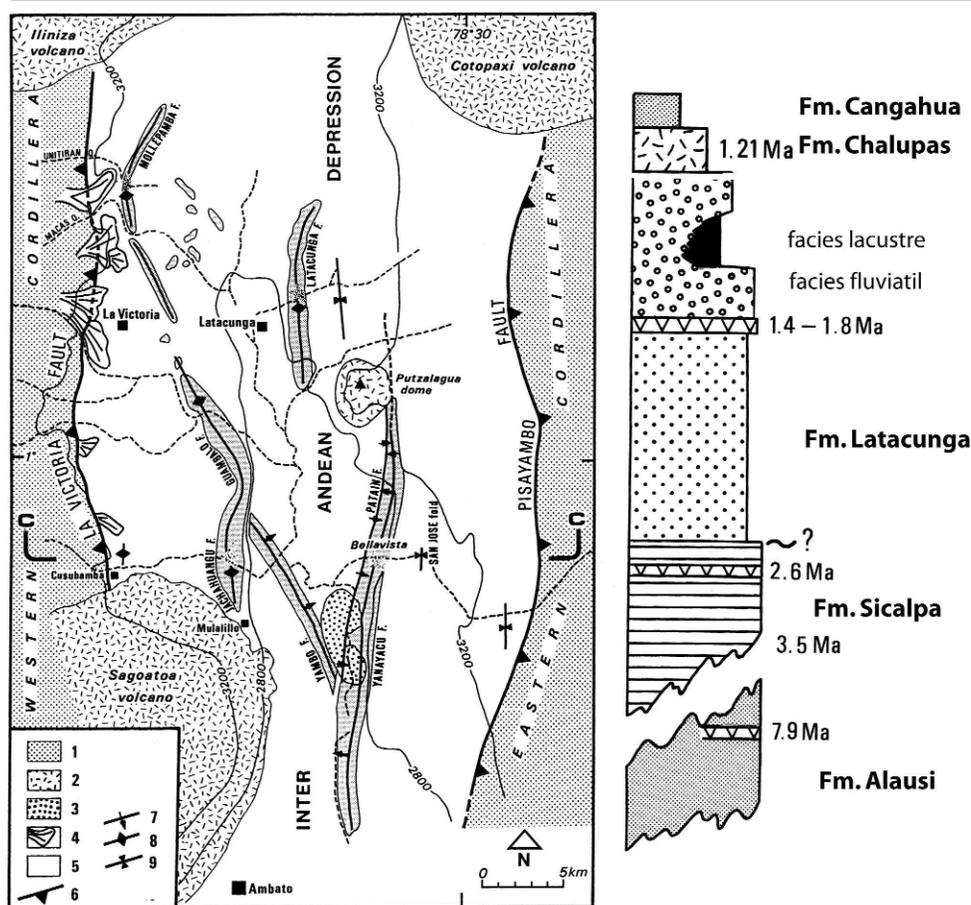


Figura 4: Morfología neotectónica en la Depresión Central de Ecuador. En el mapa se notan diferentes estructuras geotectónicas (pliegues N-S y fallas inversas de borde de cuenca, falla La Victoria y falla Pisayambo) debidas al acortamiento cuaternario en un sistema de restraining bend a lo largo del sistema de la megafalla Dolores-Guayaquil; 1: basamento cordillerano antepioceno; 2: rocas volcánicas cuaternarias; 3: deslizamientos; 4: pedimentos; 5: depósitos plio-cuaternarios; 6 a 9: principales estructuras. Columna estratigráfica simplificada de los depósitos de la Depresión Central. Perfil esquemático de la depresión y cálculo del acortamiento posterior a 1,4 Ma (adaptado de Lavenu *et al.* 1995).

gía. En efecto, los bordes fallados determinan escarpes cuya pendiente es de 28 a 18 %. Los dos pliegues principales, Jachahuangu y Bellavista tienen pendientes más fuertes de 40 y 48 % mientras los pedimentos que los unen con los bordes oriental y occidental de la cuenca tienen una pendiente tan solo de 1%. Las estructuras están cu-

biertas en discordancias por la Toba Chalupas del Pleistoceno inferior (1,21 Ma) (Barberi *et al.* 1988) después de una fase de erosión. Posteriormente, los piroclásticos reciente, llamados Cangahua, han modelado todo el paisaje. Más al norte, a la latitud de la ciudad de Quito, el borde oriental de la Depresión

Interandina está bien marcado en el paisaje. En cambio, el borde occidental, aunque cubierto en parte por depósitos volcánicos, está marcado por fallas N-S a NNE formando un escarpe que produce lomas alargadas que bordean su parte oriental. La cuenca levantada de la ciudad de Quito, ubicada en el flanco del volcán Pichincha,

domina la Depresión Interandina de unos 400 m. Esta estructura fue interpretada por Soulas *et al.* (1991) como un escarpe vinculado a una falla inversa ciega de buzamiento oeste. Algunos perfiles permiten constatar que el escarpe está constituido por pliegues y flexuras que afectan los depósitos piroclásticos procedentes de los volcanes de la Cordillera Occidental. La morfología de Quito corresponde a una estructura plegada sobre falla inversa ciega de buzamiento oeste. La cronología entre la formación de la Depresión Interandina, la actividad del volcán Pichincha (desde al menos 1,3 Ma, Barberi *et al.* 1988) y la formación de la flexura de Quito resulta idéntica a la formación evidenciada más al sur, en la región de Latacunga. La coincidencia entre las fallas de Quito y las fallas de Latacunga hace que se trate de la prolongación hacia el norte del sistema de fallas de Ambato/Latacunga.

La Depresión Interandina se caracteriza por una cuenca de edad pliocena terminal a cuaternaria ubicada entre fallas de zócalo inversas. Los depósitos de esta cuenca plio-cuaternaria descansan sobre los depósitos de una proto-cuenca de edad miocena superior a pliocena cuyos sedimentos afloran en el sur de la depresión. Así, la formación de la Depresión Interandina habría empezado en el Mioceno superior. El acortamiento E-W que activa las fallas inversas está bien evidenciado en el transcurso del Plioceno superior. El acortamiento es importante entre 2,6 y 1,4 Ma. La morfología es reveladora de la continuidad de este acortamiento, estimado en 1,4 mm.a⁻¹ durante el Cuaternario reciente. La sismicidad, los mecanismos focales y las medidas de GPS evidencian actualmente la vigencia del acortamiento E-W (Legrand *et al.* 2002, Kellog y Vega 1995, Gutsher *et al.* 1999a, b).

La Depresión Interandina era considerada hasta entonces como un graben limitado por fallas normales N-S. Actualmente, todos los argumentos de campo que hemos observado están a favor de una interpretación en cuenca compresiva de tipo push-down, controlada en sus bordes por fallas inversas y deformada en su centro por pliegues y flexuras compresivas activos desde el Mioceno. Así, la zona central de la Depresión Interandina puede ser interpretada como una zona de tipo restraining bend de

dirección N-S, zona de transición en compresión en un sistema de grandes estructuras de rumbo dextrales NE a NNE (falla de Pallatanga al sur y falla de La Bonita-Garzón al norte).

Falla activa de Girón-Santa Isabel: En el sur de los Andes ecuatorianos, más anchos y menos elevados que en el norte del país, la sismicidad intracontinental está concentrada en la zona subandina. Los mecanismos focales calculados (Stauder 1975, Pennington 1981, Chinn e Isacks 1983) corresponden a fallas inversas y son nuevamente el resultado de una compresión aproximadamente E-O. Los estudios de sismicidad histórica sólo señalan la existencia de un fuerte sismo que destruyó parte de la ciudad de Girón, el 28 de febrero de 1913 (Observatorio Astronómico de Quito 1959). La ciudad de Cuenca, ubicada a 40 km al norte de Girón, está localizada en una gran falla regional de dirección NE que bordea al NE la cuenca de Cuenca y sigue hacia el SO más allá de Santa Isabel (Fig. 2). Aunque la parte septentrional de esta falla no desplaza la topografía, su parte austral está marcada por un frente montañoso abrupto de dirección NE, de unos 1.000 m de altura y reconocible a lo largo de 50 km. Este frente

montañoso define el valle asimétrico de Girón-Santa Isabel, drenado por el río Girón-Rircay-Jubones. La falla de Girón está ubicada al este de la cuenca, al pie del escarpe. Ella está constituida por varios segmentos de falla de 5 a 20 km de largo, de orientación promedio N351°E y separados por segmentos inactivos de 0,5 a 5 km. En su parte inferior, el frente montañoso está caracterizado por un escarpe reciente marcado en el paisaje por una traza blanca continua por unos 3,5 km. Si bien los depósitos mio-pliocenos están deformados en compresión y plegados según ejes aproximadamente N-S, las deformaciones de los terrenos cuaternarios muestran una deformación en extensión (Fig. 5). La comparación de esta falla activa con otras fallas estudiadas en un ambiente similar (Hamblin 1976, Wallace 1977, 1978; Armiño *et al.* 1986) permite mostrar que la morfología del escarpe así como el control del drenaje son ambas expresiones de una actividad actual de una falla normal. El drenaje regular que corta el escarpe determina facetas triangulares que resultan de procesos ya solamente erosivos o erosivos y tectónicos. Según las observaciones de campo y con la ayuda de los mapas topográficos, se puede constatar que

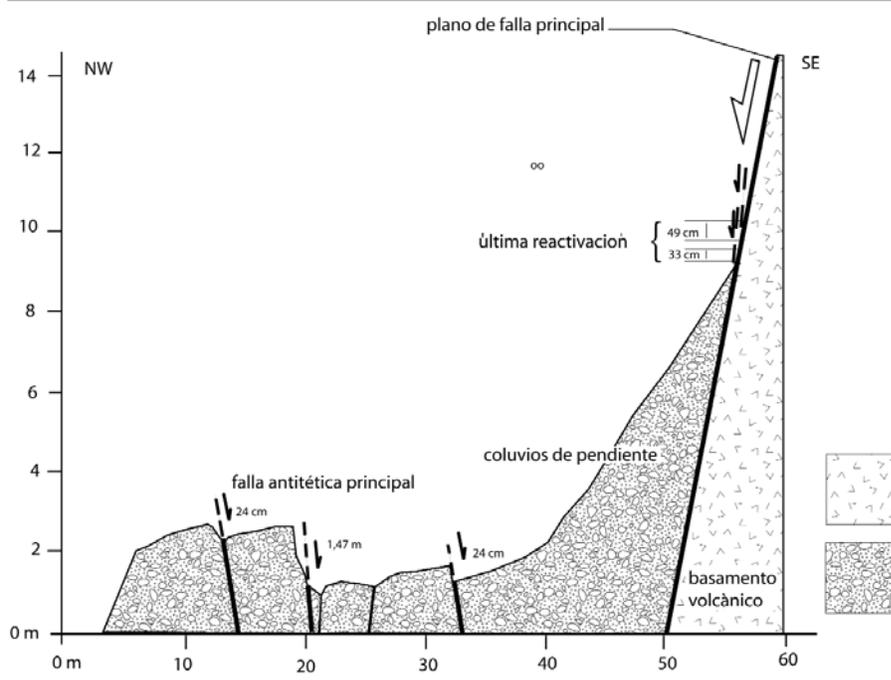


Figura 5: Corte de la falla normal de Girón (N36°E-40W). Al pie del escarpe principal, con buzamiento al NW, se desarrollan fallas antitéticas formando un graben. Se midieron rechazos a lo largo de los planos de fallas (adaptado de Winter 1990).

existen tres generaciones de facetas: i) las más antiguas tienen una altura de 600 a 1000 m con pendientes de 8 a 15°, ii) las intermedias tienen una altura de 400 a 650 m con una pendiente de 12 a 22°, iii) las más jóvenes y más pequeñas tienen una altura de 150 a 360 m con pendientes de 20 a 35°. Las facetas triangulares están separadas por pequeños valles (o quebradas), más estrechos río abajo y al nivel del escarpe, más abiertos río arriba y describen una geometría en forma de "copa de vino", característica de fallas normales activas. Para Winter (1990), el desarrollo de las cuencas de estos ríos en el frente montañoso está controlado por la falla y su geometría puede ser descrita por la relación entre el promedio de las separaciones entre las desembocaduras de las quebradas y el promedio de las longitudes de las cuencas (Wallace 1978). Los valores obtenidos en la cuenca de Girón están comprendidos entre 0,25 y 0,35, cercanos a los valores obtenidos por Wallace (1978) en las Basin and Range (0,34

a 0,46) de EE UU. Los arroyos tributarios del río Rircay no cortan profundamente el piedemonte entre el escarpe y el río. Esto probaría que el río Rircay se encaja lentamente y que la morfología del frente montañoso, particularmente fresca, tendría un origen tectónico.

