

CONTROLES ESTRUCTURALES DEL LINEAMIENTO TUCUMÁN SOBRE EL MAGMATISMO NEÓGENO Y SUS MINERALIZACIONES ASOCIADAS DEL DISTRITO FARALLÓN NEGRO (CATAMARCA, ARGENTINA): UNA REVISIÓN

Eduardo A. Rossello

CONICET - Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Pabellón II, Ciudad Universitaria, (1428) Buenos Aires, Argentina.
E-mail: rossello@gl.fcen.uba.ar.

Resumen

Se describen los controles estructurales del Lineamiento Tucumán sobre el magmatismo y mineralizaciones contemporáneas del Distrito Farallón Negro, que se expresan desde escalas regionales a microtectónicas, y pueden ser aprovechados para el diseño de actividades mineras prospectivas, exploratorias y extractivas. El Lineamiento Tucumán es un corredor transpresivo dextral dispuesto con rumbo N 70° y localizado entre la Puna y las Sierras Pampeanas (Catamarca, Argentina), que se desarrolla en el antepaís andino durante el Neógeno como consecuencia de la convergencia oblicua que exhibe la subducción de la Placa de Nazca debajo de la Placa Sudamericana. La evolución tectónica de este lineamiento se relaciona temporoespacialmente con un eje de magmatismo Vicuña Pampa-Filo Colorado que se proyecta perpendicularmente desde el eje principal del arco volcánico de la Cordillera de los Andes e incluye al Complejo Volcánico Farallón Negro. En la intersección del Lineamiento Tucumán y el eje volcánico Vicuña Pampa-Filo Colorado, localizada en el centro de la provincia de Catamarca, se hospeda una de las mayores concentraciones de depósitos minerales metalíferos conocidas en la Argentina, muchos de ellos de categoría mundial, que incluye varios pórfidos cupríferos (Bajo La Alumbraera, Agua Rica, etc.) y depósitos epitermales de metales base y preciosos (Farallón Negro-Alto de la Blenda, Capillitas, etc.). La naturaleza cinemática transcurrente dextral del Lineamiento Tucumán sobre el basamento del antepaís Andino, determina ambientes dilatantes en los pandeos y resaltos derechos en estructuras sintéticas subparalelas y juegos de estructuras discontinuas subordinados antitéticas dispuesto en dirección NNO. Esta dirección ha sido preferencialmente aprovechada por el magmatismo Neógeno para emplazar los cuerpos hipabisales, diques y mineralizaciones asociadas a las conspicuas alteraciones hidrotermales de tipo pórfido cuprífero y epitermales de la región.

Palabras clave: Tectónica andina, transcurrencia, mineralizaciones, magmatismo, controles estructurales de yacimientos, Catamarca, Argentina.

Trabajo presentado con motivo de la entrega del premio "Horacio J. Harrington" en Geología Estructural, el 12 de noviembre de 1999.

Abstract

The structural controls at different scales of the Lineamiento Tucumán on the coeval magmatism and Farallón Negro mineralizations which could be used in the design of exploration and exploitation mining activities are described. The Lineamiento Tucumán is a dextral transpressive corridor 100 km wide and trending N 70° that is placed between the Puna and Sierras Pampeanas geological provinces (Catamarca, Argentina). It developed in the Andean foreland during Neogene as a consequence of the oblique convergence due to the subduction of the oceanic Nazca Plate beneath the continental South America Plate. The tectonic evolution of this megastructure is related both in time and space to the Vicuña Pampa-Filo Colorado magmatic axe perpendicular to the Cordillera de los Andes main volcanic arc and includes the Farallón Negro Volcanic Complex. On the intersection between the Lineamiento Tucumán and the Vicuña Pampa-Filo Colorado magmatic axe, in the Catamarca province took place one of the major Argentine metalliferous ore deposits including the Bajo La Alumbraera and Agua Rica porphyry copper world class deposits and the Farallón Negro-Alto de la Blenda and the Capillitas epithermal base-metal and precious deposits. The dextral transcurrent kinematics of the Lineamiento Tucumán determine dilatance conditions on i) subparallel sintectic structures showing right bends and step-overs and ii) subordinate antitectic discontinuous structures trending NNW. This last direction preferentially controlled the intrusion of the hypabissal stocks, dykes and mineralizations associated with conspicuous porphyry- and epithermal-types of hydrothermal alterations in the region.

Key words: Andean tectonics, wrenching, mineralisations, magmatism, structural controls of ore deposits, Catamarca, Argentina.

Introducción

La subducción de la placa oceánica Nazca, debajo de la placa del continente Sudamericano, genera la Cordillera de los Andes y deforma una extensa porción de su antepaís [véanse más detalles en Cahill & Isacks, 1992; Allmendinger et al., 1993; Cladouhos et al., 1994; Urreiztieta et al., 1996]. Al sur del codo de Arica, se determina una importante convergencia oblicua que permite el desarrollo de megalineamientos que concentran deformaciones transcurrentes (Figura 1).

Por otro lado, este escenario tectónico controla la disposición y evolución del volcanismo contemporáneo que se expresa variablemente a lo largo de diferentes segmentos. En particular, en la porción central de la Cordillera de los Andes, el volcanismo Neógeno tiende a evolucionar según ejes transversales radiales al Codo (Figura 2).

A la latitud de 27° S, en el centro de la provincia de Catamarca, se localiza la región de Farallón Negro [González Bonorino,

1950] que hospeda una de las mayores concentraciones de depósitos minerales conocidas en la Argentina. Dentro de los depósitos se incluyen, al menos, nueve desarrollos de pórfido cuprífero y tres depósitos epitermales de metales base y metales preciosos. De todos ellos, se destacan el Bajo La Alumbraera con sus 780 millones de toneladas de reservas con 0,52 % Cu y 0,67 g/t Au y Agua Rica con 750 millones de toneladas con 0,62 % Cu, 0,037 % Mo y 0,23 g/t Au [Rojas et al., 1999] que representan las acumulaciones cupríferas más importantes del país y por su tamaño, se pueden catalogar como de clase mundial.

El objetivo de este trabajo es la caracterización cinemática de los controles estructurales que ejerce el Lineamiento Tucumán sobre el volcanismo Neógeno y sus mineralizaciones hidrotermales relacionadas. En este sentido, se sumarizan las principales características geométricas y espaciales de los depósitos y del magmatismo asociado y se discuten los aspectos geoeconómicos de estos controles sobre las actividades de prospección,

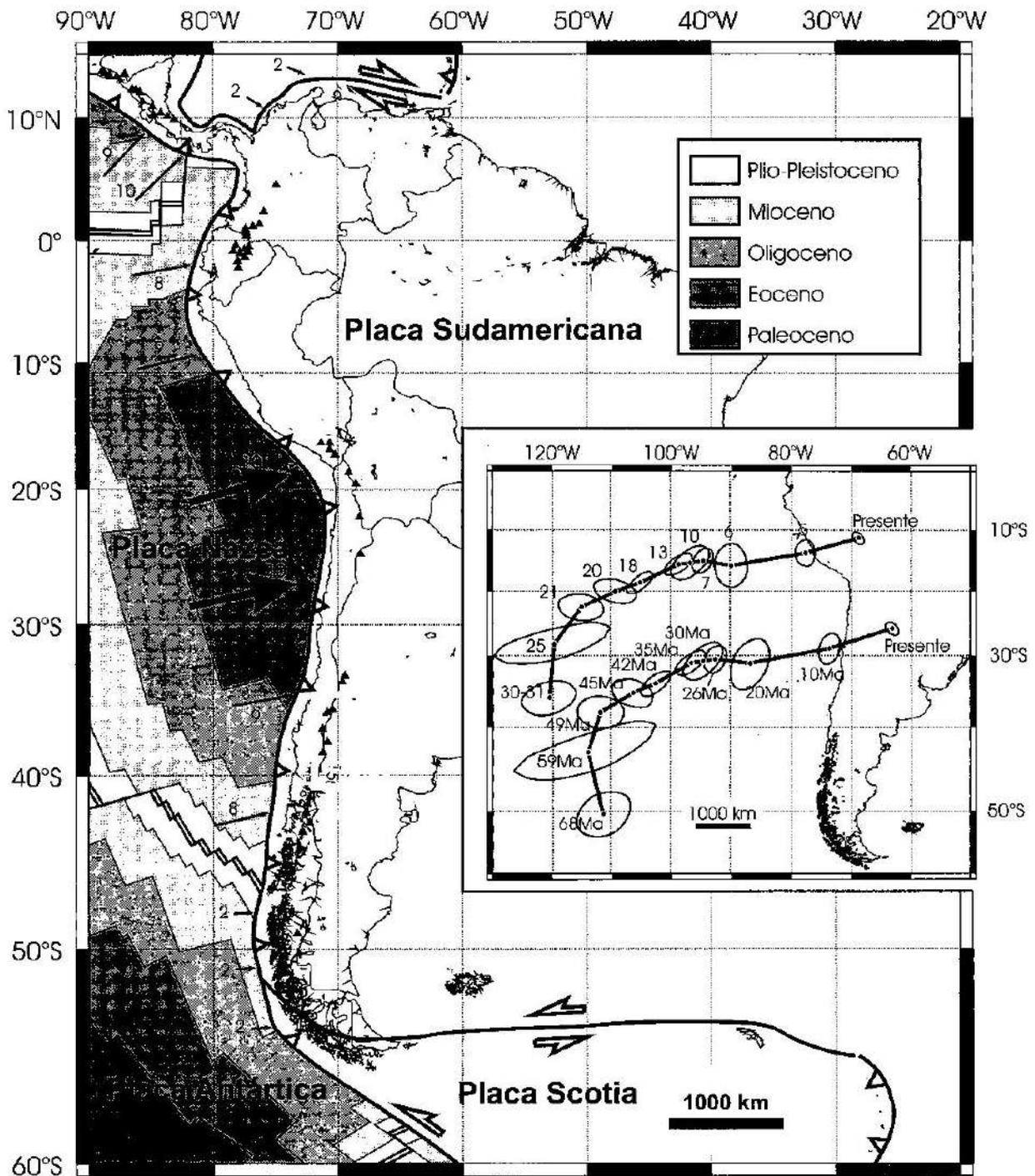


Fig. 1. Esquema del contexto tectónico del Terciario entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana. Las placas oceánicas subducen debajo del margen Andino de Sudamérica (línea con triángulos blancos) y se indican las zonas de generación de la corteza oceánica a partir de las cordilleras medio-oceánicas entre las placas Nazca y Antártica, donde las porciones más antiguas están con tonos más oscuros [Pardo-Casas & Molnar, 1987]. Actualmente, las placas convergen a razón de 2 a 10 cm/año (se indican los valores). Los triángulos negros indican la posición de volcanes Cuaternarios. [Modificada de Cobbold et al., 1999].

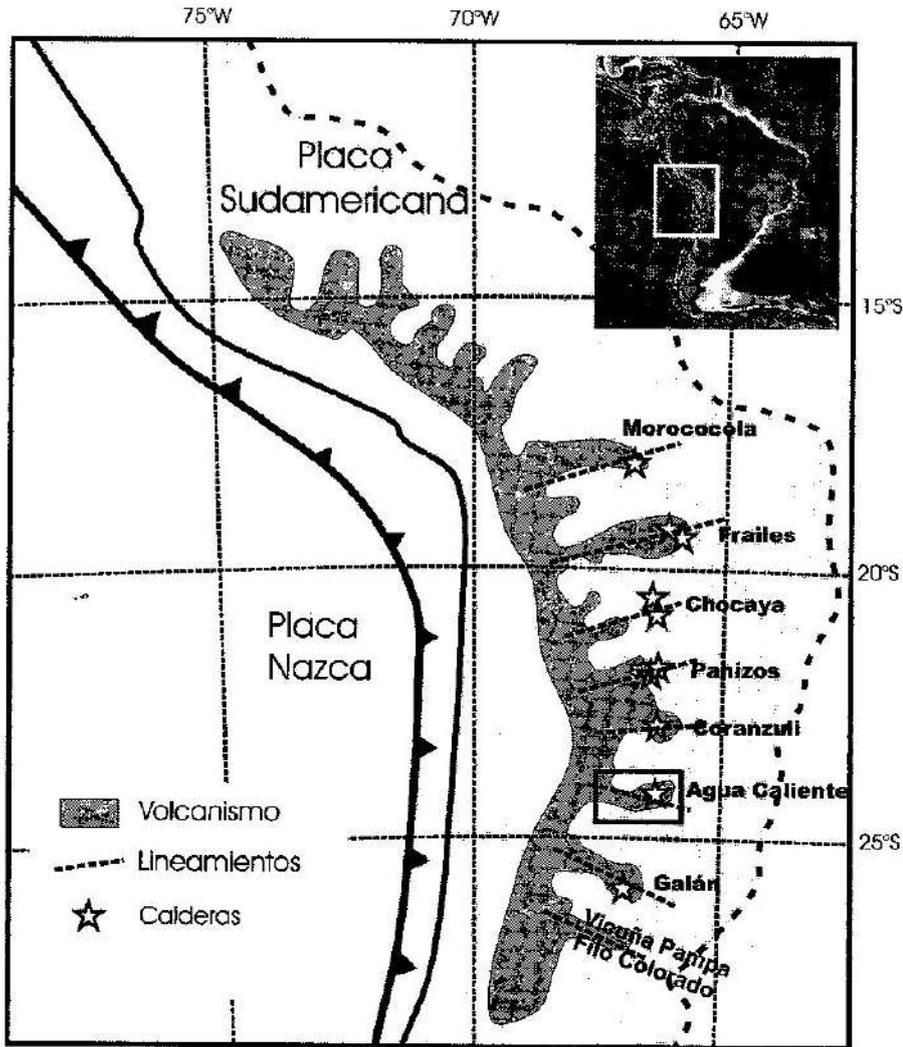


Fig. 2. Distribución del volcanismo Neógeno sobre la Cordillera de los Andes sobre la porción austral del Codo de Arica [tomada de Boudesseul et al., 1999]. Se indican los principales ejes perpendiculares (líneas discontinuas) a la subducción (línea continua con triángulos negros) que concentran la evolución del volcanismo. En el inserto de la esquina superior derecha se indica la posición relativa dentro de una topografía del continente sudamericano.

exploración y explotación de los mismos.