Existe un cierto número de estructuras superficiales que forman un gráben, limitado por fallas antitéticas de la falla principal. El origen de este gráben podría estar ligado a una disminución del buzamiento de la falla principal en profundidad. A partir de perfiles topográficos realizados a través del conjunto de las fracturas, los vectores de deslizamiento que corresponden a uno o varios eventos, pudieron ser determinados. En el segmento sur de la falla, la ausencia de desplazamiento lateral horizontal de marcadores morfológicos sugiere que la cinemática de esta falla es esencialmente normal. Esto sugiere que la gravedad es al menos parcialmente responsable de las rupturas de superficie. Aquí, las fracturas de superficies

podrían corresponder a un hundimiento del relleno sedimentario de la cuenca. Estas rupturas podrían también tener un origen tectónico. Sin embargo, la ausencia de sismos históricos destructores sugiere que un mecanismo gravitario podría ser el origen de una parte de los movimientos a lo largo de este segmento de falla.

Hemos podido concluir que hasta el Mioceno superior-Plioceno, las cuencas del sur del Ecuador estaban sometidas a un régimen compresivo E-O (Noblet *et al.* 1988, Lavenu *et al.* 1993). Este régimen tectónico es incompatible con las deformaciones extensivas recientes observadas a lo largo de la falla de Girón. Si se estima que la altura topográfica actual del frente montañoso (1.000 m) es equivalente al rechazo vertical mínimo a lo largo de la falla, la velocidad de levantamiento del frente montañoso sería al menos del orden de 0,2 mm/año desde el principio del Plioceno.

LOS ANDES CENTRALES DE BOLIVIA

MARCO TECTÓNICO

El estado de esfuerzo actual en los Andes de Bolivia fue determinado a partir de análisis microtectónicos de las fallas activas cuaternarias (Lavenu 1986, Lavenu y Mercier 1991, Mercier *et al.* 1992) y de los datos sísmicos (Cabré y Vega 1989, Cahill e Isaacs 1992, Lamb 2000). La deformación de superficie de los altos Andes se caracteriza por fallas normales, aunque los límites oeste y este de ellos (antearco y antepaís) se caracterizan por mecanismos que inducen deformaciones en compresión. En la Cordillera Occidental (Fig. 6), las deformaciones recientes y activas resultan de una tectónica en extensión de dirección N-S. En la Cordillera Oriental, la sismicidad y las fallas de rumbo activas resultan tanto de una extensión N-S como de una compresión E-O. Cerca de la zona de subducción, los mecanismos focales de los sismos evidencian una compresión E-O aproximadamente paralela a la dirección de convergencia entre ambas placas. Cabe notar que en el sur del Perú, en la zona costera, el estado de esfuerzo es compatible con una extensión de dirección N-S como en los altos Andes de Bolivia. Aparentemente no es el caso en

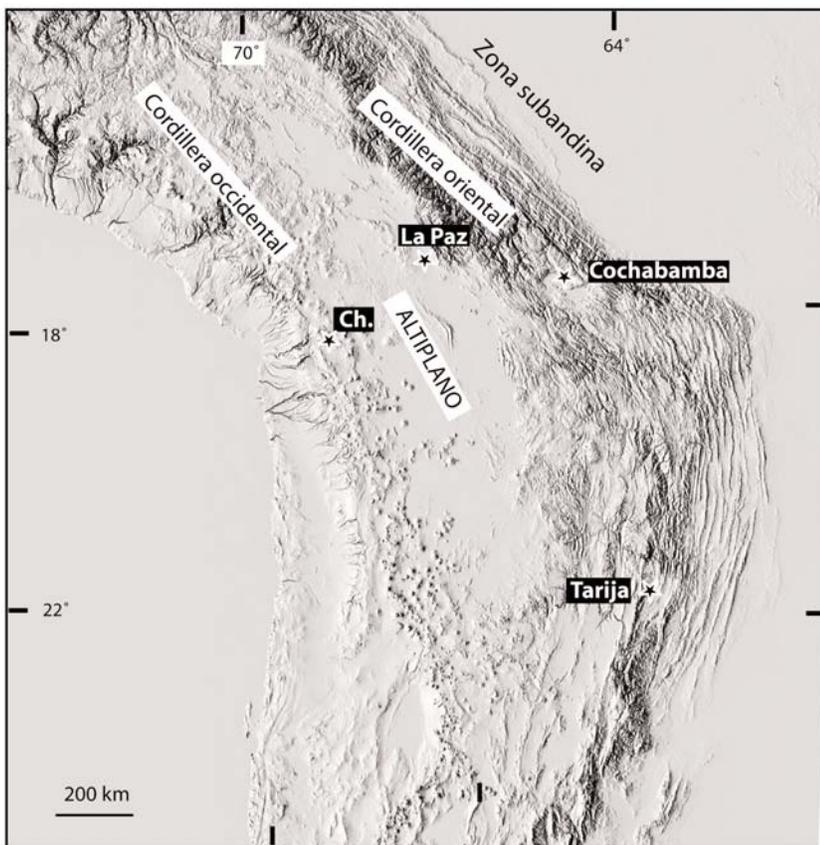


Figura 6: Modelo numérico de los altos Andes de Bolivia. Ubicación de los sitios principales medidos: sitios de La Paz, Charaña, Cochabamba y Tarija (MNT, cortesía de P. Roperch).

Chile, donde en el norte se observan deformaciones debidas a una compresión N-S (González *et al.* 2003, Allmendinger *et al.* 2005, Marquardt com. pers. 2005).

La tectónica neógena de los Andes de Bolivia está marcada por una deformación extensiva de dirección E-O entre 6 y 3 Ma (Lavenu 1995), y por una deformación en compresión de dirección N80°E a E-O, entre 3 y 2 Ma (fase quechua 4, Lavenu 1988, Sébrier *et al.* 1988). Esta deformación presenta un desarrollo diacrónico, siendo anterior a 3 Ma al oeste en la Cordillera Occidental y su piedemonte altiplánico, y más joven al este entre 2,8 y 1,6 Ma, en la cuenca de La Paz, al pie de la Cordillera Oriental (Lavenu 1988). El estado de esfuerzo en los Andes de Bolivia fue interpretado como el resultado del efecto de una alta topografía compensada (Mercier *et al.* 1992). Durante el Plioceno (~ 6-3 Ma), el régimen tectónico fue responsable de una deformación en extensión de dirección E-W (Lavenu y Mercier 1991). Durante el Plioceno Tardío-Pleistoceno Inferior (3-2 Ma) un evento tectónico compresivo afectó esta región. Este régimen se caracteriza por un eje de esfuerzo σ_1 de dirección E-O, cercano a la dirección de convergencia, y fue responsable de la deformación, que reactiva fallas de rumbo y fallas inversas antiguas. Este régimen fue seguido por una deformación tectónica en compresión N-S del Plioceno Tardío-Pleistoceno inferior. Después, desde el Pleistoceno Inferior hasta el presente, el Altiplano y los altos Andes, están afectados por una tectónica en extensión con fallas normales kilométricas con rechazo de varias decenas de metros y σ_3 de dirección N-S. Este campo de esfuerzo es el resultado de fuerzas de volumen debidas a la alta topografía compensada de la cadena (Dalmayrac y Molnar 1981, Froidevaux e Isacks 1984). El esfuerzo horizontal intermedio σ_2 , de dirección E-O está aproximadamente paralelo a la dirección de convergencia y el esfuerzo máximo compresivo σ_1 , vertical, aumenta con la topografía en relación con el peso de la cadena (Mercier *et al.* 1992).

El análisis de la deformación de las zonas de alturas intermedias es más complicado. Estos sectores se caracterizan por fallas normales y fallas de rumbo e inversas debi-

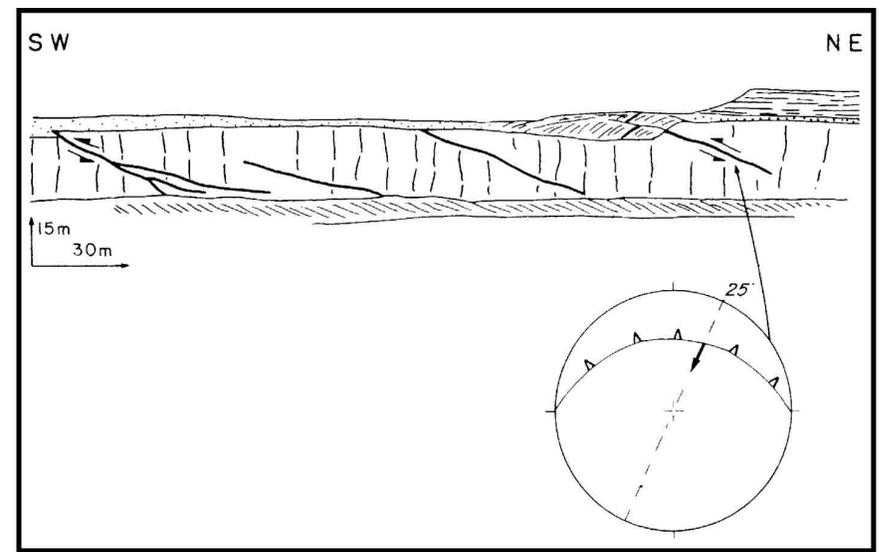


Figura 7: Deformación de la Ignimbrita Perez (3,3 Ma) en Charaña; fallas inversas, resultado de la compresión N-S pleistocena. La medición del *pitch* de estrías en un plano de falla indica un acortamiento de dirección N25°E (Lavenu 1986).

das a dos regímenes de esfuerzos cuaternarios contemporáneos. Uno es un esfuerzo transpresivo relativamente débil, con σ_1 de dirección E-O y σ_3 de dirección N-S. El segundo, más intenso, es un esfuerzo extensivo con σ_3 de dirección N-S y con $\sigma_2 =$ E-O. Si se admite que el esfuerzo vertical ($\sigma_{zz} = \sigma_1$) es resultado del peso de una topografía isostáticamente compensada, el estado particular de esfuerzo transpresivo es consistente con la posición intermedia de la cuenca entre la zona baja subandina, con compresión E-O marcada por fallas inversas, y los altos Andes con extensión N-S.

Compresión N-S: La compresión N-S ha provocado únicamente fallas inversas en el Altiplano occidental boliviano durante el límite Plioceno-Pleistoceno. El paso del evento compresivo E-W Plioceno Superior al evento compresivo N-S del Plioceno Tardío está bien caracterizado y es relativamente constante en Bolivia, distinto de lo que se observa en Perú, en la región del Cuzco, donde por falta de criterios estratigráficos precisos, estos regímenes no pueden separarse. Según Cabrera *et al.* (1991), ellos resultarían más bien de un mismo evento tectónico de edad pleistocena inferior, con permutación de los ejes σ_1 y σ_2 . En el Altiplano boliviano, varios sitios de medida permiten observar esta deformación. Es el caso de la localidad Charaña (Fig. 7), cerca de las fronteras con Chile y Perú, donde la

ignimbrita Perez (3,3 Ma, Lavenu *et al.* 1989) está cubierta por depósitos lacustres del Pleistoceno Inferior y por depósitos cuaternarios recientes. Esta ignimbrita está afectada por fallas inversas de bajo ángulo que desplazan su superficie pero que no cortan los depósitos lacustres. Estas fallas de dirección E-O tienen también una cinemática compatible con una compresión N-S. Lo mismo ocurre en la cuenca de La Paz, donde los últimos depósitos del Plioceno más jóvenes que 2,8 Ma y anteriores a 1,6 Ma, presentan dos sistemas de fallas compatibles con compresión N-S (fallas inversas y fallas de rumbo inversas) y extensión (fallas normales). El análisis de estas deformaciones es relativamente complejo pero se puede demostrar que los depósitos cuaternarios, posteriores a 1,6 Ma (edad de una cinerita pleistocena, Lavenu *et al.* 1989), presentan únicamente fallas normales. Otros sitios del Altiplano permiten evidenciar esta compresión cuaternaria N-S pero la deformación es siempre discreta y se advierte solo por un número reducido de fallas inversas compatibles con esta dirección.

En la Cordillera Oriental, en la cuenca de Cochabamba-Sacaba, los sedimentos pliocenos ($2,60 \pm 0,48$ Ma, Kennan *et al.* 1995) aparecen también deformados. Los pliegues y las fallas son compatibles con la compresión N-S, como en el Altiplano. Los sedimentos son cubiertos en discordancia por

depósitos fluvio-lacustres horizontales del Cuaternario reciente en los cuales se observan algunas trazas de fallas inversas, pero la ausencia de estrías no permite determinar una dirección de compresión.

Si bien la compresión E-O puede explicarse por un aumento del acoplamiento entre placas, cual fuere el motor de este acoplamiento (cambio de pendiente del slab, cambio de velocidad y de oblicuidad de la convergencia, etc.), es más difícil explicar la compresión N-S, tal vez debida a condiciones de deformación locales heterogéneas, con permutación de los ejes σ_1 y σ_2 .

Extensión N-S: Esta deformación alcanza geográficamente una gran difusión en el Altiplano, pero también en la Cordillera Oriental, en el arco volcánico y hasta en la costa del sur de Perú (Sébrier *et al.* 1988, Lavenu y Mercier 1991, Mercier *et al.* 1992). En el Altiplano boliviano y particularmente en la región de La Paz, el levantamiento continuo de la cordillera en relación al nivel de base del Altiplano es contemporáneo a una extensión N-S. Ello se comprueba con el análisis de las superficies de ablación del piedemonte de la Cordillera Oriental hacia el Altiplano, sus imbricaciones y su inflexión. En la cuenca de La Paz, el techo de la secuencia pliocena indica un cambio climático marcado por un enfriamiento importante del clima y una primera glaciación (glaciación Patapatani, Clapperton 1979), anterior a $2,8 \pm 0,1$ Ma (Lavenu 1986, Lavenu *et al.* 1989). Posteriormente, el Cuaternario de la cuenca se caracteriza por una alternancia de unidades glaciales e interglaciales, en un primer tiempo ampliamente distribuidas en un pedimento que ocupa todo el pie de la Cordillera Oriental hacia el Altiplano y después limitadas a algunos valles glaciarios profundos. Las unidades interglaciales corresponden a extensos lagos ubicados en el Altiplano, siendo el último testigo el Lago Titicaca. En el piedemonte de la cordillera, los altos niveles de estos grandes lagos correspondían a rasgos morfológicos como los depósitos interglaciales, las superficies de ablación (S6 a S4) y las terrazas fluviales (t3 a t0) (Lavenu 1981, Lavenu *et al.* 1984, Lavenu 1992). Al pie de la Cordillera Oriental, en la cuenca de La Paz, los depósitos cuaternarios descansan sobre sedimentos pliocenos y el contacto es

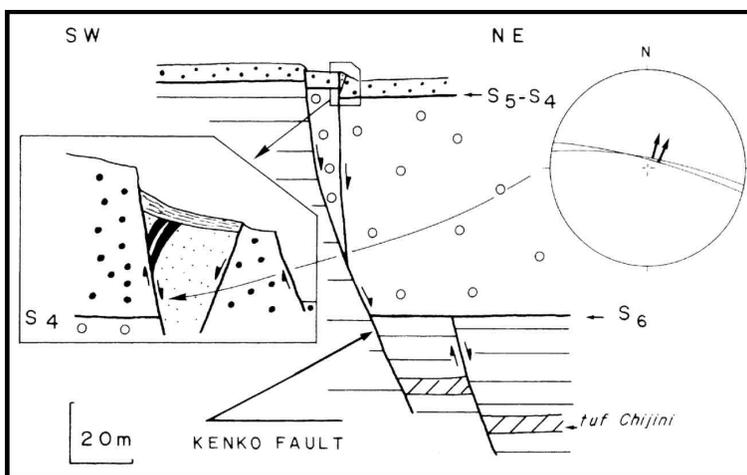


Figura 8: Parte NE del horst observado en la superficie del Altiplano en la ciudad de La Paz. Los planos de falla estrías son compatibles con una extensión N-S (Lavenu 1995).

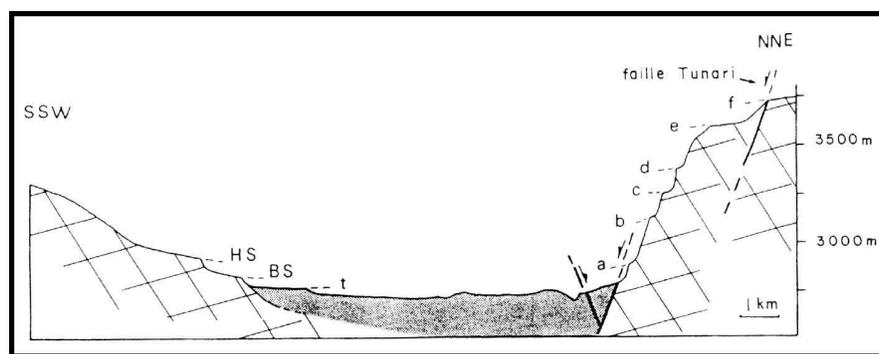


Figura 9: Extensión NE-SW en la cuenca de Cochabamba a lo largo de la falla Tunari, Cordillera Oriental.

definido por una superficie de ablación poligenética S6. La base está constituida por diferentes depósitos glaciales morrénicos de casquete de hielo y conglomerados fluvio-lacustres datados en 1,6 Ma (Lavenu *et al.* 1989). Encima, y encajonados en los depósitos anteriores, posteriormente a una fase importante de erosión, se observan depósitos morrénicos de valle. Numerosas fallas normales afectan estos depósitos cuaternarios, tanto en el Altiplano como en el piedemonte de la Cordillera Oriental. La superficie topográfica del Altiplano en la zona de La Paz se encuentra desplazada por escarpes de fallas. Un perfil, perpendicular a estos escarpes, muestra que se trata de un horst con depósitos de edades pliocena y pleistocena y con fallas antiguas que fueron activadas tanto en el Plioceno como en el Cuaternario (Fig. 8). Un primer episodio de extensión existe entre las superficies S6 y S5/S4, con posterioridad a 1,6 Ma. El

rechazo aparente alcanza más de 80 m. En una segunda etapa, la superficie S5/S4 fue también desplazada aproximadamente un metro. Finalmente, en la superficie topográfica actual se observa un escarpe activo de unos decímetros de alto. En el plano de falla más reciente, las estrías son compatibles con la extensión N-S. Un análisis de las fallas estrías medidas en los depósitos pliocenos y cuaternarios indica una extensión con $\sigma_3 = N14^\circ E$. En el flanco occidental de la Cordillera Oriental, depósitos pliocenos como depósitos cuaternarios glaciales e interglaciales son fallados y forman un graben. Se notan perfectamente los desplazamientos de varios marcadores estratigráficos como una toba datada en $2,8 \pm 0,1$ Ma (Evernden *et al.* 1977, Lavenu *et al.* 1989). La suma de los rechazos unitarios en cada falla alcanza más de 400 m. El análisis numérico de todas las fallas estrías mues-

tra una extensión cercana a N-S con $\sigma_3 = N201^\circ E$ y σ_1 vertical. Esta extensión se pudo observar también en otros sitios tanto en la zona de La Paz como en el Altiplano donde los depósitos pliocenos y pleistocenos son afectados por fallas E-W normales y estrías, compatibles con la dirección de extensión N-S.

En la Cordillera Oriental, la cuenca de Cochabamba-Sacaba (Fig. 9) contiene depósitos sedimentarios pliocenos, plegados y fallados. Son cubiertos en discordancia por depósitos fluvio-lacustres horizontales del Cuaternario, aparentemente sin deformaciones. Sin embargo, el borde norte de la cuenca está limitado por la gran Falla Tunari de dirección WNW. Pequeñas terrazas o superficies de ablación se escalonan a lo largo de esta falla y estos rasgos son más numerosos al norte de la cuenca, donde la falla muestra un levantamiento importante resultado de la actividad de la falla durante el Cuaternario. El análisis microtectónico de la cuenca de Sacaba, calculado a partir de fallas normales medidas en los depósitos pliocenos indica una dirección de extensión NE-SW ($\sigma_3 = N41^\circ E$), perpendicular a la falla Tunari.

ZONA PARTICULAR INTERMEDIA DEL FLANCO ORIENTAL DE LA CORDILLERA ORIENTAL

La cuenca de Tarija, ubicada en el sur de la Cordillera Oriental, presenta un relleno de sedimentos neógenos y sobretudo pleistocenos con abundantes fósiles (Takai *et al.* 1982), datados más precisamente por magnetoestratigrafía entre 1 y 0,7 Ma (McFadden *et al.* 1983). Las deformaciones observadas en la cuenca son de naturaleza diferente: existen fallas normales compatibles con una extensión N-S; existen también fallas de rumbo compresivas que afectan los mismos terrenos pleistocenos y que resultan de un régimen tectónico transpresivo con σ_1 horizontal y de dirección $N85^\circ E$ y σ_3 horizontal y N-S como la dirección de extensión calculada anteriormente (Fig. 10). La cuenca de Tarija se ubica topográficamente entre la zona subandina baja (donde σ_1 E-W es horizontal y σ_3 vertical) y los altos Andes (donde σ_1 es vertical y σ_3 es N-S). El estado de esfuerzo transpresivo

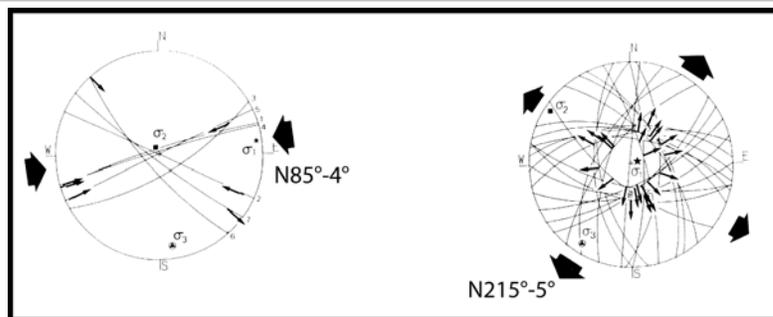


Figura 10: Análisis de la compresión E-W y la extensión N-S contemporáneas, en los sedimentos pleistocenos de la cuenca de Tarija en la Cordillera Oriental.

con σ_2 vertical es compatible con la ubicación de la cuenca si se admite que el esfuerzo vertical se debe al peso de la topografía compensada isostáticamente y estaría en "equilibrio" con el esfuerzo horizontal $\sigma_1 = E-W$. El régimen en extensión plantea problemas y podría explicarse por un levantamiento que aumenta la topografía y crea en el mismo tiempo una extensión N-S parecida a la observada en los altos Andes y donde σ_1 se vuelve vertical.

LOS ANDES CENTRALES DE CHILE

MARCO GEOLÓGICO

Los Andes, en Chile, de oeste a este, presentan tres dominios paralelos tectónicamente distintos: i) un antearco ubicado entre la fosa Perú-Chile y la Cordillera Principal, donde se encuentran la Cordillera de la Costa y depresiones centrales longitudinales, ii) un arco magmático en la Cordillera Principal, y iii) un antepaís donde las deformaciones más recientes se ubican en Argentina (Costa *et al.* 1997) (Fig. 11). El plano de subducción se divide en varios segmentos cuya pendiente hacia el este varía: entre 18° - $27^\circ S$, la pendiente es fuerte, de 30° ; en el centro, entre 27° - $33^\circ S$, la pendiente es plana de 5 a 10° (*flat slab*) y al sur, de nuevo, hay una pendiente fuerte cercana a 30° .

Las deformaciones estudiadas se localizan esencialmente en las zonas de antearco (Costa y Depresión Central en el norte y centro-sur de Chile) y de intraarco (Sistema de falla Liquiñe-Ofqui, en el sur). Los resultados obtenidos muestran una gran variedad en las características de las deformacio-

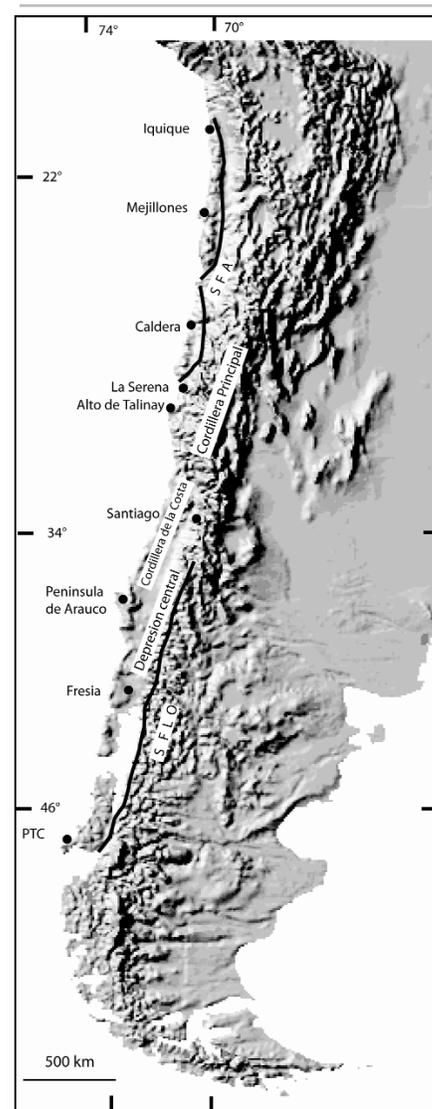


Figura 11: Principales estructuras de los Andes de Chile y ubicación de los sitios de medida de fallas.

nes, tanto en los regímenes de esfuerzos que las producen, como en las direcciones

de los esfuerzos en el Neógeno y el Pleistoceno.