Marco geotécnico

La Cordillera de los Andes constituye un notable accidente topográfico que resalta la silueta sinuosa de la totalidad del margen occidental de la Placa Sudamericana debida a su interacción con las placas oceánicas del Océano Pacífico que subductan hacia el oriente (Figura 1). La placa Nazca exhibe, durante el Neógeno, una velocidad de convergencia mucho mayor [actualmente del orden de los

10 cm/año, Pardo-Casas & Molnar, 1987] con respecto a las vecinas placas Antártida y Cocos, determinante que la parte central de la Placa Sudamericana a la latitud de 20° S muestra la importante entrante del Codo de Arica [Cobbold et al., 1996 y 2000].

A pesar de la situación predominantemente transpresiva de los márgenes septentrional y meridional del continente, esta cadena montañosa es principalmente una faja continua con espesamiento cortical debido al acortamiento horizontal y a la adición de material magmático y sedimentario durante el

Cretácico tardío y Cenozoico [Marret et al., 1994; Coutaud et al. 2001, 1999]. Las esquinas noroccidental y sudoccidental del continente son, en consecuencia, áreas de transición, donde los Andes se curvan variando de rumbos submeridionales a sublatitudinales. De este modo, la cantidad de espesamiento cortical disminuye y la cantidad de transcurriencia aumenta. Esta transición es la responsable por los cambios en los estilos estructurales a varias escalas de observación, que suelen presentar zonas de transferencias regionales [Dewey & Lamb, 1992] tal como ocurre a los 27° S con el Lineamiento Tucumán, la inversión de cuencas preexistentes como la del Grupo Salta [Grier et al., 1991; Rossello et al., 1999], e incluso, en la presencia y quimismo del volcanismo andino [González Farrar et al., 1985].

Como respuesta mecánica del antepaís a la deformación Neógena se desarrollan grandes corredores con deformación transcurriente, que tienden a absorber los acortamientos de modo frágil-dúctil. De este modo, pueden reconocerse una serie de lineamientos que limitan bloques que acusan grados de rotación variables [Abels & Bischoff, 1999] como los Lineamientos Tucumán y Desaguadero-Valle Fértil [Rossello et al., 1995].

El accionar conjugado de los lineamientos andinos coetáneos Valle Fértil y Tucumán, determinó la estructuración de todo el antepaís andino, representado en esta región por las Sierras Pampeanas, de bloques limitados por fallas con componentes transcurrentes.

El Lineamiento Valle Fértil y su continuación austral Desaguadero, dispuesta según un rumbo NNO a lo largo de unos 700 km, funcionó a partir del Neógeno tardío como una megafractura transpresiva, con componentes subordinadas senestrales, conjugada de la zona de transferencia dextral del Lineamiento de Tucumán [véanse más detalles en Rossello et al., 1995]. Se lo reconoce, tanto en afloramientos como en subsuelo, por el alineamiento de numerosos altos correspondientes a anticlinales, generalmente escalonados que exhiben en los núcleos desventrados sedimentitas del Paleozoico superior, hacia el norte, o del basamento cristalino, hacia el sur. Por

observaciones cinemáticas realizadas sobre planos de falla estriados, se determina un fallamiento transpresivo regional, que involucra al basamento pre-Terciario, aunque observó importantes reactivaciones desde el Paleozoico [Rossello & Mozetic, 1999a, 1999b].

Los bloques elevados y rotados de basamento, como las depresiones adyacentes, corresponden a sectores sometidos fundamentalmente a compresión [Rossello et al., 1995; Aubry et al., 1996]. Sin embargo, localmente las intersecciones de estas megafracturas definen compartimentos compresivos o distensivos según la geometría y la posición relativa de los bloques limítrofes. Ambas estructuras regionales determinan, por sus disposiciones oblicuas a la tendencia submeridional de este tramo de la Cordillera de los Andes, la formación de una intersección sintaxial [de acuerdo con la terminología Christie-Blick & Biddle, 1985]. Esta sintaxis tectónica provoca una saliente de la porción occidental de las Sierras Pampeanas que se indenta en la Precordillera (Figura 3), denominada Espolón Umango-Maz debido a su comportamiento mecánico más resistente [Rossello et al., 1996a].

El Lineamiento Tucumán, según fuera reconocido por Mon [1976], es un accidente tectónico de importancia regional que corresponde a una estructura transpresiva dextral mayor, dispuesta aproximadamente en dirección N 70° [Jordan et al., 1983], entre el extremo austral de la Puna y las Sierras Pampeanas [Allmendinger, 1986; Allmendinger et al., 1989; Urreiztieta et al., 1996, 1999]. Esta zona de transición está representada por una faja de aproximadamente unos 100 kilómetros de ancho que se ubica en torno a los 27° de latitud Sur y coincide con variaciones estructurales mayores que exhibe la cadena andina. Esta región marca un cambio importante en la geometría, naturaleza y tipo de subducción que influyó en las características magmáticas del volcanismo asociado [Allmendinger et al., 1997]. De este modo, hacia el Sur puede determinarse: i) una reducción importante de la anchura de la cadena andina, ii) una disminución de la topografía entre Puna y Sierras Pampeanas, iii) una reducción de la inclinación del plano de subducción de

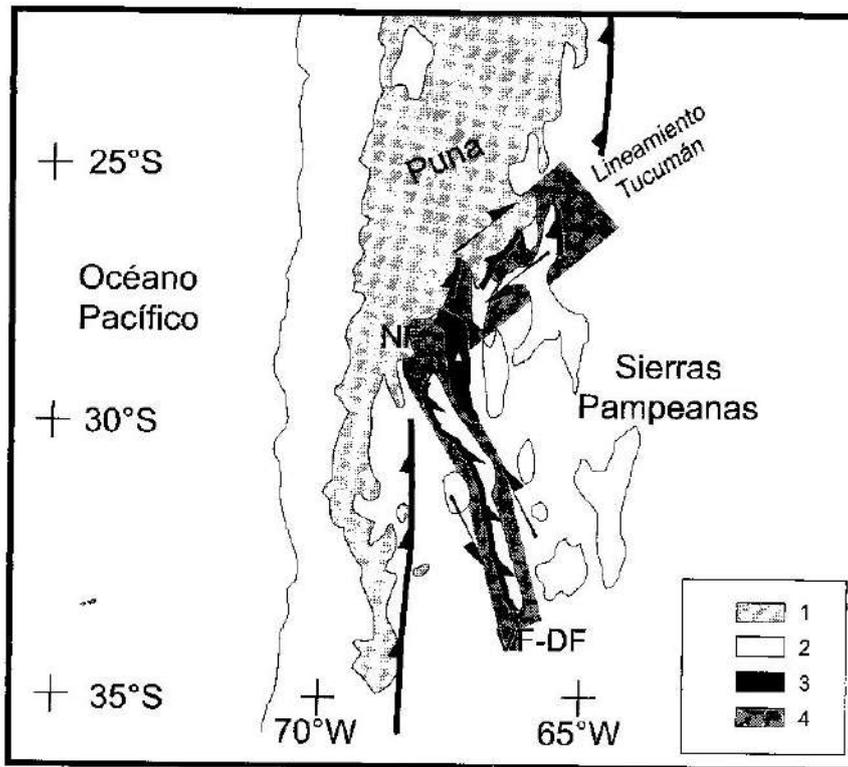


Fig. 3. Esquema tectónico del antepaís andino donde se indica la posición del Espolón del Nevado del Famatina (NF), localizado en el compartimento compresivo de la sintaxis tectónica generada por la transpresión dextral del Lineamiento Tucumán y la transpresión senestral del Lineamiento Valle Fértil-Desaguadero (VF-DF). 1: Fajas con deformación transcurrente, 2: Sierras Pampeanas, 3: Espolón Nevado del Famatina, 4: sectores con topografías superiores a 4.000 m

la Placa de Nazca, y iv) la ausencia de vulcanismo Neógeno entre 27° y 33° S.

La comarca del Lineamiento Tucumán se desarrolla en Sierras Pampeanas Occidentales que se caracteriza por bloques preferencialmente submeridionales basculados de basamento cristalino-metamórfico precámbrico con intrusiones graníticas cambro-devónicas, afectado por un conspicuo clivaje penetrativo dispuesto N 165°, subvertical [Le Corre & Rossello, 1994] intercalados con remanentes sedimentarios que ocupan las depresiones intermontanas. Los registros sedimentarios que se apoyan sobre peneplanicies labradas sobre el basamento son de edades cretácicas [Rossello et al., 1999a] y neógenas, y permanecieron preservados en bolsones intermontanos que exhiben una tectónica de tipo piel gruesa que provoca basculamiento y rotación de un verdadero mosaico de bloques submeridionales limitados por fallas inversas

de alto ángulo con vergencia andina antitética que data de unos 7 Ma, aunque fue más intensa entre 4 y 3,4 Ma (Figura 4).

Los relieves topográficos así generados, alternan con los potentes niveles continentales anteriormente descritos que constituyen las cuencas cenozoicas de antepaís y adquieren estilos estructurales de cuencas compresivas que varían desde las típicamente de antepaís hacia las de tipo hemi-rampas sobre una zona muy extensa que orla a la Cordillera de los Andes [Cobbold et al., 1993].

Estudios cinemáticos realizados por Urreiztieta et al. [1996] permiten reconocer dos campos de deformación superpuestos: i) uno con alcances más restringidos que posee ejes principales de acortamiento subhorizontales dispuestos NO que corresponde a una consecuencia local de la evolución estructural del borde SE del altiplano [Assumpção y Araujo, 1993], y otro ii) con significación más

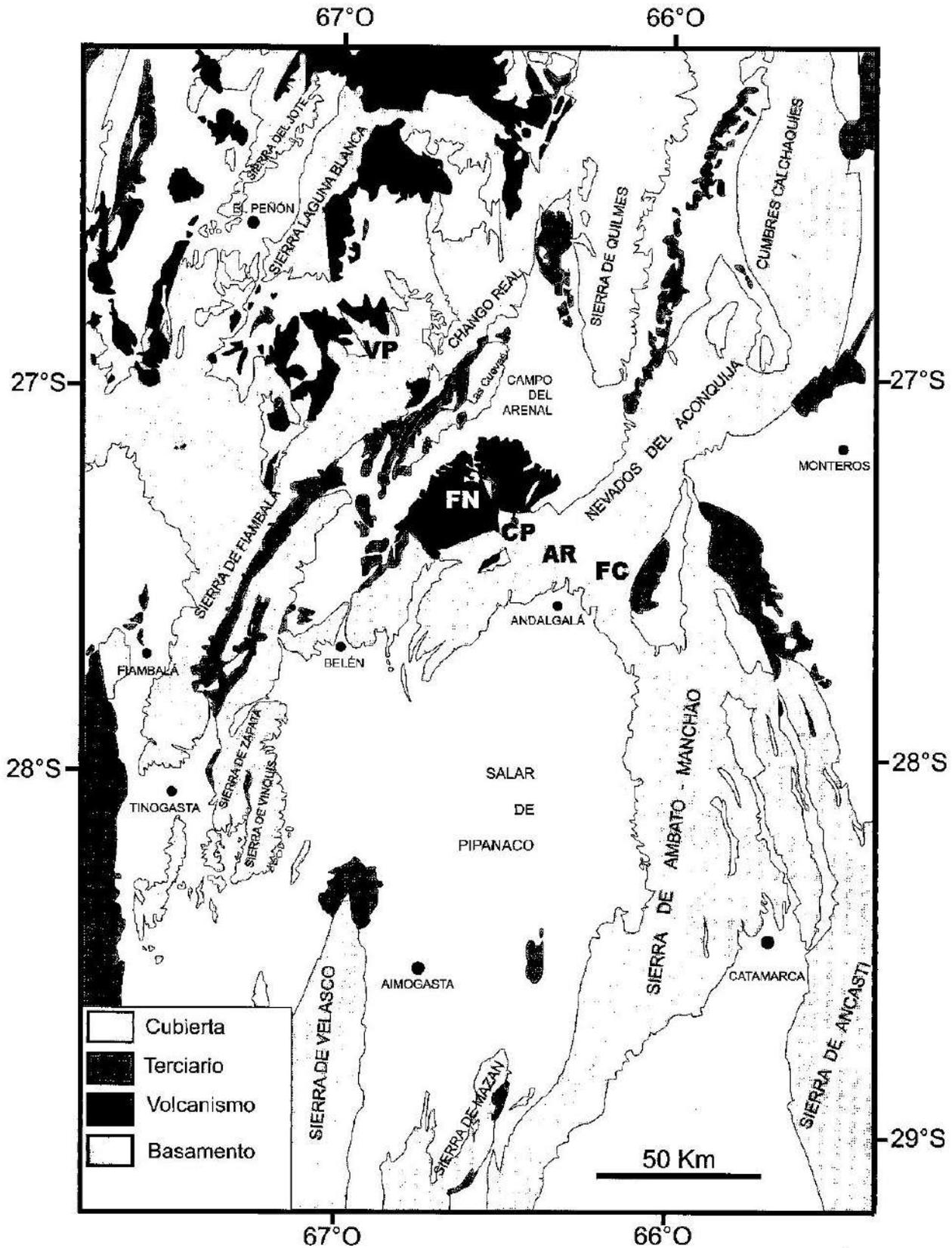


Fig. 4. Bosquejo geológico regional entre el sector austral de la Puna y la porción noroccidental de las Sierras Pampeanas relacionado con el Lineamiento Tucumán donde las estructuras y las cuencas Neógenas observan un rumbo NE que se apartan del arrumbamiento regional submeridional. VP: Vicuña Pampa, FN: Farallón Negro, CP: Cerro Atajo-Capillitas, AR: Agua Rica, FC: Filo Colorado [tomado de Urreiztieta et al., 1996].

regional cuyos ejes principales de acortamiento se localizan según direcciones E-O a OSO y corresponden a la cinemática global de placas determinado por la convergencia relativa de la Placa de Nazca con respecto a la Placa Sudamericana [Assumpção y Araujo, 1993; Gripp y Gordon, 1990; Pardo-Casas y Molnar, 1987]. La deformación así obtenida en la región del Lineamiento Tucumán puede ser interpretada como una combinación de cizallamiento simple paralelo a la dirección y cizallamiento puro con un estiramiento principal vertical.

El campo de deformación resultante genera una importante zona de transferencia sobre el frente andino que determina que diferentes bloques de basamento y su cubierta sedimentaria Neógena de las Sierras Pampeanas se vean particularmente afectados. Así, las sierras de El Durazno, Hualfín, Las Cuevas, Belén y Aconquija, como sus cuencas compresivas aledañas [Urreiztieta et al., 1993], están dispuestas en échelon, observando rotaciones según ejes verticales locales horarias [Aubry et al., 1995], con importantes componentes transcurrentes dextrales sobre las fallas que las limitan hacia el naciente [Urreiztieta et al., 1993 y 1996]. De esta manera, observan notables desviaciones con respecto a los sectores submeridianales ubicados más hacia el norte: Sierras de Quilmes, Cumbres Calchaquíes, etc., o al sur: Sierras de Ambato, Ancasti, Velasco, etc (Figura 4).

Depósitos minerales localizados sobre el Lineamiento Tucumán

Sobre la traza del Lineamiento Tucumán y su zona de influencia se reconoce una serie de manifestaciones minerales de gran potencial económico que pueden agruparse en lo que se denomina informalmente el Distrito Minero Farallón Negro (Figura 4). Actualmente algunas de ellas se encuentran en etapas de desarrollo y explotación.

Todos estos depósitos minerales acusan un origen hidrotermal asociado al volcanismo Neógeno y observan controles estructurales regionales comunes que expresan una relación directa con la cinemática transcurrente dextral del mismo. García [1970a] y

Angelelli [1984] reconocieron que muchos de ellos (Bajo Agua Tapada, Bajo Las Pampitas, Bajo El Espanto, Bajo Los Jejenes, Bajo San Lucas, Bajo Las Juntas) ocupan, desde el punto de vista espacial, una misma banda alineada en dirección NNO, o incluso en intersecciones de lineamientos como el Bajo La Alumbra y Bajo del Durazno [Bassi, 1987], aunque todos con disposiciones espaciales y geometrías comunes (Figura 5A). Por su parte, Sasso & Clark [1998, 1999] incrementan el conocimiento metalogenético de estos depósitos hidrotermales caracterizando su geoquímica y relaciones temporales (Figura 5B).

En el presente estudio se realiza un análisis dinámico integral de las estructuras mayores que controlan los cuerpos hipabisales y sus alteraciones Neógenas responsables de las mineralizaciones dentro del contexto temporoespacial del Lineamiento Tucumán. Los diferentes depósitos minerales descriptos expresan una disposición espacial común que aprovecha las condiciones de dilatación que se genera subparalelamente al esfuerzo principal máximo que lo generó y una consanguinidad con respecto al volcanismo Neógeno.

Por esta razón, y con el objeto de correlacionar los controles estructurales de los depósitos localizados sobre la zona de influencia mecánica del Lineamiento Tucumán, a continuación se reseñan de modo muy simplificado y a partir de datos propios y de la bibliografía disponible las principales características geométricas y las disposiciones espaciales generales que acusan.

Bajo La Alumbra

El Bajo La Alumbra es un típico pórfido cupro-aurífero [véanse detalles en Bassi & Rochefort, 1980; Guilbert & Park, 1986; Sillitoe, 1988; Mahlburg Kay et al., 1988; Jones, 1996], asociado al Complejo Volcánico Farallón Negro [González Bonorino, 1950], sobre la porción central del Lineamiento Tucumán (Figura 4). Este complejo volcánico está constituido por un paquete efusivo mesosilícico potente, subordinadamente piroclástico, intruido por cuerpos hipabisales andesíticos, con edades isotópicas comprendidas entre $10,6 \pm 0,5$ a $6,0 \pm 0,2$ Ma y conspicuas alteraciones hidrotermales mucho más jóvenes.

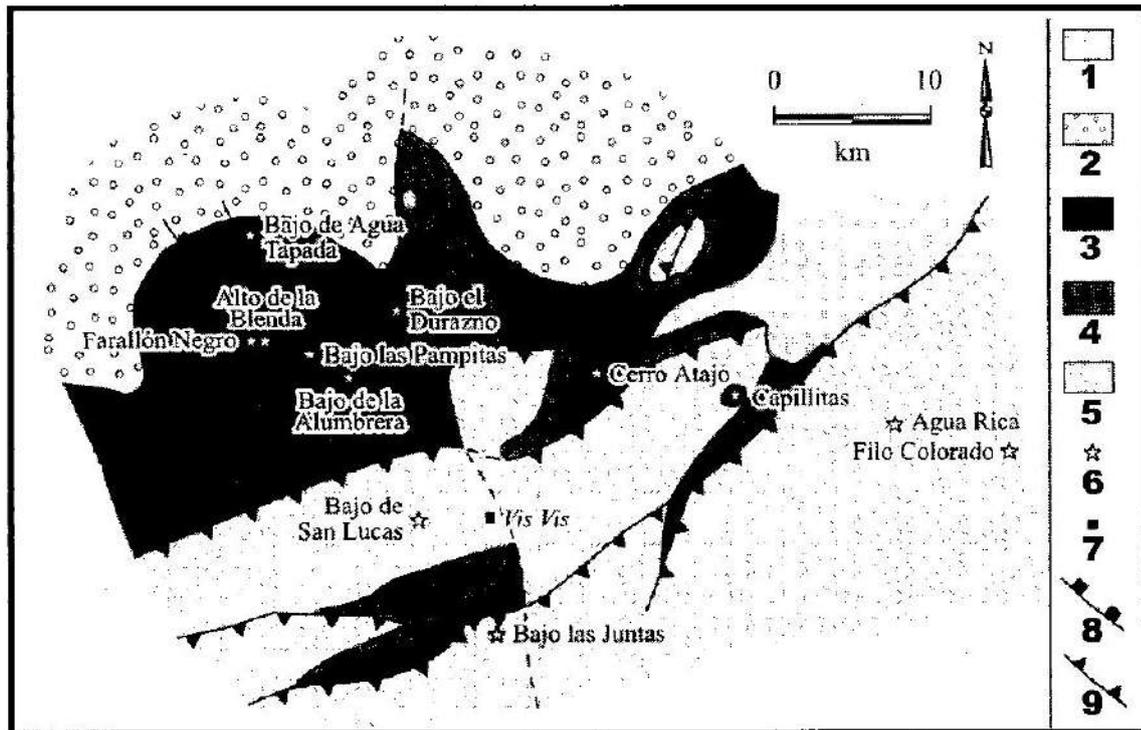
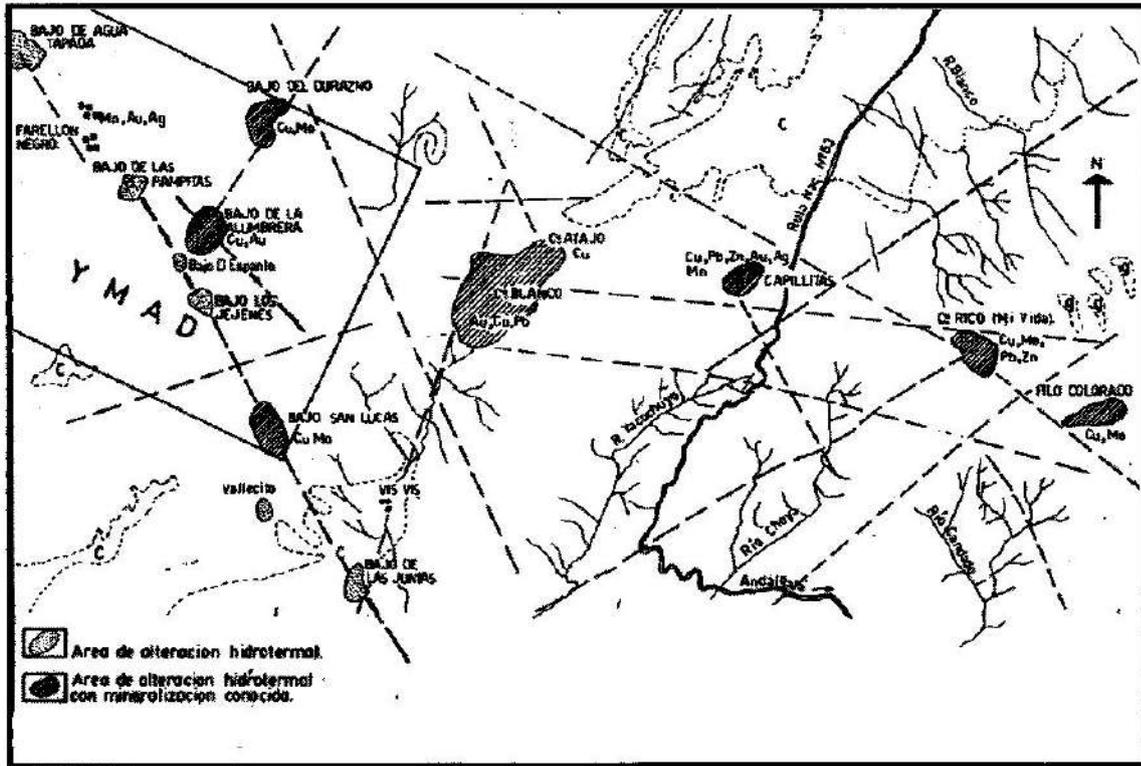


Fig. 5. *Arriba*. Las principales áreas de depósitos y alteración hidrotermal localizadas sobre el Lineamiento de Tucumán y los principales lineamientos interpretados [tomado de Angelelli, 1984]. *Abajo*: Equema tectónico regional y las principales manifestaciones económicas de la región de Farallón Negro [tomado de Sasso y Clark, 1999]. 1: Cubierta moderna, 2: Conglomerados Cuaternarios, 3: Volcanismo Neógeno, 4: Sedimentitas Terciarias, 5: Basamento, 6: Depósitos minerales, 7: Poblados, 8: Fallamiento extensivo, 9: Fallamiento compresivo.

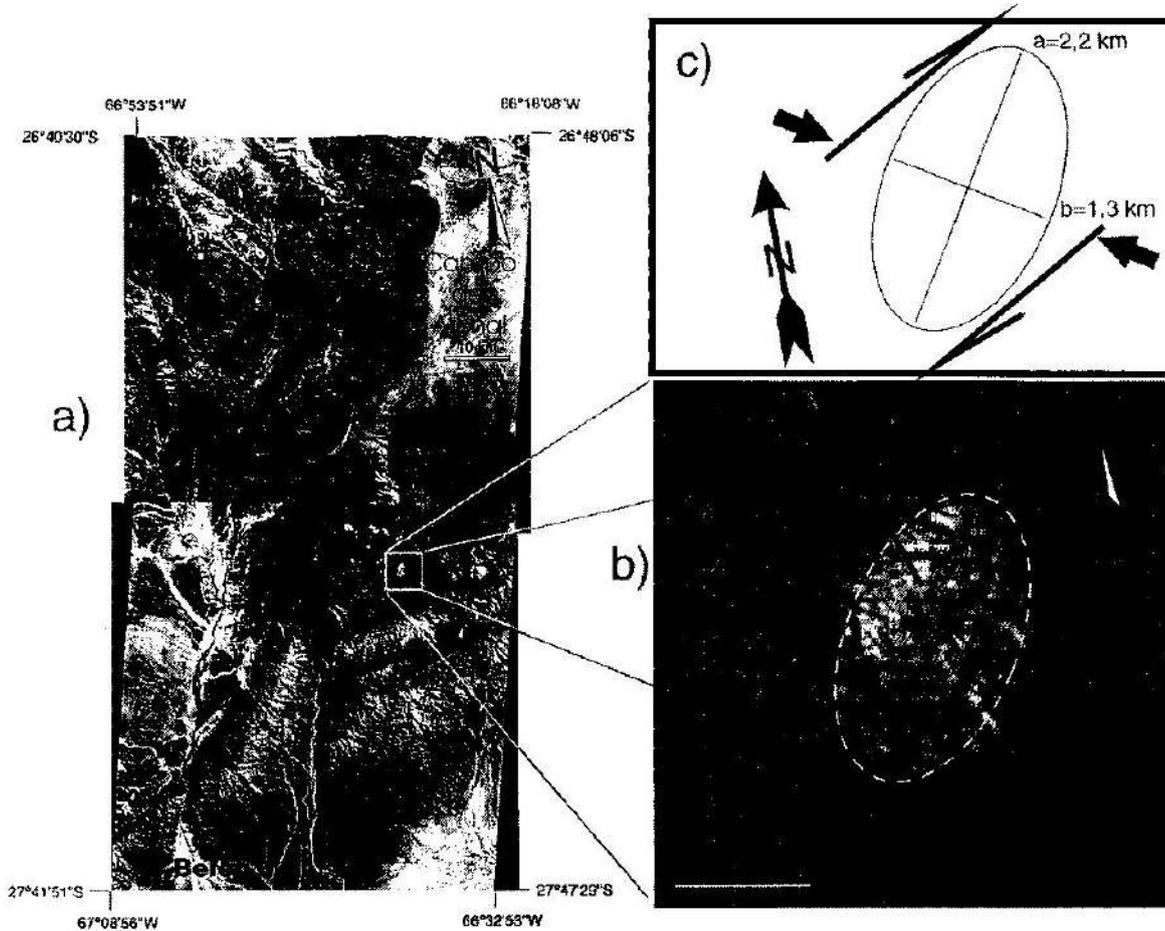


Fig. 6. *a*) Imágenes satelitales Spot (sistema XS - 3 canales espectrales) con resolución de 20 metros y un tamaño de 60 x 60 km. *b*) Detalle de la zona del Bajo de la Alumbra que exhibe las características espectrales más claras de las rocas del Bajo La Alumbra y la geometría elíptica de los afloramientos. *c*) Esquema que remarca la compatibilidad de la geometría de los afloramientos del Bajo La Alumbra (ejes mayor y menor) con la cinemática con componente dextral local determinada por análisis microtectónico [Urreiztieta et al., 1993]. El eje principal de acortamiento (esfuerzos principales máximos) está indicado por las flechas negras [tomado de Rossello et al., 1996b].