A lo largo de la costa chilena, en ciertas zonas bien localizadas (e.g. Península de Mejillones, Caldera, Altos de Talinay y Península de Arauco), la deformación observada durante el Pleistoceno superior-Holoceno es una extensión de dirección cercana a E-W. Esta deformación caracteriza las zonas más occidentales del antearco continental, cercanas a la fosa (~ 80 km). Esta deformación no parece ser directamente ligada a las fuerzas de borde debidas a la convergencia, sino que podrían ser la consecuencia de una curvatura (*bending*) cortical cosísmica ligada a los sismos de subducción de interplaca y podrían resultar del reajuste de la topografía después del levantamiento de esta parte de la costa (fuerza de volumen debida a la topografía). El eje de esfuerzo extensivo σ_3 tiene una dirección E-W, $\sigma_2 =$ N-S y σ_1 queda vertical. Este fenómeno podría estar relacionado con la zona de acoplamiento máximo entre la placa oceánica y la placa continental en los Andes Centrales que funcionarían como una zona de tipo bloqueo (*buttress*). En el norte de Chile, a 23°S y a 27°S respectivamente, las terrazas marinas cuaternarias más altas, ubicadas a alturas de 200 a 450 m, sugieren tasas de levantamiento tectónico de 0,2 a 0,6 mm.a⁻¹ para el Cuaternario (Ortlieb *et al.* 1996 a, Marquardt *et al.* 2004, Marquardt 2005).

En los Andes chilenos, cerca de 27°S y entre 32° y 46°S, el análisis de la deformación frágil, en rocas neógenas de la costa, a lo largo de la Depresión Central y a lo largo del sistema de falla Liquiñe-Ofqui (Cembrano *et al.* 1996) muestra la existencia de dos eventos tectónicos (Laveny y Cembrano 1999). El primer evento plioceno (post 5,4 Ma y anterior a 1,6 Ma) se caracteriza por un régimen tectónico compresivo generalizado que se observa en las zonas actuales de antearco e intraarco: σ_1 es de dirección E-W, σ_2 es N-S y σ_3 vertical. Este régimen tectónico fue reconocido también en los Andes de Bolivia, durante el Plioceno Superior. Posteriormente, durante el Cuaternario existe una partición de la deformación con la existencia de dos estados de esfuerzo diferentes: en la faja estrecha del antearco, se observa una deformación com-

presiva cuyas direcciones de los esfuerzos son: $\sigma_1 =$ N a NNE, $\sigma_2 =$ E a ESE y σ_3 vertical. En la zona de intraarco, existe una deformación transpresiva debida a un estado de esfuerzo con $\sigma_1 =$ NE, $\sigma_3 =$ NO y σ_2 vertical. Los mecanismos focales en la zona de antearco (36°S) y en la zona de intraarco (38°S y 46°S) son consistentes con los datos microtectónicos (Laveny y Cembrano 1999). El régimen compresivo N-S del antearco puede ser relacionado con el efecto de la partición de la deformación que provoca un desplazamiento hacia el norte de ese bloque. Este movimiento puede ser también la consecuencia del choque entre la dorsal de Chile y el margen del antearco cerca del punto triple de Chile. La zona de acoplamiento máximo entre las placas oceánica y continental podría actuar como zona de bloqueo impidiendo o limitando el desplazamiento del bloque costero hacia el norte. Este desplazamiento hacia el norte no dependería únicamente del ángulo de la convergencia relativa de las placas sino también de la geometría del límite entre placas que se estima generalmente rectilíneo. En efecto, un margen convergente cóncavo hacia la placa subducida (McCaffrey 1992), como es el caso en Chile, estaría sometido a un acortamiento paralelo al margen y la zona de antearco estaría bloqueada y sin posibilidad de moverse libremente en la dirección de la componente de rumbo de la convergencia oblicua, efecto que Beck (1991) llama efecto buttress (Laveny y Cembrano 1999). Sin embargo Allmendinger *et al.* (2005) estiman que la compresión N-S, observada en la misma época para el norte de Chile, podría no resultar únicamente de ese efecto e invocan la posibilidad del acoplamiento de las placas, la oblicuidad de la convergencia y la flexión del oroclino boliviano. Así, la partición de la deformación en la zona límite de placas muestra que el régimen tectónico cuaternario es más complejo de lo propuesto por Dewey y Lamb (1992).

Así, este segmento de los Andes del sur de Chile, asociado a grandes fallas de rumbo y a un gran ángulo de la oblicuidad de la convergencia, se desliza hacia el norte. Una parte importante de la energía, transmitida por la placa subducida a la placa cabalgante, está absorbida por el escape libre hacia el

norte de grandes fajas estrechas y paralelas al margen. La parte reducida restante de la energía no favorece un importante engrosamiento cortical de este angosto segmento de los Andes, proceso donde también interactúan factores climáticos. Al contrario, en los segmentos de la cadena que tienen una oblicuidad de la convergencia de ángulo bajo como en Perú y Bolivia, la detención progresiva del movimiento lateral se debe a zonas de bloqueo y la energía es absorbida por el engrosamiento cortical y un ancho importante de la cadena.

EXTENSIÓN E-W EN LA ZONA DE ANTEARCO

Terrazas marinas levantadas y falladas, consecuencia de la extensión pleistocena E-W: Las terrazas marinas cuaternarias preservadas en los márgenes convergentes activos, son el producto de la combinación de dos fenómenos, los cambios eustáticos del nivel del mar y el levantamiento tectónico del continente. Su formación ocurre durante los máximos interglaciales y su presencia se debe a movimientos verticales regionales que las protegen de la erosión marina costera. Las precipitaciones reducidas limitan la erosión y la alteración de los antiguos sedimentos costeros. Particularmente en Chile, las terrazas marinas y sus sedimentos continentales asociados, bien preservados y en parte datados, son generalmente cortados por fallas normales cuando se encuentran a una distancia aproximada de 80 km de la fosa. El sistema de falla de Atacama es una estructura continua de más de 1.000 km de largo en la Cordillera de la Costa del norte de Chile entre Iquique (20°S) y La Serena (30°S). El segmento norte, con más de 600 km de largo, presenta una morfología bien desarrollada, a veces con escarpes importantes de una decena a un centenar de metros de altura. Es un sistema de fallas cuya historia cuaternaria tiene varias controversias. Primero fue considerado como dextral (Saint Amand y Allen 1960) después sinistral en la zona del salar del Carmen (Armijo y Thiele 1980), y luego en la misma zona con una pequeña componente dextral (Dewey y Lamb 1992). Finalmente, Delouis *et al.* (1998) caracterizaron rigurosamente el movimiento normal de la falla de Atacama

durante el Cuaternario y demostraron que a lo largo de los segmentos principales de este sistema de fallas, orientados aproximadamente NE a NO, no existen movimientos horizontales a gran escala. La deformación se caracteriza por un levantamiento vertical, asociado a una extensión horizontal característica de fallas normales. El estado de esfuerzo en esta parte del ante-arco se podría explicar según tres mecanismos principales de acuerdo con estos mismos autores. El primer mecanismo, cósmico, corresponde a los grandes sismos de subducción. El deslizamiento inter-placas provocaría esfuerzos de extensión en la corteza superior, con dirección promedio paralela al vector deslizamiento. El segundo mecanismo, intersísmico, se produciría entre dos grandes sismos, período durante el cual la corteza continental es empujada hacia el este. Este movimiento de drag effect se opone al desplazamiento a largo plazo de la placa Sudamericana hacia el oeste y entonces, pone esta parte de la placa en un estado de acortamiento (Chlieh *et al.* 2004). Finalmente, el tercer mecanismo sería el resultado de la erosión tectónica, cercana a la fosa asociada a underplating en la zona costera que produciría una flexura y un levantamiento a gran escala del ante-arco. Este levantamiento es asociado a una extensión superficial, consecuencia de una subsidencia del margen oeste más externo de la corteza continental y de un levantamiento de la zona costera (véanse referencias en Delouis *et al.* 1998). Resulta una deformación en extensión, siendo la deformación cósmica más concentrada en la parte externa del ante-arco, o parte costera, en relación a la deformación intersísmica. Además Delouis *et al.* (1997) destacaron la paradoja de la "tectónica chilena", tener los sismos conocidos más fuertes y tan pocos ejemplares históricos de rupturas superficiales.

Península de Mejillones (23°S): En el sistema de falla de Atacama, la península de Mejillones (Fig. 12) aparece como el rasgo geomorfológico del norte de Chile más saliente a lo largo de la costa, con rumbo N-S. En ese lugar, las terrazas marinas, los cordones litorales y los conos aluviales cuaternarios son cortados por varias fallas normales y grietas de tensión de gran tamaño que separan bloques basculados. Uno de los princi-

pales escarpes de falla normal se observa en la extremidad NE de la Península donde la falla Mejillones corta conos aluviales con rechazos acumulados importantes. La falla Mejillones, al pie del Morro Mejillones, tiene una longitud total de aproximadamente 25 km (segmentos acumulados) y separa bloques fallados y levantados, en los cuales se advierten una serie de plataformas de abrasión marina pliocenas y cuaternarias encajonadas en las rocas del basamento. Al pie de estos bloques, se desarrolla la Pampa Mejillones que constituye una cuenca sedimentaria rellena por depósitos neógenos marinos y cubierta por secuencias de cordones litorales formados durante los últimos 400 ka (Ortlieb 1995, Ortlieb *et al.* 1996b). La Falla Mejillones (acimut 5°E ± 11°, buzamiento 60°E) corta los depósitos aluviales más jóvenes, lo que indica una actividad muy reciente. El escarpe alcanza

unos 400 a 500 m de alto, con buzamiento al este presenta un conjunto de facetas triangulares y superficies de abrasión marinas levantadas. El escarpe de la falla principal tiene una altura de 8 a 10 m en los conos aluviales antiguos y solamente 5 a 6 m en los conos de edad intermedia. Las rupturas más recientes presentan un escarpe de 0,30 a 1,5 m. Aparentemente, los conos y los últimos depósitos fluviales no presentan escarpes aunque se puede observar grietas de tensión, paralelas a la falla, probablemente generadas durante el sismo de Antofagasta de 1995. Dos terrazas aluviales, S1 y S2 (Marquardt *et al.* 2003) cubren en discordancia una superficie de abrasión marina estimada en 125 ka (MIS 5); ambas terrazas son cortadas por la falla con desplazamientos acumulados de 13 ± 1 m para S1 y 5,5 ± 0,5 m para S2. Dataciones 10Be de estas superficies han dado 46,5 ± 3,7 ka

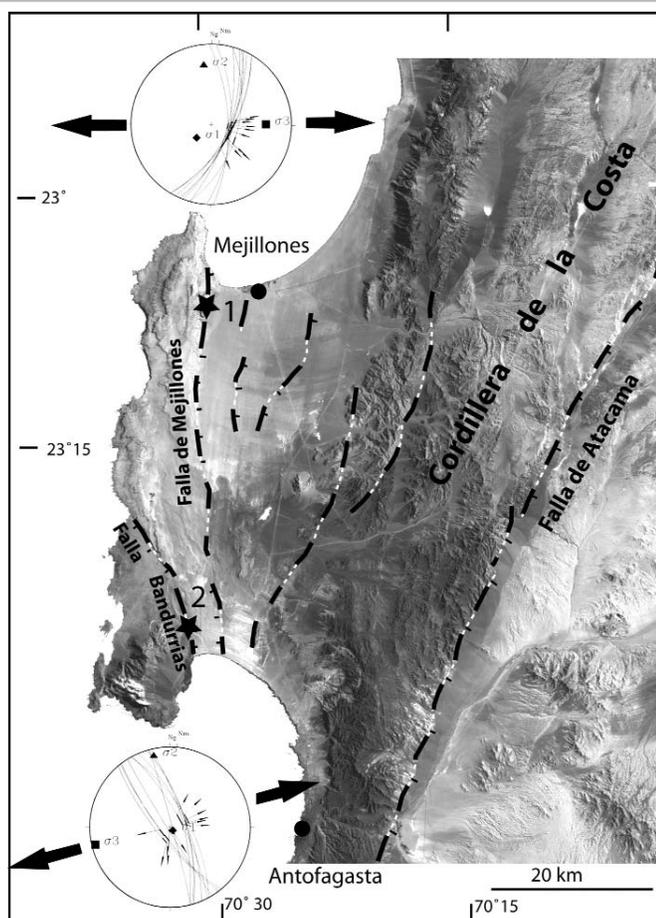


Figura 12: Península de Mejillones. Principales fallas normales cuaternarias. Dos sitios de fallas fueron analizados: El Rincón en Mejillones (norte de la península) y la falla Bandurrias en La Rinconada (sur de la península). En ambos sitios, se nota una extensión cuaternaria cósmica E-W.

para S1 y $26,3 \pm 1,7$ ka para S2. Estas edades permitieron calcular las tasas de desplazamiento vertical a lo largo del espejo de falla que se estiman entre $0,28 \pm 0,04$ mm. a^{-1} (S1) y $0,21 \pm 0,03$ mm. a^{-1} (S2). El análisis microtectónico de las medidas de estrías observadas a lo largo de estos espejos de fallas permitió determinar una dirección de esfuerzo E-W con $\sigma_3 = N89^\circ E$.

En la Playa La Portada en Antofagasta, el sistema de la falla Bandurrias, constituido por fallas normales subverticales y de dirección NNW, afecta los sedimentos pliocenos y cuaternarios, formando el Graben Bandurrias. Un análisis microtectónico permite calcular una dirección de esfuerzo $\sigma_3 = N257^\circ E$. En el borde oeste del graben, a lo largo de la falla principal, una grieta abierta a lo largo de la cual se produjo un pequeño deslizamiento, afecta un cono aluvial muy reciente, consecuencia del sismo de Antofagasta de 1995.

Región de Caldera (27°S): En Caldera, la secuencia de terrazas se compone de siete niveles, donde paleolíneas de costa se encuentran a alturas que varían desde 0m/+3 m a +200 m. Tres sitios son particularmente representativos de la tectónica extensiva cuaternaria que afecta estas terrazas; dos se agrupan en lo que llamamos el graben de Caldera, el tercero es la falla Bahía Inglesa (Marquardt *et al.* 2004).

El graben Caldera está limitado por la falla Caldera al SE y la falla Calderilla al NW. Está constituido por un conjunto de escarpes de fallas verticales de dirección NE con un rechazo de 2 a 4 m que cortan las líneas de costa del Cuaternario antiguo. No existe rechazo lateral y el pie de los escarpes que va desde el nivel del mar actual, en la playa, hasta más de 45 m de altura, se caracteriza por el desarrollo de pantanos de tipo *sag pond*, actualmente secos. La falla Caldera es la principal y tiene una longitud de 7 km con dirección N55°E. Una trinchera permitió una observación detallada de los diferentes planos de falla del borde SW del graben. El análisis microtectónico permitió calcular una dirección de extensión WNW con $\sigma_3 = N302^\circ E$. La falla Calderilla tiene una longitud de 5 km y una dirección N20°E con un buzamiento al este. En una trinchera perpendicular a este segmento norte del graben se puede observar la suce-

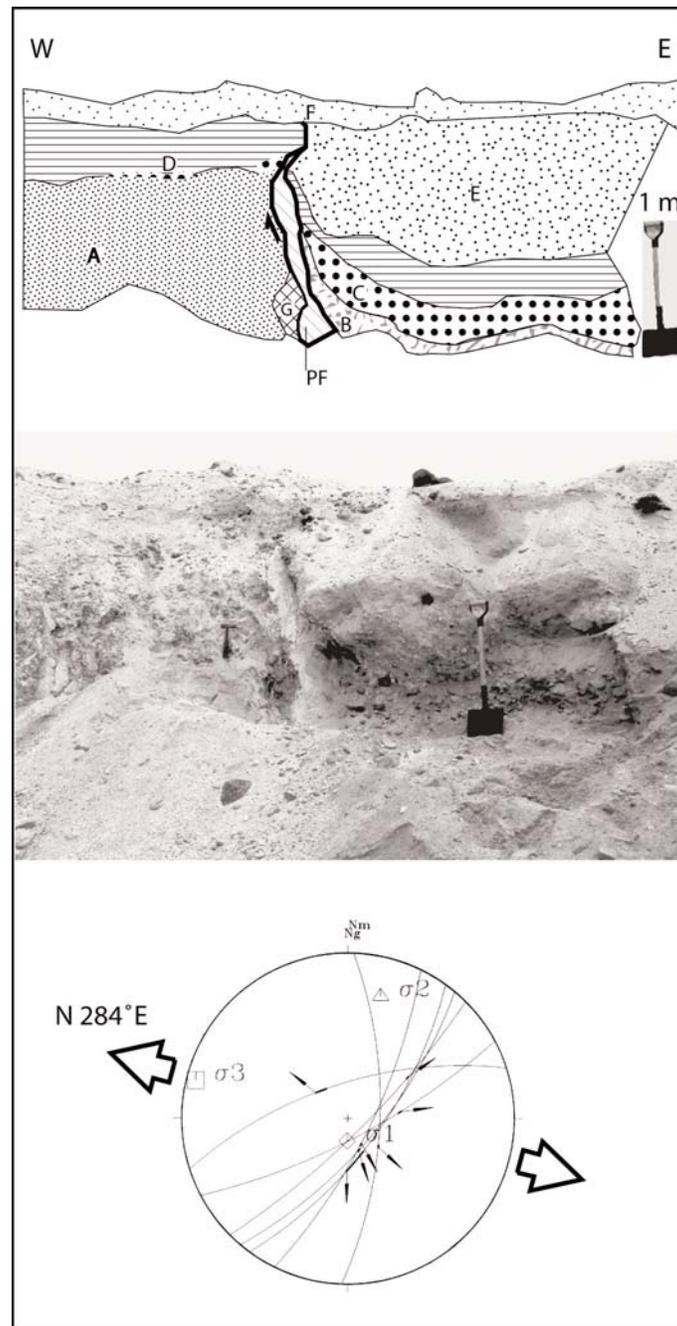


Figura 13: Análisis morfoestructural del margen occidental del graben de Caldera. La falla Calderilla (N40°E 70°E p78°S) tiene una historia compleja con varios movimientos durante el Cuaternario. El último rechazo alcanza casi 1 m (depósito E) (adaptado de Lavenu 2005).

sión de varios movimientos de este sistema de fallas durante el Cuaternario (Fig. 13) (Lavenu 2006). El cálculo de un tensor de esfuerzo da una dirección de extensión cercana a E-W ($\sigma_3 = N284^\circ E$). Este sistema de fallas corta la base de los depósitos cuaternarios asociados a la terraza asignada al estadio isotópico marino 5 (EIM 5), estima-

do en 125 ka máximo. Eso permite calcular una tasa de desplazamiento vertical mínimo del orden de 0,3 a 0,4 m. ka^{-1} . Esta tasa es comparable a la tasa de levantamiento de la costa calculada en 0,3 mm. a^{-1} (Marquardt *et al.* 2004) (Fig. 14). El levantamiento de la costa y el desplazamiento debido a la deformación frágil se producirían simultánea-

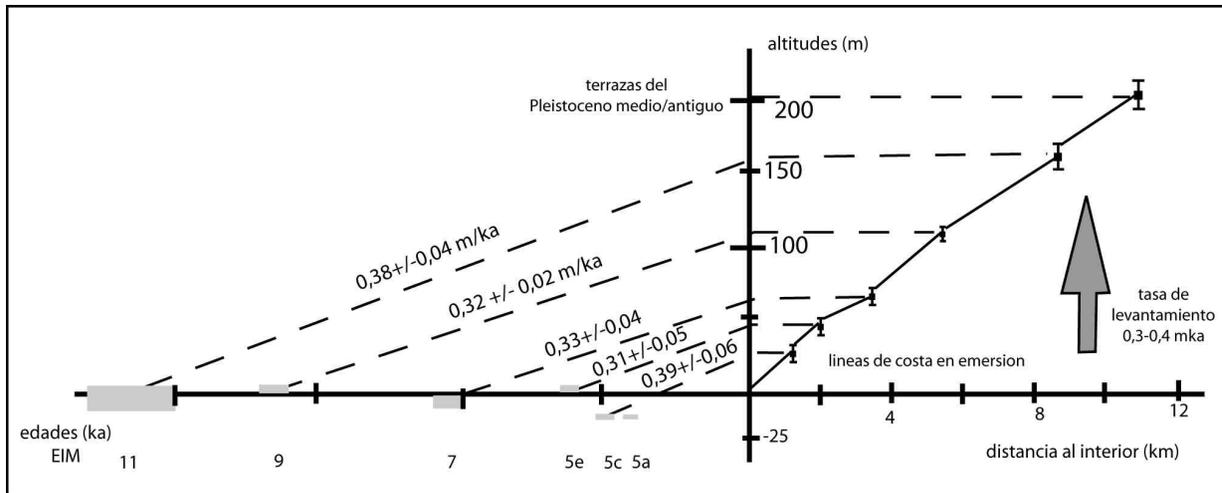


Figura 14: Modelo de levantamiento de la costa en Caldera a partir del estudio de las terrazas marinas cuaternarias desde el estadio isotópico marino 5 (EIM 5) (a, c, e) datado en 125 ka hasta el EIM 11 datado en 430 ka. La tasa promedio de levantamiento se calculó en 0,3 a 0,4 m/ka (modificado de Marquardt *et al.* 2004).

mente durante la deformación de la placa continental en los grandes sismos de subducción.

La falla Bahía Inglesa, unos kilómetros al sur del graben Caldera, tiene una dirección NNE y una longitud de 2,5 km. El escarpe buza 80° al oeste en su segmento norte y 70° al este en su segmento sur, lo que corresponde a una falla en tijera (Fig. 15). En su parte central, este sistema de fallas constituye un pequeño horst con un rechazo medido máximo de 4 m. Es compatible con una extensión WNW y afecta también los depósitos de la terraza EIM 5 (ca. 125 ka). La tasa máxima de desplazamiento vertical calculada es $0,27 \text{ m}\cdot\text{ka}^{-1}$. En la zona de Caldera, la tasa de levantamiento general de las terrazas y por ende de la línea de costa, durante los últimos 430 ka (MIS 11) se calculó en $0,31 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$. Corresponde aproximadamente a la tasa de deformación y del desplazamiento tectónico a lo largo de las fallas normales cuaternarias (Marquardt *et al.* 2004), comparable con las diferentes tasas calculadas en la península de Mejillones. *Norte Chico-Sur de La Serena* ($\sim 32^\circ\text{S}$): La falla Quebrada El Teniente, localizada al sur de la península de Alto Talinay, en la quebrada El Teniente, pertenece a un sistema de fallas que afecta depósitos atribuidos al Cuaternario, formando un pequeño *horst*. La superficie topográfica actual no presenta escarpe de falla. Estrías medidas en los planos de fallas (falla normal principal $\text{N}10^\circ\text{E}$ $\text{p}74^\circ\text{S}$) demuestran que son compati-

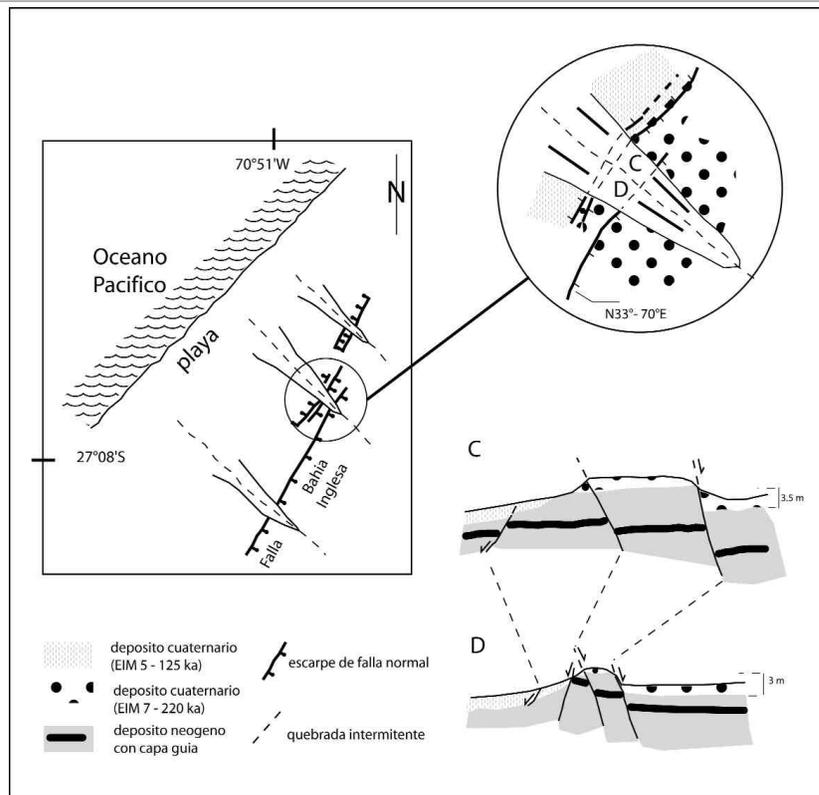


Figura 15: Detalle de la falla Bahía Inglesa y su movimiento en tijera. Del perfil C al perfil D el segmento de falla más occidental cambia de buzamiento, pasando de este a oeste.

bles con una extensión de dirección E a ENE.

Península de Arauco (37°S): Algunas observaciones de terreno nos permitieron estudiar la deformación extensiva post-pleocena de dirección ENE, sin posibilidad de cálculo

del tensor de esfuerzo. Para Melnick *et al.* (2005), estas fallas normales visibles en superficie constituyen un graben como consecuencia de una deformación por flexión y reajustes por gravedad locales asociados a plegamiento y levantamiento.