nes [Caelles et al., 1971; Sasso & Clark, 1998 y 1999]. La mineralización está hospedada en unidades volcánicas del Complejo Volcánico Farallón Negro (con una edad comprendida entre 10,6 y 6 Ma) y sus encajantes del basamento cristalino [Llambías, 1970 y 1972]. Los depósitos de cobre porfídico del Complejo Farallón Negro se caracterizan por tener una edad Mioceno Superior [entre 8,56 a 6,75 Ma; Sasso & Clark, 1998], una zonación de alteración-mineralización potásica con halo filíco y envolvente propilítica distal, una mineralización hipogénica de Cu asociada a stockwork de cuarzo-magnetita-calcopirita desarrollado en la alteración potásica, valores anómalos

altos de Au en la mena de Cu, núcleos con asociaciones ricas en magnetita y una generalizada ausencia de mineralización económica de Cu supergénica [Rojas et al., 1999].

Rossello et al. [1996b] asumen que la geometría pre-deformación del Bajo La Alumbra se aproximaba a un cilindro dispuesto verticalmente y con un comportamiento mecánico global tal que permite su deformación homogénea. De esta manera, consideraron: i) por un lado, que los conductos volcánicos, sean de alimentación o de alteración, son tradicionalmente subcilíndricos, y ii) por otro lado, la naturaleza volcánica y la profundidad del emplazamiento que acusa permite

suponer que al menos alguna fracción de los materiales que lo componen se encontraba a mayor temperatura, en estado semisólido o en fusión, facilitando de esta manera, un comportamiento bastante similar del conjunto volcánico con respecto al basamento que los incluye. Para expresar su silueta aflorante, utilizaron tratamientos digitalizados de imágenes satelitales Spot (sistema XS - 3 canales espectrales) con resolución de 20 metros y un tamaño de 60 x 60 km (Figura 6a) que facilita la identificación y el cálculo de las magnitudes de las elipses consideradas.

El contraste cromático marcado que exhibe el Bajo La Alumbraera sobre las imágenes satelitales con respecto a las volcanitas y piroclastitas circundantes permite realizar un análisis cartográfico directo de la forma elíptica que muestran sus afloramientos (Figura 6A). De esta manera, se puede calcular una elipticidad $R = 1,69$; considerando como ejes mayor 2,2 km y menor 1,3 km (Figura 6b). La dirección del eje mayor de la elipse es $N 30^\circ$, por lo tanto presenta un ángulo horario de 20° con respecto a la dirección general del Lineamiento Tucumán (Figura 6c). Debido a la fuerte analogía que existe entre esta geometría con la elipse de deformación teórica generada a partir del funcionamiento del Lineamiento Tucumán se considera que el Bajo La Alumbraera es un megamarcador pasivo, cuya geometría ha podido ser adquirida bajo un régimen transpresivo dextral sin a postgenético con respecto a su emplazamiento. De esta manera, el patrón de esfuerzos y deformación general que determina el LT observarán componentes transcurrentes paralelas dextrales (R) y las $N130$ a $N140$ senestrales (R') que pueden ser interpoladas [Rossello et al., 1996b; Rossello, 2000].

El conjunto fue afectado tardíamente por diques, vetas y fracturas dispuestos en sistemas conjugados cuyas bisectrices se localizan en la dirección NNO y asociados a numerosas fracturas mayores que controlan mineralizaciones cogenéticas periféricas, como la de la Mina Farallón Negro-Alto de la Blenda, que se dispone $N 150^\circ$ y con un movimiento conjugado senestral. La dirección NNO extensiva que se determina a partir del análisis cinemático de la elipse de deformación

resultante (Figura 6c) es aprovechada para el emplazamiento de los diques tardíos que exhibe el Bajo La Alumbraera, tal como fue oportunamente cartografiado [véanse mayores detalles en Angelelli, 1984]. Con respecto a las edades, Sasso & Clark [1998] determinaron a partir de biotita magmática que el stock porfírico Los Amarillos (D) tiene $7,1 \pm 0,13$ Ma, el stock dacítico porfírico principal (C) arroja $6,98 \pm 0,08$ Ma, los diques porfíricos del Noroeste (B) dan $6,83 \pm 0,07$ Ma y los pórfiros tardíos (A) presentan sericita hidrotermal que arrojan una edad de $6,75 \pm 0,09$ Ma (Figura 7). Además, se registran diques post-minerales que aún no se dispone de su exacta asignación temporal.

La geometría adquirida por el Bajo La Alumbraera es una consecuencia de fenómenos volcánicos propios a su generación y a la evolución sin a postgenética de la deformación andina descrita en la región. En este sentido, resulta inicialmente válido considerar su estructuración dentro del contexto transpresivo dextral Neógeno del Lineamiento Tucumán [Rossello et al., 1996b]. El campo de deformación actuante sobre un macizo rocoso o una región puede ser evaluado directamente a partir de la deformación registrada sobre objetos preexistentes de forma inicial conocida o sobre objetos que se desarrollan durante la deformación, independientemente del tamaño de los mismos, a condición que estos objetos no sean más resistentes que los materiales circunyacentes. Así, los objetos inicialmente circulares permiten una rápida evaluación bidimensional de la deformación homogénea al generar directamente la elipse de deformación finita sufrida por los materiales que la conforman [Ramsay & Huber, 1983].

Farallón Negro-Alto de la Blenda

Los yacimientos Farallón Negro y Alto de la Blenda constituyen un sistema epitermal del tipo adularia-sericita rico en Au-Ag-Mn que se expresa en varios cuerpos biextendidos de mineralizaciones de cuarzo y carbonatos que contienen Au, Ag y Mn que se explotan con rendimiento económico a partir de labores subterráneos. Estos cuerpos que representan el cortejo hidrotermal tardío del magmatismo del Complejo Volcánico Farallón



Fig. 7. Esquema geológico del Bajo La Alumbarrera donde se indica la posición de los diques (grisado más oscuro) que lo intruyen tardíamente [tomado de Sasso & Clark, 1999]. Las letras indican la posición de muestreos realizados que se discuten en el texto.

Negro exhiben más de 1 km de corrida y varios metros de potencia a lo largo de una faja de unos 20 km con rumbos preferenciales sublatitudinales a NO a NNO. Están emplazados como el relleno de grandes fracturas que proporcionaron espacios abiertos dentro de diferentes unidades litológicas del Complejo Volcánico Farallón Negro [García, 1970a].

El yacimiento Alto de la Blenda es un sistema de cinco vetas mineralizadas principales con potencias variables entre 1,5 y 7 m que alcanzan una extensión máxima de aproximadamente 2 km y se emplazan dentro de la monzonita de la Blenda y brechas

volcánicas andesíticas (Figura 8A). Estas vetas observan rumbos comprendidos entre N20° a 30° O y 60-65° de inclinación al N (Veta Portezuelo) a N35° a 55° O con inclinaciones subverticales a 70° al NE (Veta Laboreo). La alteración fílica vinculada con la mineralización ha sido datada en $6,55 \pm 0,14$ Ma [Alderete, 1999a].

La veta Farallón Negro exhibe una geometría arrosariada que presenta una corrida de unos 2 km dispuesta con un rumbo general sublatitudinal, con inclinaciones subverticales a 65 a 85° al N y potencias variables entre 1 y 19 m, aunque su promedio

se aproxima a los 10 m. Su continuación occidental (veta Los Viscos) se prolonga por unos 3 km, adopta rumbos N 60° O y su potencia se incrementa notablemente hasta alcanzar unos 32 m con numerosas vetas y guías subparalelas [Angelelli, 1984]. La veta Macho Muerto, es un cuerpo de 3,5 km de corrida y con potencias de hasta 11 m de potencia que se dispone más al norte con rumbo sublatitudinal.

Todas estas grandes vetas, pueden agruparse en un sistema transcurrente dextral controlado por una dirección regional ENE a sublatitudinal (próximo al Lineamiento Tucumán) donde los tramos que tuercen hacia el cuadrante NO ocupan posiciones más dilatantes por su disposición subparalela al esfuerzo principal máximo.

Bajo Agua Tapada

El Bajo de Agua Tapada es un típico pórfido cuprífero dacítico asociado estructuralmente al Complejo Volcánico Farallón Negro. Alderete [1999b] caracteriza geométricamente al Bajo de Agua Tapada por una pronunciada fábrica estructural NO, con un rumbo aproximado N 54° O (Figura 8B). Esta zona de debilidad controló el emplazamiento del stock de pórfido dacítico principal, sus cuerpos y diques asociados como vetas que se encuentran hacia su borde occidental (Pique Agua Tapada, La Jovita) y la intensa alteración hidrotermal que exhiben. Esta última fue canalizada con la misma orientación general que presenta el Bajo de Agua Tapada, con una zona en forma de ojo elongada NO.

Un dique temprano de andesita de grano fino y otro con textura porfídica, también dispuesto en la misma dirección, sugieren una historia prolongada del fallamiento pero siempre en esa orientación general que es la expresión de un patrón estructural regional generado por el Lineamiento Tucumán. Remarcando la importancia de esta dirección de extensión se reconocen varios pequeños diques, stocks y zonas de alteración con la misma disposición espacial NO.

Las estructuras presentes en este pórfido, como las que controlan algunos tramos de filones adyacentes sublatitudinales reconocidos mediante laboreos mineros (San-

to Domingo, La Josefa, Agua Tapada, etc.), se concentran en rumbos que ocupan el cuadrante NO (Figura 8B), paralelizándose con la dirección del esfuerzo principal máximo responsable del Lineamiento Tucumán.

Bajo Las Pampitas

El Bajo Las Pampitas es un depósito de tipo pórfido cuprífero con alteración hidrotermal que exhibe anomalías auríferas localizada en la depresión homónima dentro de un ambiente de basamento volcánico del Complejo Farallón Negro y de la monzonita Alto de la Blenda [García, 1970b]. Este depósito exhibe una silueta groseramente trapezoidal de unos 2 km² y escasos afloramientos aislados de pórfidos dacíticos y riódacíticos y brechas volcánicas con alteraciones filicas que se encuentran prácticamente cubiertos por materiales aluvionales modernos (Figura 8C).

La depresión está limitada por grandes fracturas submeridianales y sublatitudinales, aunque predominan las dispuestas NNO subverticales y con desplazamientos laterales decamétricos reconocibles por relevamientos de superficie [García, 1970b]. En el centro de la depresión se reconoce una chimenea de brecha que presenta una geometría ovalada y posiblemente vertical que presenta sectores con mineralización bandeada dispuesta con rumbos que varían desde Az. 70° a 120° [Alderete, 1999c]. Diques de pórfido dacítico y andesítico, como contactos geológicos entre las principales unidades que constituyen su encajante, se disponen NO.

Cerro Atajo

El Cerro Atajo es un distrito aurífero que abarca unos 8 km² con numerosas vetas de sulfuros polimetálicos portadores de oro y plata y stockworks y brechas que definen varios sectores mineralizados localizados en su periferia (Figura 9A). Peralta [1999] describe la geología del distrito constituida por diferentes unidades volcánicas lávicas, brechosas y aglomerádicas miocenas que presentan dos grandes diques intrusivos (Cerro Blanco y Cerro Atajo) emplazados a modo de domos lacolíticos cuyas mayores dimensiones en planta se disponen en dirección NNO y donde

una datación sobre biotita magmática del intrusivo Cerro Atajo arrojó $5,5 \pm 0,1$ Ma.

La estructura principal del distrito está dominada por dos grandes fallas comprensivas que se pueden reconocer a lo largo de varios kilómetros: a) Falla Atajo, dispuesta sublatitudinal y claras evidencias plurihectométricas de desplazamiento dextral, y b) Falla Lavadera con rumbo NE y 50° de inclinación al SE que hace cabalgar al basamento cristalino sobre las volcanitas Neógenas. Además, Peralta [1999] menciona muchas fracturas menores dispuestas con rumbos NO que estima que actuaron como "canales" para las soluciones hidrotermales que determinaron las mineralizaciones económicas.