COMPRESIÓN N-S Y TRANSPRESIÓN NE-SW, CONSECUENCIAS DE LA PARTICIÓN DE LA DEFORMACIÓN PLEISTOCENA

Compresión N-S pleistocena en la zona de antearco: La costa, que se encuentra siempre aquí a más de 100 km de la fosa al interior del antearco, sufre un levantamiento general pero no se advierte una deformación en extensión como en Caldera o la península de Arauco. Al contrario, se observa una compresión N-S como en el resto del antearco. Al sur de Valparaíso, en San Antonio, una secuencia neógena-cuaternaria (Valenzuela 1992, Wall *et al.* 1996) está cortada por una superficie de abrasión a 200/250 m de altitud cuya edad se estima en pliocena superior/cuaternaria antigua. Esta superficie está cortada por la erosión y sedimentos arenosos pleistocenos que se encajonan en esta superficie. Descansan sobre un paleorelieve de gneises del substrato paleozoico del batolito costero. Una falla inversa hace cabalgar estos gneises

sobre las arenas pleistocenas. Cerca, otras fallas inversas afectan los gneises. Un análisis microtectónico de estas fallas estrías permite concluir en una dirección de compresión $\sigma_1 = N185^\circ E$.

En Chile Central y Sur, entre 33° y 47°S, esta deformación en compresión se observa tanto en la costa como en la Depresión Central y en el flanco oeste de la Cordillera Principal. Así, a 30 km al SE de Santiago, una falla inversa afecta los depósitos estimados de edad pleistocena media de una terraza fluvial alta del Río Maipo (Fig. 16). La falla no desplaza la superficie topográfica actual de la terraza. Varias pequeñas fallas inversas son paralelas a la traza de la falla principal y un cálculo permite caracterizar la dirección de esfuerzo como $\sigma_1 = N338^\circ E$. El substrato de las terrazas cuaternarias, de edad oligo-miocena, está también afectado por esta tectónica de compresión de dirección N-S ($\sigma_3 = N162^\circ E$). Más al sur, en la Depresión Central, los sedimentos cuaternarios fluviales a fluvio-glaciales (Varela y Moreno 1982, Thiele *et al.* 1998) son

afectados por fallas inversas con rechazo métrico, compatibles con una dirección de compresión aproximadamente N-S ($\sigma_1 = N359^\circ E$ en Esperanza y $\sigma_1 = N190^\circ E$ en Quilquihenco). Todavía más al sur, al este de Puerto Montt, gravas atribuidas al Cuaternario (Heusser y Flint 1977; Hausser 1986) son afectadas también por una deformación en compresión de dirección promedio NNE (cálculos hechos en tres sitios de medidas indican $\sigma_1 = N204^\circ E$, $\sigma_1 = N26^\circ E$, y $\sigma_1 = N48^\circ E$). En la isla de Chiloé, varios afloramientos de rocas neógenas y cuaternarias presentan una deformación en compresión cercana a N-S (σ_1 entre $N9^\circ E$ y $N52^\circ E$).

Transpresión NE-SW pleistocena en la zona de intraarco: A lo largo del sistema de falla Liquiñe-Ofqui, en el arco volcánico se pudo evidenciar la partición de los esfuerzos durante el Cuaternario, gracias a unas 208 medidas en seis sitios en rocas de edad miocena (8,1 Ma) a pleistocena (1,6 Ma y más joven) (edades de acuerdo a Munizaga *et al.* 1984, 1988, Cembrano *et al.* 1996, Alarcon

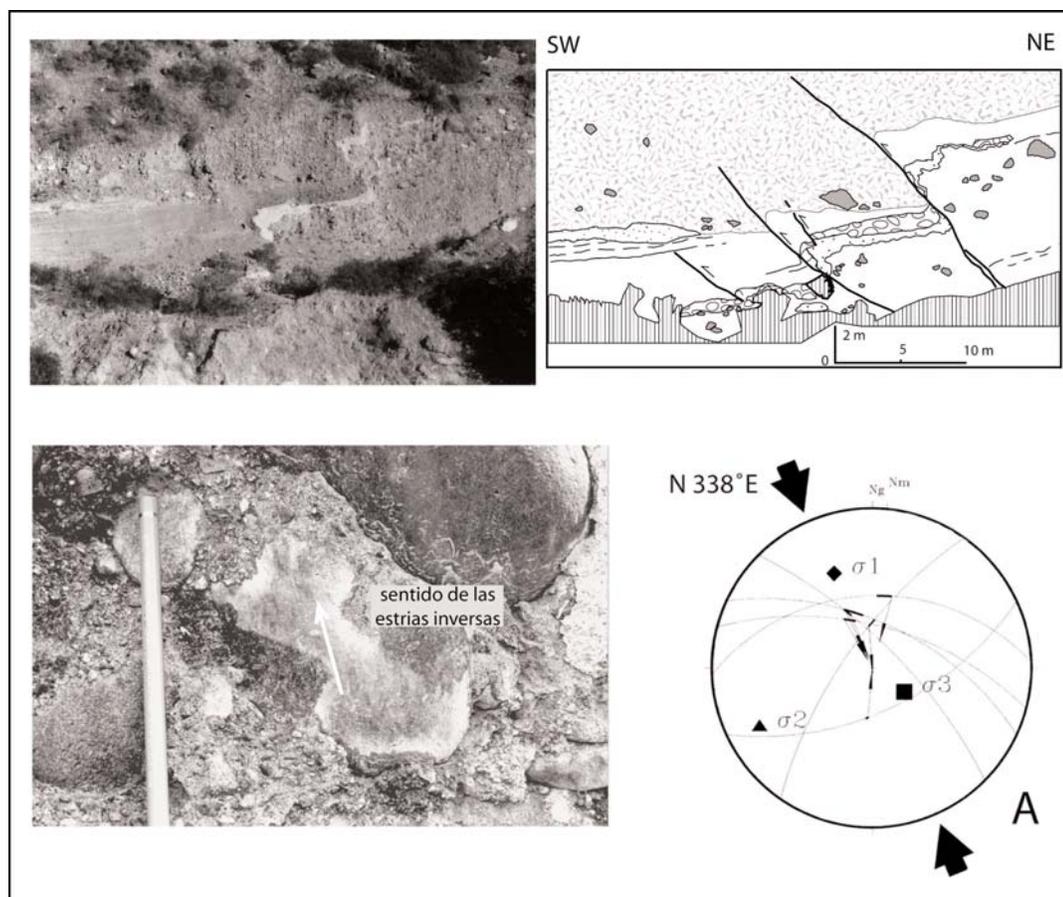


Figura 16: Las terrazas del río Maipo (este de Santiago de Chile) y la compresión cuaternaria N-S. Una terraza alta está afectada por una compresión dando lugar a fallamiento y pliegues de arrastre. Estrías en cantos rodados permiten calcular un tensor de esfuerzo cercano a N-S ($\sigma_1 = N338^\circ E$).

1995). En el intraarco, posteriormente a la deformación del Plioceno superior y de dirección E-W, la deformación en transpresión se hace según un eje σ_1 de dirección NE (σ_1 promedio = $N42^\circ \pm 20^\circ E$), σ_3 es NW, oblicuo junto al límite de placa y al sistema de falla Liquiñe-Ofqui. La figura 17 ilustra como el régimen de esfuerzo, con σ_1 de misma dirección, puede pasar de transpresivo a transtensivo según las direcciones de las fallas que activa.

CONCLUSIONES

El estudio del estado de esfuerzo (o de deformación instantánea) reciente a actual en los Andes permite reconocer diferentes tipos de comportamientos de la placa continental de Sudamérica a lo largo del margen activo. Estos comportamientos están relacionados con la pendiente de la placa subducida, el valor del ángulo de la oblicuidad de la convergencia entre las placas oceánica y continental, las fuerzas de volumen (body forces) y las fuerzas de borde (boundary forces), la presencia o la ausencia de zonas de bloqueo en la placa cabalgante y la posibilidad para los bloques costeros de poder escapar libremente (Fig. 18).

- En Ecuador, donde la oblicuidad de la convergencia es muy grande ($\gamma = 31$ a 43°) el bloque costero es empujado hacia el norte y es afectado por una extensión de dirección N-S. Siendo el levantamiento de la cadena relativamente lento, el valor del efecto topográfico resulta débil. Una larga falla de rumbo, la Megafalla Dolores-Guaquil, separa el Bloque Costero Ecuatoriano de la cadena principal y una deformación compresiva de dirección E-W se desarrolló, debida a las fuerzas de borde.

- En Bolivia, al nivel de la cual la oblicuidad de la convergencia es relativamente débil ($\gamma = 20^\circ$ a 24°), los altos Andes (altitudes promedio mayores de los Andes) son afectados por una deformación en extensión de dirección N-S, esencialmente debida a las fuerzas de volumen. Un régimen tectónico compresivo E-W se observa solamente a lo largo del límite entre cadena y escudo amazónico (fuerzas de borde). A una altitud intermedia, se observan juntos la extensión N-S y la compresión/transpresión E-W.

- En el centro y sur de Chile, caracterizado

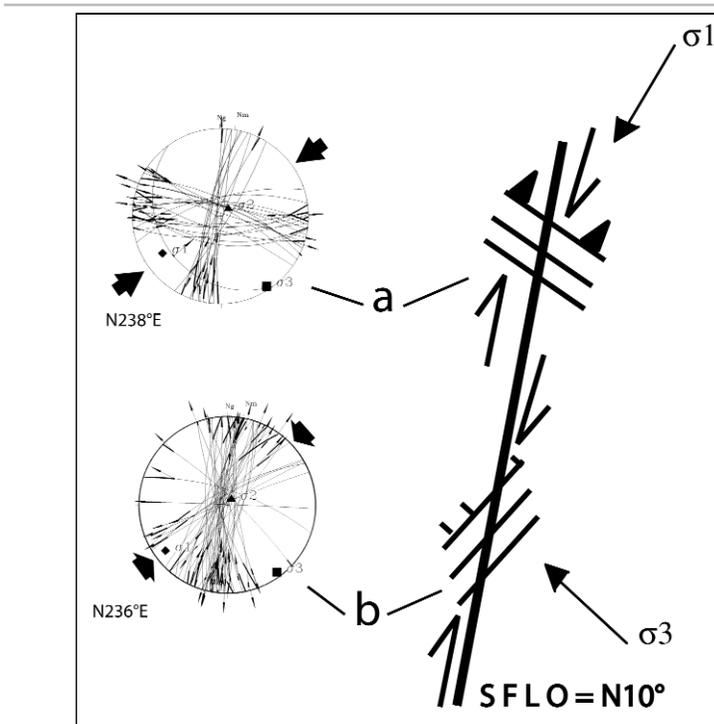


Figura 17: Cálculo del tensor de esfuerzo en dos sitios del sistema de falla Liquiñe-Ofqui ($N10^\circ E$). Se trata de un régimen en falla de rumbo de dirección principal NE ($\sigma_1 = N236^\circ E$), transpresivo cuando las fallas secundarias asociadas a la falla principal son de dirección W a WNW o transtensivo cuando las fallas secundarias son de dirección NE-SW a ENW-SSW. La caracterización del régimen se hace gracias a la relación de forma $R = \sigma_2 - \sigma_1 / \sigma_3 - \sigma_1$, del elipsoide del tensor de esfuerzo (e.g. Lavenu 2005 *et al.* 2006).

por una oblicuidad intermedia del vector convergencia ($\gamma = 22^\circ$ a 30°), las zonas del antearco y del intraarco de la Cordillera, esta última con topografía más baja en relación a Bolivia, son afectadas respectivamente por una deformación en compresión N-S y una transpresión de dirección NE.

- En Chile, en particular, los desplazamientos verticales de las zonas costeras, debidos a una extensión E-W, dependen de la distancia de la costa a la fosa (~ 80 km) y esta deformación vertical caracteriza las partes más occidentales del antearco continental. La compresión N-S se nota en el antearco de los Andes hacia el sur, en áreas ubicadas a más de 80 km de la fosa. Hacia el norte, en la región de La Serena ($30^\circ S$) y hasta Copiapó ($27^\circ S$) no se observa esta compresión: esta región corresponde a la zona de *flat slab*. Las relaciones entre las deformaciones cuaternarias y la actividad sísmica son todavía mal conocidas.

- Allmendinger *et al.* (2005) sugieren que la deformación plio-cuaternaria en compresión N-S del antearco del norte de Chile, puede ser probablemente el resultado de

procesos relacionados con la curvatura del orocliño y el acoplamiento de las placas. No sabemos si existe una relación con las deformaciones de misma dirección y de misma edad, observadas en el Altiplano en Bolivia y Perú. Los datos GPS publicados recientemente concerniendo la deformación del límite entre las placas Nazca y Sudamericana en los Andes centrales, indican esencialmente un vector velocidad E-W aproximadamente paralelo con el vector convergencia (Norabuena *et al.* 1998, Bevis *et al.* 1999, 2001, Kendrick *et al.* 1999, 2001, Klotz *et al.* 2001, Ruegg *et al.* 2002, Brooks *et al.* 2003). Estos autores interpretan aquellos desplazamientos como el resultado del campo de velocidad cortical intersísmico. Durante los grandes sismos de subducción, en el norte de Chile por ejemplo, el deslizamiento a lo largo de la zona de interplaca induce una deformación en extensión cósmica E-W en la placa superior, paralelamente al vector convergencia (caso de los sismos de Valdivia en 1960 y de Antofagasta en 1995, ambos ubicados en la parte externa del antearco) como acabamos de

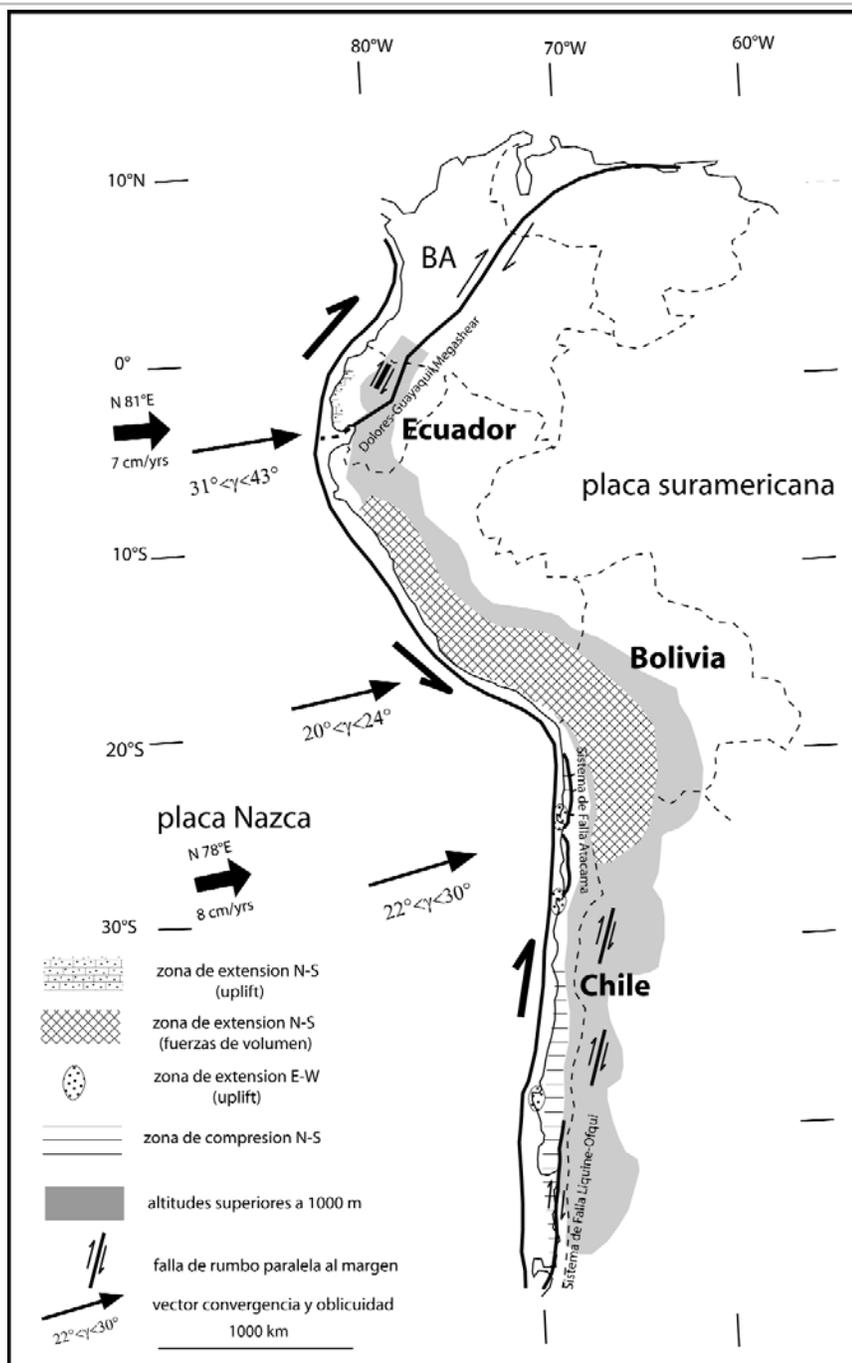


Figura 18: Compilación de los regimenes de deformación durante el Cuaternario en los Andes del Norte y centrales.

describirlo en este texto. Durante el periodo intersísmico, el movimiento de las placas está bloqueado a poca profundidad (Bevis y Martel 2001) lo que induce un acortamiento de la placa (Delouis *et al.* 1998). Sin embargo no se advierte una partición de la deformación por ejemplo en la parte interna del antearco y solo una deformación en compresión E-W existe en el Plioceno

superior. En el centro y sur de Chile, interpretamos la compresión N-S como el resultado de una deformación cosísmica relacionada a la partición de la deformación del conjunto del antearco. Según Lavenu (2006), no se puede considerar la Cordillera de los Andes como una sola mi-croplaca rígida apretada entre la placa Nazca y la placa Sudamericana según el modelo de

Bevis *et al.* (2001) y Bevis y Martel (2001). Son varias fajas paralelas a la fosa y a la dirección principal de la Cordillera, la partición actuando a lo largo de fallas principales dextral-inversas según una deformación "plástica distribuida de manera suave" en un "antearco mecánicamente coherente" según Bevis *et al.* (2001).

- En lo que concierne al levantamiento de las terrazas marinas, los diferentes tipos y tasas de los movimientos verticales se estiman como relativamente independientes de las tasas y de la dirección del vector convergencia, de la oblicuidad de este vector en relación a la fosa y la edad y la pendiente de la placa subducida. Al contrario, estos movimientos verticales son fuertemente dependientes de la morfología de la placa subducida (dorsales asísmicas) y de la estructura de la placa cabalgante.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Adam, J. y Reuther, C.-D. 2000. Crustal dynamics and active fault mechanics during subduction erosion. Application of frictional wedge analysis on to the North Chilean Forearc. *Tectonophysics* 321: 297-325.
- Allmendinger, R. W., Gonzalez, G., Yu, J., Hoke, G. e Isacks, B. 2005. Trench-parallel shortening in the northern Chilean forearc; tectonic and climatic implications. *Geological Society of America, Bulletin* 117(1-2): 89-104.
- Armijo, R., Tapponnier, P., Mercier, J.L. y Han, T.L. 1986. Quaternary extension in southern Tibet: field observations and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 91: 13803-13873.
- Armijo, R. y Thiele, R. 1990. Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary? *Earth and Planetary Science Letters* 98: 40-61.
- Baldock, J. W. 1982. *Geology of Ecuador*. Ministerio Recursos Naturales Energía. Explanatory Bulletin of the National Geologic Map of the Republic of Ecuador, Escala: 1: 1.000.000.
- Barberi, F., Coltelli, M., Ferrara, G., Innocenti, F., Navarro, J.M. y Santacroce, R. 1988. Plio-Quaternary volcanism in Ecuador. *Geological Magazine* 125 (1): 1-14.
- Beck, M.E. 1991. Coastwise transport reconside-

- red: lateral displacements in oblique subduction zones, and tectonic consequences. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 68: 1-8.
- Cabré, R. y Vega, Á. 1989. Sismicidad de Bolivia. Laboratorio San Calixto, Publicación 40, La Paz.
- Cabrera, J., Sébrier, M. y Mercier, J. L. 1991. Plio-Quaternary geodynamic evolution of a segment of the Peruvian Andean Cordillera located above the change in the subduction geometry: the Cuzco region. *Tectonophysics* 190: 331-362.
- Cahill, T. e Isacks, B. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research* 97: 17503-17529.
- Campbell, C.J. 1974. Ecuadorian Andes. En Spencer A.M. (eds.) *Mesozoic-Cenozoic orogenic belts*. Geological Society, Special Publication 4: 725-732, London.
- Cantalamessa, G. y Di Celma, C. 2004. Origin and chronology of Pleistocene marine terraces of Isla de la Plata and of flat, gently dipping surfaces of the southern coast of Cabo San Lorenzo (Manabí Ecuador). *Journal of South American Earth Sciences* 16: 633-648.
- Cembrano, J., Hervé, F. y Lavenu, A. 1996. The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics* 259: 55-66.
- Centro regional de sismología para América del Sur (CERESIS) 1985. Catálogo de terremotos para América del Sur. 6: Eds. Askew B., Algermissen S.I., 3: 103 p.
- Clapperton, C.M. 1979. Glaciation in Bolivia before 3.27 Myr. *Nature*, 277(5695): 375-377.
- Clapperton, C.M. 1987. Glacial geomorphology, Quaternary glacial sequence and paleoclimatic inferences in the Ecuadorian Andes. En V. Gardiner (ed.) *International Geomorphology Part II*: 843-870.
- Colmenares, L. y Zoback, M.D. 2003. Stress field and seismotectonics of northern South America. *Geology* 31(8): 721-724.
- Chinn, D. S. e Isacks, B. L. 1983. Accurate source depths and focal mechanisms of shallow earthquakes in western South America and in the New Hebrides Island Arc. *Tectonics* 2(6): 529-563.
- Chlich, M., Chabaliér, J.B., Ruegg, J.C., Armijo, R., Dmowska, R., Campos, J. y Feigl, K.L. 2004. Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations. *Geophysical Journal International* 158: 695-711.
- Dalmayrac, B. y Molnar, P. 1981. Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress. *Earth Planetary Science Letters* 55: 473-481.
- Delouis, B., Monfret, T., Dorbath, L., Pardo, M., Rivera, L., Comte, D., Haessler, H., Caminade, J.P., Ponce, L., Kausel, E. y Cisternas, A. 1997. The Mw = 8.0 Antofagasta (Northern Chile) earthquake of July 30, 1995 - A precursor to the end of the large 1877 gap. *Bulletin Seismological Society of America* 87(2): 427-445.
- Delouis, B., Philip, H., Dorbath, L. y Cisternas, A. 1998. Recent crustal deformation in the Antofagasta region (Northern Chile) and the subduction process. *Geophysical Journal International* 132: 302-338.
- Deniaud, Y., Baby, P., Basile, C., Ordoñez, M., Montenegro, G. y Mascle, G. 1999. Ouverture et évolution tectono-sédimentaire du Golfe de Guayaquil: basin d'avant arc néogène et quaternaire du Sud des Andes équatoriennes. *Comptes Rendus Académie Sciences* 328(3): 181-187, Paris.
- Dewey, J.F. y Lamb, S.H. 1992. Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics* 205: 79-95.
- Dumont, J. F., Alvarado, A., Guillier, B., Lavenu, A., Martínez, C., Ortlieb, L., Poli, J. T., y Labrousse, B. 1997. Coastal morphology as related to geodynamics in western Ecuador: preliminary results. En *Late Quaternary Coastal Tectonics*, Abstracts 16, London.
- Ego, F. 1995. Accommodation de la convergence oblique dans une chaîne de type cordillérain: les Andes d'Equateur. Tesis Doctoral, Universidad Paris-Sud (inédito), 209 p., Orsay.
- Ego, F., Sébrier, M., Lavenu, A., Yepes, H. y Egues, A. 1996. Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* 259: 101-116.
- Evernden, J.F., Kriz, S. y Cherroni, C. 1977. Potassium-Argon ages of some Bolivian rocks. *Economic Geology*, 72: 1042-1061.
- Feininger, T. y Bristow, C.R. 1980. Cretaceous and paleogene geologic history of coastal Ecuador. *Geologischen Rundschau* 69(3): 849-874.
- Feininger, T. y Seguin, M.K. 1983. Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador. *Geology* 11: 40-44.
- Froidevaux, C. e Isacks, B. 1984. The mechanical state of the lithosphere in the Altiplano-Puna segment of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 71: 305-314.
- González, G., Cembrano, J., Carrizo, D., Macci, A. y Schneider, H. 2003. The link between forearc and Pliocene-Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 321-342.
- Hall, M. L., Basabe, P. y Yepes, H. 1980. Estudio de las fallas tectónicas y la actividad microsísmica del Valle interandino, entre Pastocalle y Ambato. *Politécnica, Monografías Geológicas* 2: 57-78, Quito.
- Hall, M.L. y Ramon, P. 1978. Estudio microsísmico del Valle Interandino entre Latacunga y Guayllabamba. Dirección Nacional de Defensa Civil, informe inédito, 29 p.
- Hall, M.L. y Yepes, H. 1980. Fallamiento y actividad microsísmica en el Valle interandino, Ecuador. *Revista Geofísica, IPGH* 13: 36-44.
- Hamblin, W. K. 1976. Patterns of displacement along the Wasatch fault. *Geology*, 4: 619-622.
- Hauser, A. 1986. Los Rodados Multicolores: su distribución y características en el sur de Chile. *Revista Geológica de Chile* 27: 69-83.
- Heusser, C. y Flint, R. 1977. Quaternary glaciations and environments of northern Isla Chiló, Chile. *Geology* 5: 305-308.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.L., Morley, J.J., Pisias, N.G. y Shackleton, N.J. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from revised chronology of the marine ¹⁸O record. En Berger, A., Imbrie, J., Hays, J.D., Kukla, G., Saltzman, B. (eds.) *Milankovitch and climate*, 269-305, Reidel, Dordrecht.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A. y Ando, C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America, Bulletin* 94: 341-361.
- Kennan, L., Lamb, S. y Rundle, C. 1995. K-Ar dates from the Altiplano and Cordillera oriental of Bolivia: implications for Cenozoic stratigraphy and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences* 8(2): 163-186.
- Lamb, S. 2000. Active deformation in the Bolivian Andes, South America. *Journal of Geophysical Research* 105(B11): 25627-25653.
- Lambeck, K. y Nakada, M. 1992. Constraints on