Capillitas

El yacimiento de Cu-Au Capillitas, conocido desde épocas precolombinas, es un depósito epitermal polimetálico de alta sulfuración localizado al este del Distrito Farallón Negro (Figura 4) en una diatrema elipsoidal cónica constituida por volcanitas ácidas brechosas, porfiritas y diques básicos de composición basáltica, donde la dacita Pan de Azúcar y riolitas arrojaron $5 \pm 0,5$ Ma [Márquez-Zavalía, 1999]. El cuerpo volcánico exhibe un eje mayor de unos 1,5 km que se dispone NE al igual que la estructura regional representada por una falla NE que limita al contacto entre el cuerpo volcánico y el basamento cristalino con fracturas subverticales que afectan al granito y una dominante orientación NNO y trenes subordinados NE [Márquez-Zavalía, 1999].

Las vetas que rellenan fracturas, como los diques volcánicos subsidiarios, se disponen con rumbos NE y NO. Por ello, Angelelli [1984] considera que el yacimiento está integrado por diversas vetas que pueden agruparse en dos sistemas principales: uno que comprende La Grande, Rosario, Restauradora II, Argentina y Nueva Esperanza con rumbo ENE, y el segundo por Restauradora I, Carmelitas, Restauradora IV y veta 9, orientadas ONO, todas con inclinación preponderante hacia el S (Figura 9B).

Si se analiza su disposición espacial en conjunto se puede determinar que ellas constituyen un sistema sigmoidal con pandeos

de alivio derechos que remarcan la cinemática dextral del Lineamiento Tucumán. De este modo, los tramos que adoptan direcciones NO (se paralelizan con los esfuerzos principales máximos) se emplazan dentro del Complejo Volcánico Capillitas y observan las mayores potencias y corridas de hasta 300 m (Vetas Capillitas, San Salvador). Del mismo modo, los tramos de las vetas dispuestas con rumbos generales NE (La Grande, Luisita, Argentina) que tuercen para disponerse sublatitudinalmente, adquieren allí mayores potencias por remarcar el pandeo distensivo.

Agua Rica

El depósito de Cu-Mo-Au de Agua Rica, actualmente a la espera de su explotación, está asociado a stocks porfíricos y brechas hidrotermales que afloran en un área groseramente elíptica en dirección NNO de aproximadamente $2,5 \times 2$ km. Observan un alto contenido de Mo y mineralización supergénica económica de Cu, presencia de grandes diatremas y dos sistemas de pórfidos (Melcho y Quebrada Seca-Trampeadero) localizadas en el contacto entre metasedimentitas del complejo Sierra de Aconquija y una granodiorita porfírica del batolito de Capillitas [véanse detalles en Roco & Koukharsky, 1999].

Rojas et al. [1999] caracterizan al depósito de Agua Rica por presentar varios lineamientos estructurales y estructuras pobremente definidas con direcciones dominantes NO y NE, donde la más prominente coincide con el valle de la Quebrada de Minas con rumbo N 30° a 40° O (Figura 10A). Otros lineamientos con rumbos N 30° a 45° E se observan en las quebradas Yegüitas y Agua Rica y cabalgamientos que inclinan 60° a 25° al SE.

La mineralización hipogénica de Cu-Mo-Au aparece en asociaciones de alteración tipo pórfido y epitermal en los sectores Melcho, Quebrada Seca y Trampeadero, mientras que la mineralización supergénica de Cu ocurre en quebrada Seca-Trampeadero (Figura 10B). Los eventos de alteración y mineralización hipogénica forman parte de un sistema hidrotermal de sólo 1,4 Ma ocurrido entre 6,29 y 4,88 Ma [Rojas et al., 1999]. De esta manera, las dataciones K-Ar realizadas indican

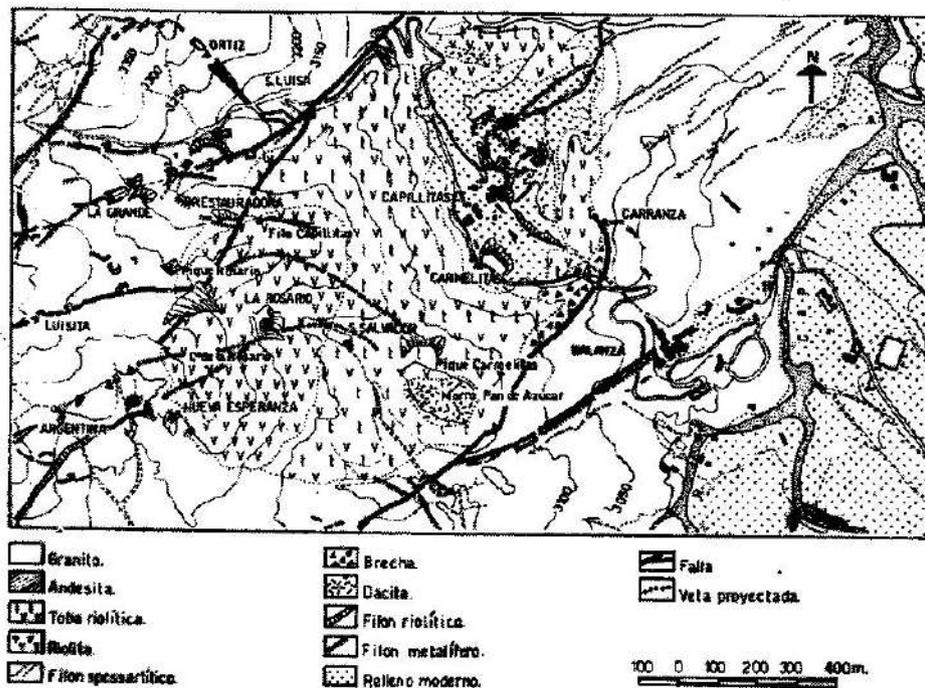
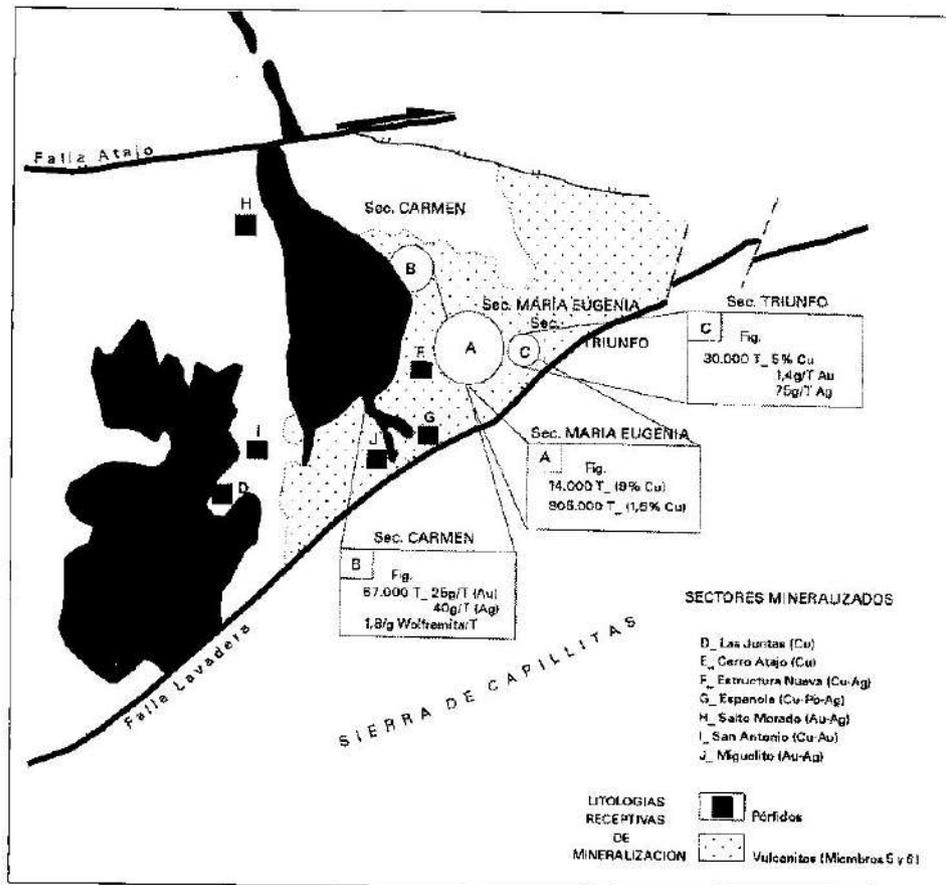


Fig. 9. Arriba) Esquema geológico del Cerro Atajo, donde indica la posición de los intrusivos y de las componentes transcurrentes del fallamiento principal [tomado de Peralta, 1999]. Abajo) Esquema geológico del Distrito Capillitas [tomado de Angelelli, 1984].

edades comprendidas entre el Mioceno Superior a Plioceno Inferior para la alteración asociada a la mineralización hipogénica y mucho más recientes por una muestra de alunita proveniente de una venilla masiva probablemente supergénica que arrojó una edad de $3,94 \pm 0,05$ Ma [Sasso & Clark, 1999].

Filo Colorado

El depósito de Filo Colorado es un típico pórfido de cobre [Guillou, 1999] y está representado por tobas brechosas que se emplazan en el contacto entre granitos y metasedimentitas típico del basamento cristalino de las Sierras Pampeanas que se dispone con rumbo NO [Alderete et al., 1987] y ocupa la posición más oriental de todas las manifestaciones minerales de la región afectada por Lineamiento Tucumán (Figura 4).

Si bien no se dispone de mapeos detallados, a partir de Chipulina & González [1983] es posible reconocer diques doleríticos terciarios periféricos al núcleo de tobas y brechas volcánicas que se disponen preferencialmente con rumbos NO y NE. De este modo se describe un área de mineralización de Cu-Mo que se expresa a través de la presencia de sulfuros dispuestos en vetillas y diseminados asociados a áreas de alteración potásica y félica pirítica zonal que se desarrolla entre 400 y 800 m de diámetro rodeada por un halo de alteración propilítica de 400 m (Figura 10C).

Las principales zonas mineralizadas, expresadas por los mayores contenidos de sulfuros y anomalías geoquímicas, se ubican dentro de los sectores intruidos por dacitas porfídicas en forma de cuellos y donde son notables zonas de brechas y fallas localizados a lo largo de la Quebrada Colorado que se dispone preferencialmente NO (Figura 10C).

Caldera Vicuña Pampa

La Caldera Vicuña Pampa [Rossello, 1980 y 2001] se emplaza en el borde austral de la Puna y sobre una posición occidental y casi en el límite septentrional del Lineamiento Tucumán (Figura 4). A pesar de estar localizada por fuera del Distrito Farallón Negro se considera oportuno integrarla al análisis regional de este trabajo, ya que posee rasgos de consanguinidad con respecto sus manifesta-

ciones volcánicas y acusa controles estructurales semejantes vinculados con el Lineamiento Tucumán.

La Caldera Vicuña Pampa posee manifestaciones metalogenéticas vetiformes y diseminadas aún no profundamente reconocidas [Rossello, 1984 y 1990; Rossello & Jones, 1999] y que incrementan el ya importante potencial económico que acusa este sector de Catamarca [García & Rossello, 1984]. Morfológicamente, se localiza sobre el escalón erosivo que limita la Puna de las Sierras Pampeanas, razón por la cual exhibe una silueta semilunar abierta hacia el sudeste por la erosión del río Vicuña Pampa edificada sobre un zócalo o basamento peneplanizado que actualmente se localiza a unos 4.000 m s.n.m. Sus características geológicas pueden ser resumidas subdividiéndose en el basamento prevolcánico, el Complejo Volcánico Vicuña Pampa que integra las litologías vinculadas con la caldera y los rellenos modernos que tapizan su depresión central y alrededores [Rossello, 1983; García & Rossello, 1984]. El basamento está integrado por el Grupo Cachiñán (sedimentitas y ectinitas con metamorfismo dinámicos y térmicos de Fm. Loma Corral, rocas carbonáticas y brechosas variablemente metamorfozadas de Fm. Totorillas y metabasitas del Cuerpo La Cuesta) y las plutonitas de la Fm. Chango Real relacionada con la Fm. Famabalasto (gneisses y esquistos), el Granito La Cuesta y la Fm. Papachacra [Rossello et al., 2000].

El edificio volcánico del Complejo Volcánico Vicuña Pampa está integrado por tres unidades litoestratigráficas principales [Rossello, 1983]: a) Asociación Volcánica Inferior piroclástica-efusiva y composición ácida a mesosilícica. Una edad K/Ar roca total (INGEIS) de pórfidos gábricos de las Lomas del Medio y al Sur del Campo Quinchamal arrojaron $25,0 \pm 1,0$ Ma; b) Fm. Chucolay constituida por aglomerados y brechas volcánicas ignimbríticas. Edades K/Ar roca total (INGEIS) de diques felsíticos arrojaron $14,0 \pm 0,5$ Ma y de una riolita ignimbrítica $19,0 \pm 1,0$ Ma; c) Asociación Volcánica Superior integrada por volcanitas ácidas y básicas con olivina y afinidad alcalina que constituye la estructura periclinal de los sectores remanen-

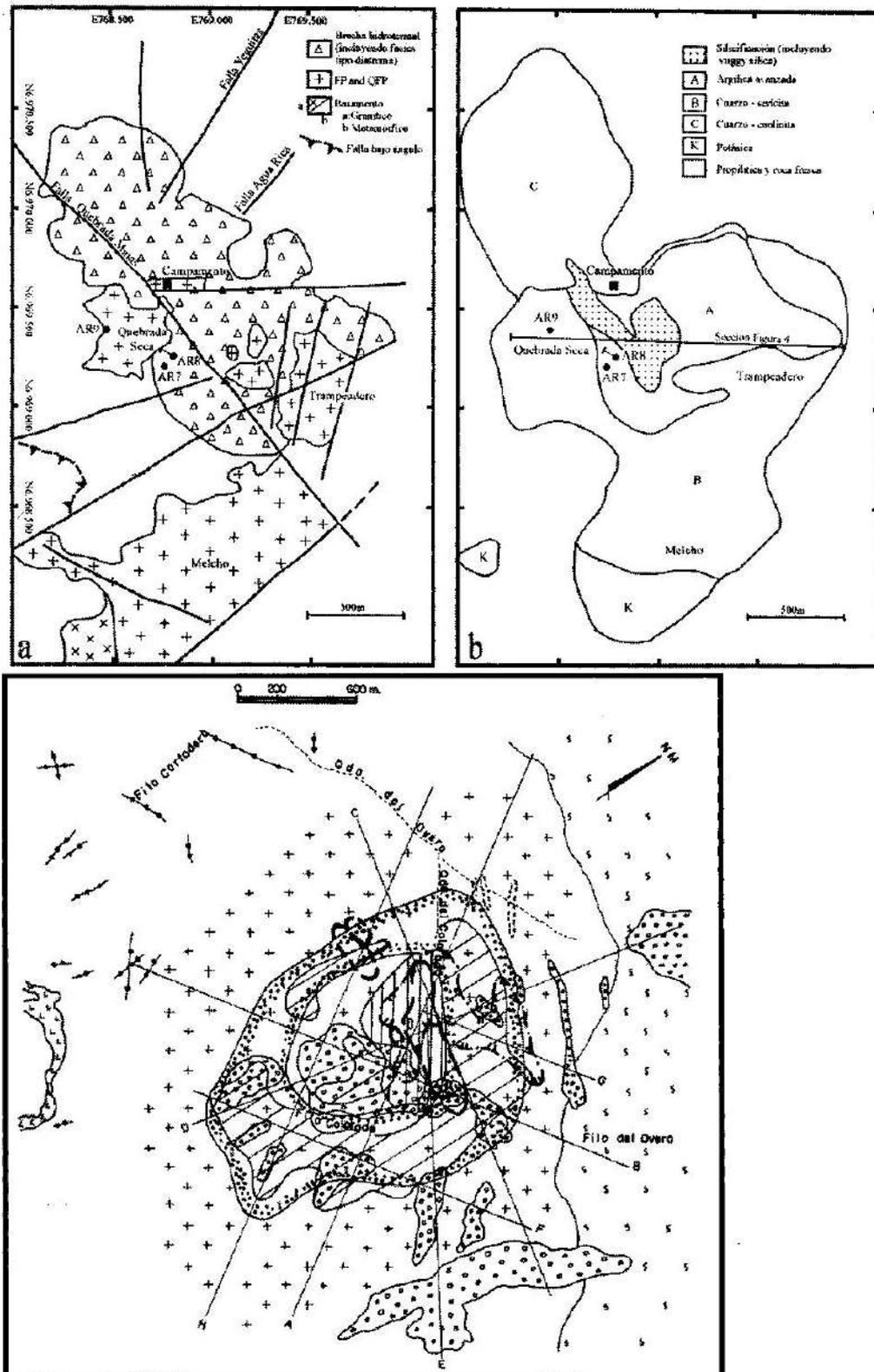


Fig. 10. Arriba) Esquema geológico simplificado de Agua Rica [tomado de Rojas et al., 1999], donde a) indica la posición de los intrusivos y de las componentes transcurrentes del fallamiento principal, y b) exhibe la distribución en planta de la alteración). Abajo) Esquema geológico de Filo Colorado, donde se indica la posición de las principales unidades litoestratigráficas [tomado de Chipulina & González, 1983].

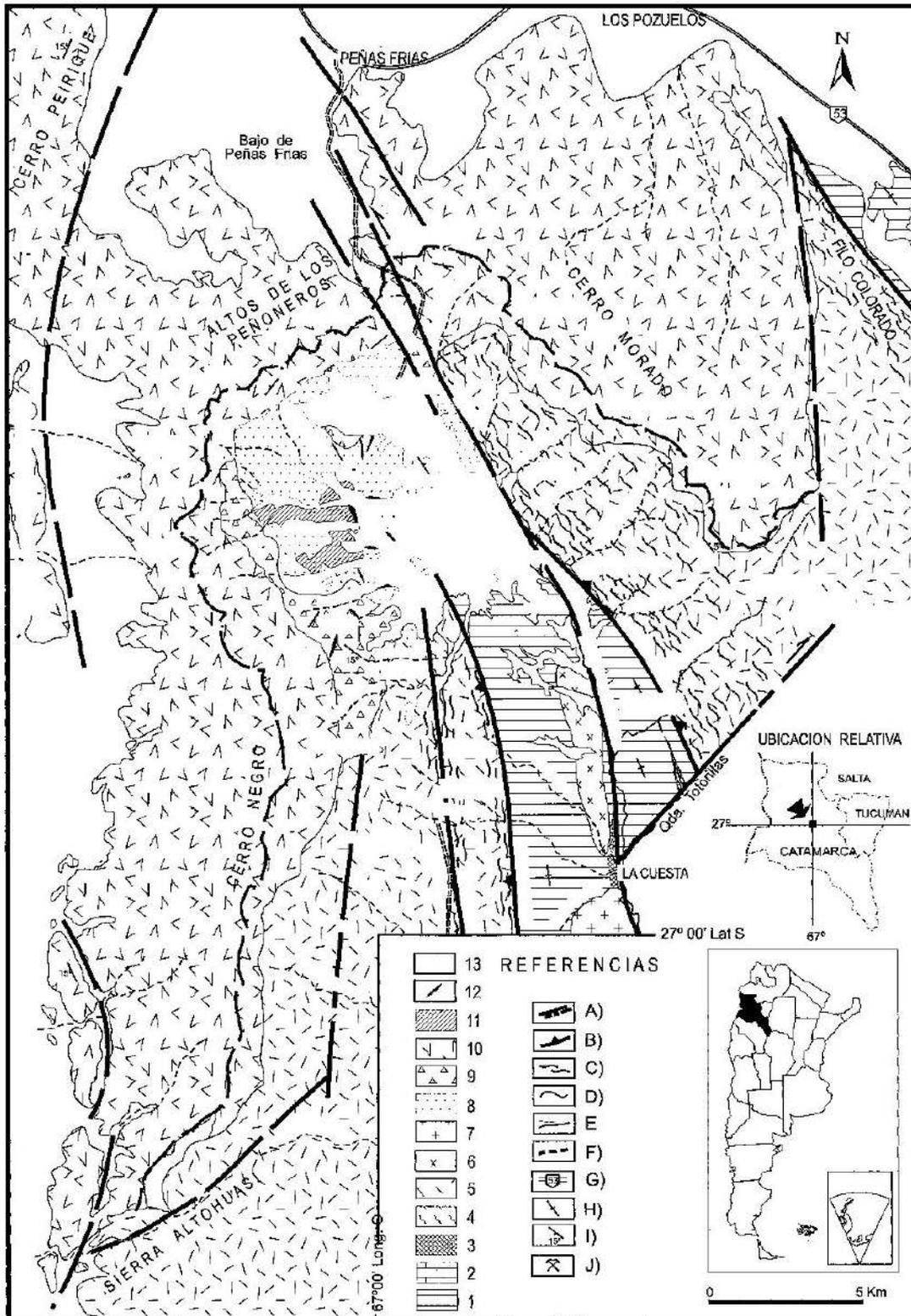


Fig. 11. Esquema geológico de la Caldera Vicuña Pampa [simplificada de Rossello, 1983]. 1: Grupo Cachiñán, 2: Migmatitas, 3: Intrusivos prevolcánicos, 4: Asociación Volcánica Inferior, 5: Intrusivos, 6: F. Chucolay, 7: Asociación Volcánica Superior, 8: relleno moderno y 9: traza interna de la caldera y 10: Fallas principales. Las letras indican la posición de: a: Vetas Lomas del Medio, b: Vetas del Portezuelo, c: Vetas Punta de Bramadores, d: Vetas Hornito, e: Cuerpos Gábricos Porfíroides, f: Los Bayitos, g: Campo del Quinchamal.

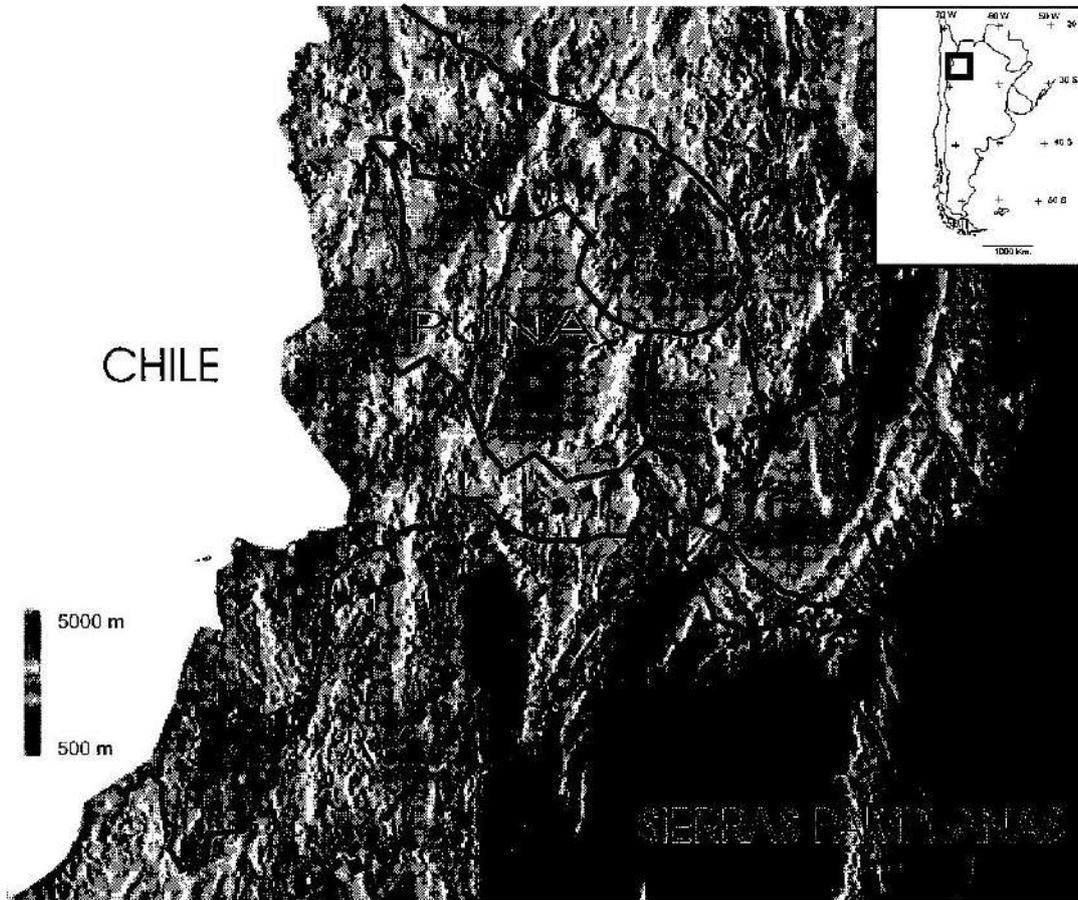


Fig. 12. Localización del Lineamiento Tucumán sobre una topografía digitalizada (véase en el inserto de la esquina superior derecha su ubicación relativa dentro de la Argentina). Se indica la posición de manifestaciones volcánicas Neógenas en dos grandes ejes: uno involucra a la Caldera Cerro Galán y el otro que incluye a la Caldera Vicuña Pampa y Filo Colorado atraviesa al Lineamiento Tucumán en la región del Distrito Farallón Negro.

tes externos del Complejo Volcánico Vicuña Pampa. A partir del Plioceno, comienzan a erosionarse estas litologías, y durante el Pleistoceno, las porciones deprimidas de la comarca comienzan a recibir sedimentos pobremente consolidados aterrazados y no consolidados, con potencias variables, coluvioaluviales que convergen hacia porciones centrales donde dominan los materiales eólicos y de planicies aluviales.

Sobre el flanco occidental se reconocen anomalías de color de Los Bayitos y Campo Quinchamal (Figura 11), distinguibles en imágenes satelitales, constituidas por rocas eruptivas y piroclásticas ácidas a mesosilíceas de la Asociación Volcánica Inferior con variables características texturales y minera-

lógicas con alteraciones hipogénicas y supergénicas que pueden agruparse según modelos hidrotermales de tipo pórfido relacionadas con intrusivos subvolcánicos enmascarados por la alteración argílica [Rossello & Jones, 1999].

La Caldera Vicuña Pampa exhibe una estructuración que coincide con el patrón de esfuerzos y deformación general que determina el Lineamiento Tucumán, tal como pueden ser reconocidas en la comarca de Farallón Negro. Sin embargo, existen importantes diferencias de sus niveles de erosión, puesto que los depósitos del Distrito Minero Farallón Negro sufrieron un grado mucho más intenso que permiten aflorar sus raíces subvolcánicas. En cambio, la Caldera Vicuña Pampa presen-

ta una erosión incompleta y relativamente débil que aún conserva al cortejo de rocas efusivas cercanas e inmediatamente por encima de ellos.