- the age and duration of the last interglacial period and on sea-level variations. *Nature* 357: 125-128.
- Lavenu, A. 1981. Origine et évolution néotectonique du lac Titicaca. *Revue d'Hydrobiologie Tropicale* 14(4): 289-297.
- Lavenu, A. 1984. Age pliocène de la Formation Remedios dans l'Altiplano bolivien. Caractères de la tectonique pliocène. *Comptes Rendus Académie Sciences*, 299: 1051-1054, Paris.
- Lavenu, A., 1986. Etude néotectonique de l'Altiplano et de la Cordillère orientale des Andes boliviennes. Thèse de Doctorat es Sciences, Université de Paris-Sud, (inérito), 434 p., Paris.
- Lavenu, A. 1988. Etude tectonique et néotectonique de l'Altiplano et de la Cordillère orientale des Andes boliviennes. ORSTOM, Travaux et Documents microfichés, 28, 420 p., Paris.
- Lavenu, A. 1992. Formation and geological evolution. En Dejoux C. e Iltis A. (eds.) *Lake Titicaca*, 1-13. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht.
- Lavenu, A. 1995. Geodinámica plio-cuaternaria en los Andes centrales: el Altiplano norte de Bolivia. En Suarez R. (ed.) *Fosiles y facies de Bolivia: III Revista Técnica de YPFB*, 16(1-2): 76-96, Cochabamba.
- Lavenu, A. y col. 2006. Evidencias de fallas cuaternarias en los Andes de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín, (en prensa).
- Lavenu, A., Bonhomme, M.G., Vatin-Pérignon, N. y Depachtère, P. 1989. Neogene magmatism in the Bolivian Andes between 16°S and 18°S: stratigraphy and K/Ar geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 2: 35-47.
- Lavenu, A. y Cembrano, J. 1999. Compressional and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of central and southern Chile). *Journal of Structural Geology* 21: 1669-1691.
- Lavenu, A., Fornari, M. y Sébrier, M. 1984. Existence de deux nouveaux épisodes lacustres quaternaires dans l'Altiplano péruvobolivien. *Cahiers ORSTOM, série Géologie* 14(1): 103-114.
- Lavenu, A. y Mercier, J.-L. 1991. Évolution du régime tectonique de l'Altiplano et de la Cordillère orientale des Andes de Bolivie du Miocène supérieur à l'Actuel. Un effet des forces de gravité et des forces aux limites. *Géodynamique* 6: 21-55.
- Lavenu, A., Noblet, C. y Winter, T. 1993. Neogene on going tectonics in Southern Ecuadorian Andes. Analysis of the evolution of the stress field. *Journal of Structural Geology* 17(1): 47-58.
- Lavenu, A., Noblet, C., Bonhomme, M.G., Egüez, A., Dugas, F. y Vivier, G. 1992. New K/Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes: Implications for the relationships between sedimentation, volcanism, and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences* 5(3/4): 309-320.
- Lavenu, A., Noblet, C. y Winter, T. 1995a. Neogene ongoing tectonics in the southern Ecuadorian Andes. Analysis of the evolution of the stress field. *Journal of Structural Geology* 17(1): 47-58.
- Lavenu, A., Winter, T. y Davila, F. 1995b. A Pliocene-Quaternary compressional basin in the Interandean Depression. *Central Ecuador. Geophysical Journal International* 121: 279-300.
- Maldonado, S. y Astudillo, L. 1989. Formation and evolution of intermontane basins of central and northern zones from Ecuador. En Thanasuthipitak, T., Ounchanum, P. (eds.) *International Symposium on intermontane Basins: Geology and Resources*, 318-325, Chiang May.
- Marquardt, C. 2005. Déformation néogènes dans la côte nord du Chili, avant-arc des Andes Centrales. Thèse de l'Université Paul Sabatier, Toulouse III, (inérito), 213 p., Toulouse.
- Marquardt, C., Lavenu, A., Ortlieb, L., Godoy, E. y Comte, D. 2004. Coastal Neotectonics in Southern Central Andes: Uplift Rates and Strain Patterns in the Caldera Area, Northern Chile (27°S). *Tectonophysics* 394(3-4): 193-219.
- Marquardt, C., Ritz, J.F., Philip, H., Bourles, D., Braucher, R., Lavenu, A., Ortlieb, L. y Delouis, B. 2003. Slip rates of a late Quaternary normal fault in Mejillones Peninsula (23°S) estimated using 10Be exposure ages. 10° Congreso Geológico Chileno, Actas CD.
- Martinson, D.G., Piaias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore Jr, T.C. y Shackleton, N. 1987. Age Dating and the Orbital Theory of the Ice Ages: Development of a High-Resolution 0 to 300,000-year Chronostratigraphy. *Quaternary Research* 27: 1-29.
- McCaffrey, R. 1992. Oblique plate convergence, slip vectors, and forearc deformation. *Journal of Geophysical Research* 97: 8905-8915.
- McCourt, W.J., Aspden, J.A. y Brook, M. 1984. New geological and geochronological data from Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. *Journal of Geological Society*, 141: 831-841, London.
- McFadden, B.J., Siles, O., Zeitler, P., Johnson, N.M. y Campbell, K.E.Jr. 1983. Magnetic polarity stratigraphy of the Middle Pleistocene (Ensenadan) Tarija Formation of Southern Bolivia. *Quaternary Research* 19: 172-187.
- Melnick, D., Bookhagen, B., Echtler, H. y Strecker, M.R. 2005. Active shortening, surface deformation and Late Neogene coastal geomorphology of the Arauco Region, Chile. 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005), Extended Abstracts: 502-503, Barcelona.
- Mercer, J. H. Y Palacios, O. 1977. Radiocarbon dating of the last glaciation in Peru. *Geology* 5: 600-604.
- Mercier, J.L., Sébrier, M., Lavenu, A., Cabrera, J., Bellier, O., Dumont, J.F. y Macharé, J. 1992. Changes in the tectonic regime above a subduction zone of Andean type: the Andes of Peru and Bolivia during the Pliocene-Pleistocene. *Journal of Geophysical Research* 97: 11945-11982.
- Munizaga, F., Hervé, F. y Drake, R. 1984. Geocronología K-Ar del extremo septentrional del batolito patagónico en la Región de los Lagos, Chile. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 3: 133-145.
- Munizaga, F., Hervé, F., Drake, R., Pankhurst, R.J., Brook, M. y Snelling, N. 1988. Geochronology of the Lake Region of south-central Chile (39°-42°S). Preliminary results. *Journal of South American Earth Sciences* 1(3): 309-316.
- Noblet, C., Lavenu, A. y Schneider, F. 1988. Etude géodynamique d'un bassin intramontagneux tertiaire sur décrochements dans les Andes du sud de l'Equateur. *Revue de Géodynamique* 3(1-2): 117-138.
- Observatorio Astronómico de Quito, 1959. Breve historia de los principales terremotos en la republica del Ecuador. Publicación del Comité del Año Geofísico Internacional del Ecuador, Ministerio de Educación Pública, 37 p., Quito.

- Ortlieb, L. 1995. Late Quaternary Coastal Changes in northern Chile: Guidebook for a fieldtrip, II annual meeting of the IGCP, Project 367, ORSTOM, 175 p., Antofagasta.
- Ortlieb, L., Díaz, A., y Guzmán, N. 1996b. A warm interglacial episode during isotope stage 11 in Northern Chile. *Quaternary Science Reviews* 15: 857-871.
- Ortlieb, L., Zazo, C., Goy, J., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B. y Cournoyer, L. 1996a. Coastal deformation and sea-level changes in the northern Chile subduction area (23°S) during the last 330 Ky. *Quaternary Science Reviews* 15: 819-831.
- Pennington, W.D. 1981. Subduction of the eastern Panama basin and seismotectonics of northwestern south America. *Journal of Geophysical Research* 86(B11): 10753-10770.
- Saint Amand, P. y Allen, C.R. 1960. Strike-slip faulting in northern Chile (abst.). *Geological Society of America, Bulletin* 71: 1965.
- Santana, E., Dumont, J. F., Vilema, W., y Pedoja, K. 2003. Opening of the Gulf of Guayaquil: quantifying the motion from the trench to the Andean Cordillera. *Geophysical Research Abstracts* 5: 14195, European Geophysical Society, Nice.
- Sébrier, M., Lavenu, A., Fornari, M. y Soulas, J.P. 1988. Tectonics and uplift in the Andes of southern Peru and central Bolivia from Oligocene to Present. *Géodynamique* 3(1-2): 85-106.
- Sébrier, M., Mercier, J.L., Mégard, F., Laubacher, G. y Carey-Gailhardis, E. 1985. Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the central Andes of south Peru. *Tectonics* 4: 739-780.
- Soulas, J.P. 1988. Informe de misión en el Ecuador. Proyecto UNDRO-EPN. Programa de prevención y de planificación para desastres en el Ecuador y países vecinos, (índice), 6 p., Quito.
- Soulas, J.P., Egüez, A., Yepes, H. y Perez, V. 1991. Tectónica activa y riesgo sísmico en los Andes ecuatorianos y el extremo sur de Colombia. *Boletín Geológico Ecuatoriano* 2(1): 3-11.
- Stauder, W. 1975. Subduction of the Nazca plate under Peru as evidence by focal mechanisms and by seismicity. *Journal of Geophysical Research* 80(8): 1053-1064.
- Takai, F., Mizuno, T., Iwasaki, Y., Tanaka, K. e Yoshida, A. 1982. Tarija mammal-bearing formation in Bolivia. *The Reseach Institut of Evolutionary Biology* 3: 1-72 Tokyo.
- Thiele, R., Moreno, H., Elgueta, S., Lahsen, A., Rebolledo, S., y Petit-Breuilh, E. 1998. Evolución geológico-geomorfológica cuaternaria del tramo superior del valle del río Laja. *Revista Geológica de Chile*, 25(2): 229-253.
- Trenkamp, R., Kellog, J., Freymuller, J. y Mora, H. 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CAPA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 157-171.
- Valenzuela, E. 1992. Desplazamientos tectónicos y eustáticos de la Costa central de Chile durante el Neogeno. *Comunicaciones* 43: 77-88.
- Van der Hammen, T. 1981. The Pleistocene changes of vegetation and climate in the Northern Andes. En S. Hastenrath y A.A. Balkema (eds.) *The glaciation of the Ecuadorian Andes* 125-145.
- Varela, J. y Moreno, H. 1982. Los depósitos de relleno de la Depresión Central de Chile entre los Ríos Lontué y Bío-Bío. 3º Congreso Geológico de Chile, Actas 3(2): F280-F306.
- Wall, R., Gana, P. y Gutiérrez, A. 1996. Mapa Geológico del área de San Antonio-Melipilla. Regiones de Valparaíso, Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Sernageomin, Mapa 2, escala 1/100 000, Santiago.
- Wallace, R.E. 1977. Profiles and ages of a young fault scarp (north central Nevada). *Geological Society of America, Bulletin* 88: 1267-1281.
- Wallace, R.E. 1978. Geometry and rates of change of fault generated range fronts (north central Nevada). *Journal Research, U.S.G.S.* 6(5): 637-650.
- Winter, T. 1990. Mécanismes de déformations récentes dans les Andes équatoriennes. Tesis Doctoral, Universidad Paris-Sud, inédito, 213 p., Orsay.
- Winter, T., Vouac, J.P. y Lavenu, A. 1993. Late Quaternary kinematics of the Pallatanga strike-slip fault (Central Ecuador) from topographic measurements of displaced morphological features. *Geophysical Journal Internacional* 115: 905-920.
- Winter, Th. y Lavenu, A. 1989. Morphological and microtectonic evidence for a major active right lateral strike-slip fault across central Ecuador (South America). *Annales Tectonicae* 3(2): 123-139.
- Witt, C., Bourgeois, J., Michaud, F., Ordoñez, M., Jiménez, N. y Sosson, M. 2005. Development of the Golfo de Guayaquil (Ecuador) as an effect of the North Andean Block tectonic escape since the lower Pleistocene. 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005), Extended Abstracts: 804-808, Barcelona.
- Wright, H.E. 1984. Late glacial and Late Holocene moraines in the Cerros Cuchpanga, central Peru. *Quaternary Research* 21: 275-285.

Recibido: 30 de junio , 2006

Aceptado: 15 de noviembre, 2006