Conclusiones

Sobre la zona de influencia del Lineamiento Tucumán se observan importantes cambios en la disposición regional submeridiana de los cordones montañosos que constituyen el frente Andino expresados claramente por la topografía y la disposición de las estructuras Neógenas (Figura 12). Además, se aprecia que el eje del magmatismo Vicuña Pampa-Filo Colorado se proyecta desde el arco principal intersectando al Lineamiento Tucumán en el Distrito Farallón Negro.

Rossello et al. [1996b] encontraron una compatibilidad muy fuerte entre la forma y disposición espacial de los afloramientos elípticos del Bajo La Alumbra y de sus diques con el campo de deformación Neógeno que determina el Lineamiento Tucumán. En un todo de acuerdo con este arreglo espacial, las estructuras que controlan la mayoría de las geometrías bidimensionales de los restantes depósitos minerales relacionados con manifestaciones subvolcánicas Neógenas, variablemente mineralizadas con Cu, Mo y Au de la región (Distrito Farallón Negro, Cerro Atajo, Capillitas, Agua Rica y Filo Colorado), también se relacionan con los mismos ejes principales del campo de esfuerzos actuante durante el Neógeno (Figura 13A). Incluso, la Caldera Vicuña Pampa se localiza sobre una misma megatrayectoria NNO de funcionamiento antitético, al igual que lo hacen las manifestaciones de tipo pórfido cuprífero del Distrito Minero de Farallón Negro (Bajos Agua Tapada-La Josefa, Las Pampitas, Alumbra, Espanto, Jejenes, San Lucas y Las Juntas).

De esta manera, la totalidad de las estructuras que aparecen relacionadas con estos depósitos pueden considerarse dispuestas en la dirección preferencial de dilatación de acuerdo con direcciones antitéticas R' [Riedel, 1929] de un sistema transcurrente dextral expresado por el Lineamiento Tucumán. Así es posible reconocer rasgos extensivos locales vinculados con pandeos o

resaltos derechos [véanse detalles de nomenclaturas en Christie-Blick & Biddle, 1985; Rossello, 2000] que adquieren diferentes tamaños. Algunos cuerpos vetiformes (Capillitas, Farallón Negro-Alto de la Blenda), tienden a aumentar sus potencias cuando sus rumbos se tuercen para disponerse en posiciones que se aproximan a la de los esfuerzos principales máximos responsables de la deformación que expresa el Lineamiento Tucumán (Figura 13C).

Con respecto a las variaciones de edad que exhibe el magmatismo Andino, es posible reconocer una migración de hot spots desde el Mioceno hasta el Plio-Pleistoceno que progresa hacia el oriente. De este modo, la Caldera Vicuña Pampa, que ocupa una posición más occidental, tiene una edad significativamente mayor (19 a 14 Ma) con respecto al Complejo Farallón Negro (6 y 10 Ma), e incluso con Agua Rica (Figura 13B). Esta migración apoya en términos generales el hecho de que en Chile los pórfidos cupríferos sean más viejos que los que se localizan en el territorio argentino [Camus & Duhalde, 1982; Levi et al., 1988; Skewes & Stern, 1994; McKee et al., 1994; Jones et al., 1996].

Finalmente, puede concluirse que la conjunción del control estructural que ocurre entre el Lineamiento Tucumán y el eje magmático Vicuña Pampa-Filo Colorado determina el desarrollo de un metalotecto que alberga las mayores reservas económicas de metales cupríferos y preciosos actualmente reconocidos en el territorio argentino. El reconocimiento de ambos factores controlantes pueden contribuir muy favorablemente, a diferentes escalas, a la optimización de las actividades prospectivas, exploratorias y mineras de la comarca. En este sentido, se estima que puede aplicarse este modelo estructural a sectores cubiertos o poco conocidos que aún restan en la comarca estudiada.

Agradecimientos

Deseo expresar mi agradecimiento a todas aquellas personas e instituciones que contribuyeron a la realización del presente estudio a lo largo de más de 20 años. Especialmente, a los doctores Héctor H. García y

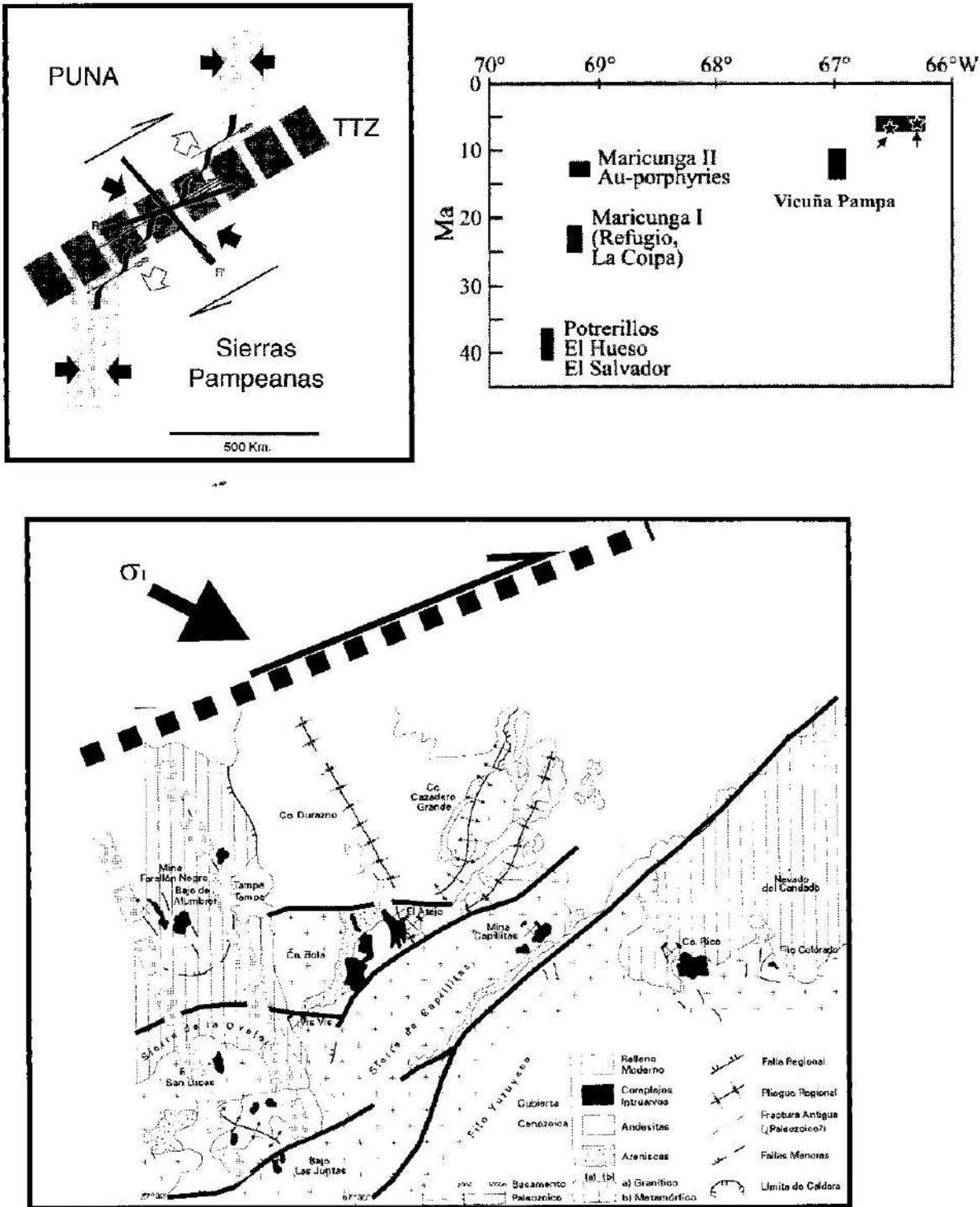


Fig. 13. *Arriba*) Izquierda: Esquema interpretativo (sin escalas) representando la deformación andina dentro del contexto cinemático del Lineamiento Tucumán (banda discontinua). La zona en gris representa el frente externo andino. Los ejes principales de la deformación fueron determinados por un análisis microtectónico de fallas (flechas negras: acortamiento y flechas blancas: estiramiento). Las estructuras transcurentes conjugadas principales reconocidas en el campo están marcadas por estructuras Riedel R y R' [Riedel, 1929]. Derecha: Cuadro de edades [adaptada de Sasso y Clark, 1999]. *Abajo*) Posición geográfica relativa de los principales depósitos hidrotermales de la comarca andina a la latitud del Lineamiento Tucumán.

Arturo J. Amos que, como mis primeros maestros y luego apreciados colegas y amigos, me introdujeron en la apasionante temática del control estructural de los yacimientos geoecónómicos. También deseo agradecer a los Dres. Peter R. Cobbold, Claude A. Le Corre, Armando C. Massabie, Denis Gapais, Marc Urreiztieta, Isabelle Coutand, Luis F. Navarro García y al Lic. Jorge R. Morelli por las innumerables y jugosas discusiones mantenidas sobre el Lineamiento Tucumán y temas afines que han enriquecido y facilitado notablemente la percepción teórico-práctica del problema. Los Dres. Jorge Patricio Jones, Pablo Marcet y Ricardo Sureda aportaron motivaciones mineras a este estudio. El señor Cristóbal Bordarampé contribuyó con la edición final de las ilustraciones y del texto. Finalmente, deseo agradecer a la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales la honrosa distinción que me ha hecho al otorgarme el premio "Horacio J. Harrington" en Geología Estructural y la invitación de publicar la presente contribución, que expresa una síntesis de mi actividad en los controles estructurales del noroeste argentino.

Este trabajo contribuye al proyecto UBACyT 1998-2000: Proyecto UBA (TX 015).

Referencias

- Abels, A. & L. Bischoff, 1999. Clockwise block rotations in northern Chile: Indications for a large-scale domino mechanism during the middle-late Eocene. *Geology* 27 (9), 751-754.
- Alderete, M.C., 1999a. Distrito Farallón Negro-Alto de la Blenda, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E.O. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR (Buenos Aires), *Anales* 35, 1637-1642.
- Alderete, M.C., 1999b. Bajo de Agua Tapada, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E.O. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR (Buenos Aires), *Anales* 35, 1475-1478.
- Alderete, M.C., 1999c. Prospecto minero Las Pampitas, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E.O. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR (Buenos Aires), *Anales* 35, 1467-1470.
- Alderete, M.C., P. Bortolotti, R. Moyano, J. Ojeda & A. Antonio-Gutiérrez, 1987. Estructuras y mineralización-sector sur Sierras de Aconquija. 10° Congreso Geológico Argentino (Tucumán), *Actas* 1, 381-385.
- Allmendinger, R.W., 1986. Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentina Andes. *Geological Society of America. Bulletin* 97: 1070-1082.
- Allmendinger, R.W., M. Strecker, J.E. Eremchuk & P. Francis, 1989. Neotectonic deformation of the southern Puna plateau, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 2, 111-130.
- Allmendinger, R.W., T. Gubbels, B. Isacks & T. Cladouhos, 1993. Lateral variations in late Cenozoic deformation, Central Andes, 20-28°S (extended abstract), Second International Symposium of Andean Geodynamics, *Colloques et Séminaires, ORSTOM (Paris)*, 155-158.
- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E. Kay, S.M. & Isacks, B.L., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annual Reviews Earth Planet. Sci.* 25, 139-174.
- Assumpção, M. & M. Araujo, 1993. Effect of the Altiplano-Puna plateau, South America, on the regional intraplate stresses. *Tectonophysics* 221: 475-496.
- Aubry, L., Roperch, P., Urreiztieta, M. de, Rossello, E.A. y Chauvin, A., 1995. Tectonic evolution of the Eastern Andes of North-West Argentina: paleomagnetic constraints. *Journal of Geophysical Research*. En prensa.
- Angelelli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. *Comisión de Investigaciones Científicas Provincia de Buenos Aires (La Plata)*, 2 tomos, 704p.
- Bassi, H.L., 1987. Evaluación geológico-minera del yacimiento aurocuprífero con Pb-Zn del Bajo del Durazno, Catamarca, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino (Tucumán), *Actas* 1, 43-46.
- Bassi, H.L. & G. Rochefort, 1980. Estudio geológico del yacimiento cuproaurífero de la Alumbreira, Provincia. de Catamarca. *Anales XVIII. Servicio Minería Secretaría Estado de Minería (Buenos Aires)*, 150p.
- Boudesseul, N., Bremond d'Ars, J. de, Cobbold, P.R., Gapais, D. & Hallot, E., 1999. Relationships between Cenozoic volcanism and tectonics in Central Andes. EUG X, Strasbourg.
- Caelles, J.C., A.H. Clark, E. Farrar, S.L. McBride & S. Quirt, 1971. Potassium-argon ages of porphyry copper deposits and associated

- rocks in the Farallón Negro, Capillitas District, Catamarca, Argentina. *Economic Geology* 66 (6), 961-964.
- Cahill, T. & B.L. Isacks, 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research* 97, 17503-17529.
- Camus, F. & Duhalde, M.A., 1982. Geología de los yacimientos hidrotermales de oro en Chile. *Revista Geológica de Chile* 17, 47-70.
- Chipulina, M.A. & R.A. González, 1983. Síntesis de la investigación geofísico minera en el Noroeste Argentino. 2° Congreso Nacional de Geología Económica (San Juan, Argentina), *Actas* 2, 425-442.
- Christie-Blick, N. & K.T. Biddle, 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. In Biddle, K.T. & N. Christie-Blick (eds): Strike-slip deformation, Basin formation and sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (Tulsa), *Special Publication* 37, 1-34.
- Cladouhos, T.T. R.W. Allmendinger, B. Coira & E. Farrar, 1994. Late Cenozoic deformation in the Central Andes: Fault kinematics from the northern Puna, northwest Argentina and southwest Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences* 7, 209-228.
- Cobbold, P.R., P. Davy, D. Gapais, E.A. Rossello, E. Sadybakasov, J.C. Thomas, J.J. Tondji-Biyó & M. de Urreiztieta, 1993. Sedimentary basins and crustal thickening. In: S. Cloetingh, W. Sassi, F. Horvath & C. Puigdefabregas (Eds.), Basin Analysis and Dynamics of Sedimentary Basin Evolution. *Sedimentary Geology* (Amsterdam, Países Bajos) 86, 77-89.
- Cobbold, P.R., P. Sztatmari, C. Lima & E.A. Rossello, 1996. Cenozoic deformation across South America: continent-wide data and analogue models. III International Symposium on Andean Geodynamics, *ORSTOM-Géosciences Rennes* (Saint Maló, Francia), 21-24.
- Cobbold, P.R., M. Diraison & E.A. Rossello, 1999. Bitumen veins and Eocene transpression, Neuquén Basin, Argentina. *Tectonophysics* (Amsterdam, Países Bajos), 314 (4), 423-442.
- Cobbold, P.R., Rossello, E.A. & Lima, C., 2000. Physical models of plate tectonics and intracontinental deformation, applied to South America. XXXI° *International Geological Congress* (Rio de Janeiro, Brasil).
- Coutand, I., P.R. Cobbold, A. Chauvin, E.A. Rossello & O.R. López-Gamundí, 1999. Cenozoic deformation and tectonic style of the Puna Plateau (Northwestern Argentina, Central Andes). *IV° International Symposium on Andean Geodynamics* (Göttingen, Alemania), 192-196.
- Coutand, I., P.R. Cobbold, M. de Urreiztieta, P. Gautier, A. Chauvin, D. Gapais, E.A. Rossello & O.R. López-Gamundí, 2001. Style and history of Andean deformation, Puna plateau, Northwestern Argentina. *Tectonics* (Londres, Reino Unido), 20 (2), 210-234.
- Dewey, J.F. & Lamb, S.H., 1992. Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics* 205, 79-85.
- García, H.H., 1970a. Control estructural de las vetas de Alto de LA Blenda, Departamento Belén. *Opera Lilloana* 19, 1-87.
- García, H.H., 1970b. Geología del yacimiento tipo pórfido cuprífero: Bajo Las Pampitas, departamento Belén, provincia de Catamarca, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, *Revista* 25, 319-328.
- García, H.H. & E.A. Rossello, 1984. Geología y yacimientos minerales de Papachacra, Departamento Belén, Catamarca, Argentina. IX° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), *Actas* 7, 245-259.
- González Bonorino, F., 1950. Geología y petrografía de las hojas 12d (Capillitas) y 13d (Andalgalá), Catamarca. Dirección General de Industria Minera, *Bol.* 70, 1-100.
- González-Farrar, O., Baker, P.E. & Rex, D.C., 1985. Tectonic-volcanic discontinuity at Latitude 27° South Andean range, associated with Nazca plate subduction. *Tectonophysics* 112, 423-441.
- Grier, M.E., J.A. Salfity & R.W. Allmendinger, 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 4, 351-372.
- Guilbert, J.M. & C.F. Park, Jr., 1986. *The geology of ore deposits*. Freeman & Co. (New York), 985p.
- Guillou, J., 1999. El pórfido Cuprífero Filo Colorado, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E.O. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR (Buenos Aires), *Anales* 35, 1493-1494.
- Gripp, A.E. & R.G. Gordon, 1990. Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model. *Geophysical Research Letters* 17(8): 1109-1112.
- Jones, J.P., 1996. The Farallón Negro-Bajo de la Alumbreira volcano-plutonic cluster. 13° Congreso Geológico Argentino-3° Congreso de Hidrocarburos (Buenos Aires), *Actas* 3, 17-27.
- Jones, J.P., Martínez, R.D. & Rossello, E.A., 1996.

- La faja volcánica terciaria del Valle del Cura (San Juan, Argentina): sus alcances y potencial para localizar World Class Deposits. 13° Congreso Geológico Argentino-3° Congreso de Hidrocarburos (Buenos Aires), *Actas* 3, 55-71.
- Jordan, T.E., B.L. Isacks, V.A. Ramos & R.W. Allmendinger, 1983. Mountain building in the Central Andes. *Episodes*: 20-26.
- Le Corre, C.A. & E.A. Rossello, 1994. Kinematics of Early Paleozoic ductile deformation in the basement of NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 7 (3/4), 301-308.
- Levi, B., Nyström, J.O., Thiele, R. & Aberg, G., 1988. Geochemical trends in Mesozoic-Tertiary volcanic rocks from the Andes in central Chile, and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 1 (1), 167-177.
- Llambías, E.J., 1970. Geología de los yacimientos mineros Agua de Dionisio (Provincia de Catamarca, República Argentina). Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, *Revista* I (1), 2-32.
- Llambías, E.J., 1972. Estructura del grupo volcánico Farallón Negro, Catamarca, República Argentina). Asociación Geológica Argentina, *Revista* 27 (2), 161-169.
- Mahlburg Kay, S., Makshev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C. & Gordillo, C.E., 1988. Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28° S and 33° S: correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. *Journal of South American Earth Sciences* 1 (1), 21-38.
- Marquez-Zavalía, M.F., 1999. El yacimiento Capillitas, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E.O. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR (Buenos Aires), *Anales* 35, 1643-1652.
- Marrett, R.A., R.W. Allmendinger, R.N. Alonso, & R.E. Drake, 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 7 (2): 179-207.
- McKee, E.H., Robinson, A.C., Rybuta, J.J., Cuitiño, L. & Moscoso, R.D., 1994. Age and Sr isotopic composition of volcanic rocks in the Maricunga Belt, Chile: implications for magma sources. *Journal of South American Earth Sciences* 7 (2), 167-177.
- Mon, R., 1976. La tectónica del borde oriental de Los Andes en las Provincias de Salta, Tucumán y Catamarca, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, *Revista* 31 (1), 65-72.
- Pardo-Casas, F. & P. Molnar, 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6: 233-248.
- Peralta, E., 1999. Distrito aurífero de Cerro Atajo, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed.: Zappettini, E.O.). Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR (Buenos Aires), *Anales* 35, 1653-1657.
- Ramsay, J.G. & M.I. Huber, 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology*. Volume 1: Strain analysis. Academic Press (Londres), 307p.
- Riedel, W., 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentralbl. Mineral. Geol. Paläontol.*, Abh. B, 354-368.
- Roco, R. & M. Koukharsky, 1999. El pórfiro cupromolibdenífero Agua Rica y las manifestaciones epitermales asociadas, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E.O. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR (Buenos Aires), *Anales* 35, 1479-1492.
- Rojas, N., J. Perelló, P. Harman, J. Cabello, C. Devaux, L. Fava & E. Etchart, 1999. Situación minera, geología y ampliación de reservas en Agua Rica, un depósito de cobre, molibdeno y oro, provincia de Catamarca, Argentina. In G. González Bonorino, R. Omarini & J. Viramonte. Geología del Noroeste Argentino. XIV° Congreso Geológico Argentino (Salta). *Relatorio*, 14-25.
- Rossello, E.A., 1980. Nuevo Complejo Volcánico Vicuña Pampa, Departamento Belén, provincia de Catamarca. Asociación Geológica Argentina, *Revista* 35 (3), 436-438.
- Rossello, E.A., 1983. Geología del Complejo Volcánico Vicuña Pampa. Dpto. Belén, Provincia de Catamarca. Universidad de Buenos Aires. *Tesis Doctoral* N° 1806, 195 p.
- Rossello, E.A., 1984. Posibilidades económicas de la comarca del Complejo Volcánico Vicuña Pampa, en función de su localización geotectónica regional. Primeras Jornadas de Geología de Catamarca (Universidad Nacional de Catamarca), *Actas* 1, 1-9.
- Rossello, E.A., 1990. Metalogénesis de la comarca de Vicuña Pampa (Departamento Belén), Catamarca, Argentina. *Tras. Jornadas Regionales de Ciencia y Técnica* (NOA), Recursos Mineros. Universidad Nacional de Catamarca.
- Rossello, E.A., 2000. Sistemas tectónicos transcurrentes. X° Reunión de Microtectónica (Bue-

- nos Aires, Noviembre 2000). Asociación Geológica Argentina, *Publicación Especial* (Buenos Aires, Argentina). En evaluación.
- Rossello, E.A., 2001. La caldera Vicuña Pampa (27° 00' S - 67° 00' O, Catamarca, Argentina): implicancias geotectónicas y económicas. *Asociación Geológica Argentina, Revista* (Buenos Aires). En revisión.
- Rossello, E.A., Mozetic, M.E., Cobbold, P.R. y Urreiztieta, M. de, 1995. El límite entre Precordillera y Sierras Pampeanas (Andes centrales de Argentina): consecuencias tectónicas y topográficas regionales. Novenno Congreso Latinoamericano de Geología (Caracas). *Actas microregistradas*.
- Rossello, E.A., M.E. Mozetic, P.R. Cobbold, M. de Urreiztieta & D. Gapais, 1996a. El espolón Umango-Maz y la conjugación sintaxial de los lineamientos Tucumán y Valle Fértil (La Rioja, Argentina). 13° Congreso Geológico Argentino - 3° Congreso de Hidrocarburos (Buenos Aires, Argentina), *Actas 2*, 187-194.
- Rossello, E.A., Urreiztieta, M. de, Gapais, D., Le Corre, C. & Cobbold, P.R., 1996b. La elipticidad del Bajo La Alumbra y la Caldera del Cerro Galán Catamarca, Argentina): ¿Reflejo de la deformación Andina?. *Asociación Geológica Argentina, Revista 51* (3), 3-10.
- Rossello, E.A., Mozetic, M.E. & López de Luchi, M.G., 1999. El Basalto La Puerta de San José (Belén, Catamarca): Un nuevo testimonio del rifting Cretácico en el Noroeste Argentino. IVX° Congreso Geológico Argentino (Salta, Argentina), *Actas 2*, 194-196.
- Rossello, E.A. & M.E. Mozetic, 1999a. Tectonic recurrence of the Desaguadero-Valle Fértil Lineament from new K/Ar ages on volcanics at the Cerro Rajado anticline (San Juan and La Rioja Provinces, Argentina). *II South American Symposium on Isotope Geology* (Villa Carlos Paz, Argentina), 354-356.
- Rossello, E.A. & M.E., Mozetic, 1999b. Caracterización estructural y significado geotectónico de los depocentros Cretácicos continentales del Centro-Oeste Argentino. 5° Simposio sobre el Cretácico do Brasil - 1° Simposio sobre el Cretácico de América del Sur (Serra Negra, Brasil), *Actas*, 107-113.
- Rossello, E.A. & J.P. Jones, 1999. Potencial geominero de la Caldera Vicuña Pampa (27°00 S-67°00 W), Catamarca. XIV° Congreso Geológico Argentino (Salta, Argentina), *Actas 2*, 294-297.
- Rossello, E.A., López de Luchi, M.G. & Osters, H. 2000. La Formación Papachacra (Belén, Catamarca, Argentina): Edades K/Ar y significados tectónicos y metalogénicos. IX° Congreso Geológico Chileno (Puerto Varas, Chile), Sesión Temática N° 2, *Actas I*, 360-364.
- Sasso, A.M. & Clark, A.H., 1998. The Farallón Negro Group, Northwest Argentina: magmatic, hydrothermal and tectonic evolution and implications for Cu-Au metallogeny in the Andean back-arc. *SEG Newsletter 34*, 1-18.
- Sasso, A.M. & Clark, A.H., 1999. El Grupo Farallón Negro: evolución magmática, hidrotermal y tectónica e implicancias para la metalogenia de cobre-oro en el retroarco Andino, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E.O. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR (Buenos Aires), *Anales 35*, 1437-1450.
- Sillitoe, R.W., 1988. Epochs of intrusion-related copper mineralization in the Andes. *Journal of South American Earth Sciences 1* (1), 89-108.
- Skewes, M.A. & Stern, C.R., 1994. Tectonic trigger for the formation of late Miocene Cu-rich breccia pipes in the Andes of central Chile. *Geology 22*, 551-554.
- Urreiztieta, M. de, E.A. Rossello, D. Gapais, C. Le Corre & P.R. Cobbold, 1993. Neogene dextral transpression at the southern edge of the Altiplano-Puna (NW Argentina). *II International Symposium on Andean Geodynamics*, ORSTOM-Oxford University (Oxford, Reino Unido). 267-269.
- Urreiztieta, M. de, Gapais, D., Le Corre, C., Cobbold, P.R. & Rossello, E.A., 1996. Cenozoic dextral transpression and basin development at the southern edge of the Altiplano-Puna, northwestern Argentina. *Tectonophysics 254*, 17-39.
- Urreiztieta, M. de, O. Bourgeois, D. Gapais, P.R. Cobbold, C. Le Corre, E.A. Rossello & D. Rouby, 1999. Restoration in map view of the Pampean ranges province, southern edge of the Puna plateau, Argentina. *III International Symposium on Andean Geodynamics*, ORSTOM-Géosciences Rennes (Saint Maló, Francia), 517-520.

Manuscrito recibido y aceptado en julio de 2001.