

69

LA EDAD DE LA FORMACION CANGALLI: NUEVOS DATOS GEOCRONOLOGICOS Y SU SIGNIFICADO GEOLOGICO

GÉRARD HERAIL*, WARREN SHARP**, GIOVANNI VISCARRA*** & MICHEL FORNARI****

* ORSTOM. Casilla 53390 - Correo Central - Santiago, Chile.

**Berkeley Geochronology Center, 2453 Ridge Rd. Berkeley, EE.UU.

***Calle Inca Sebastian Acosta 1119, La Paz, Bolivia.

****ORSTOM, CP. 9214, La Paz, Bolivia.

1.- LOS SEDIMENTOS CONSERVADOS EN LA CUENCA DE TIPUANI-MAPIRI.

Sólo se consideran las formaciones sedimentarias depositadas con anterioridad al encajonamiento de la red hidrográfica cuaternaria.

1.1.- La Formación Cangallí.

Está constituida esencialmente por conglomerados depositados en ambiente fluvial (Frochot, 1901; Ahlfeld, 1946; Stoll, 1961; Freydanck, 1965). Estos sedimentos rellenan una paleored hidrográfica, lo que controla importantes variaciones de espesores (de 0 hasta aproximadamente 1.000 metros) y numerosos cambios de facies (Hérail *et al.*, 1986; Viscarra, 1986; Hérail *et al.*, 1989).

En la parte axial de los paleovalles están conservadas facies fluviales. Aguas arriba, a la salida de las gargantas procedentes de la Cordillera, el sedimento está conformado por conglomerados fluvio-torrenciales que contienen bloques que pueden alcanzar varios m³. Hacia aguas abajo, estos materiales pasan a conglomerados mejor calibrados y paulatinamente aparecen facies distales de llanura de inundación. Sin embargo, no hay facies lacustres, aguas abajo, entrampadas detrás de los relieves que cierran la cuenca: esto significa que la cuenca de Tipuani-Mapiri nunca fue endoreica.

Hacia los bordes del paleovalle, aparecen facies específicas.

- Facies coluviales conformadas por bloques y cantos poco desgastados de pizarras ordovícicas contenidas en una matriz arenar-cilosa de color rojo.

- Facies de represamiento conformadas por capas de arena y arcillas (a veces, con gravas flotantes) de color gris-azulado, que contienen restos vegetales, a veces, en posición de vida. Pueden observarse capas de lignito. Hacia el eje del valle, estos sedimentos se interstratifican con conglomerados fluviales mientras que, del lado de la orilla, se interstratifican con facies coluviales. En el valle del río Tipuani, tales facies, están particularmente bien desarrolladas en los alrededores de Carhuarani y aguas abajo del río Iscua, frente al pueblo de Tipuani. En este lugar, las medidas de las

direcciones de corriente indican claramente que el sedimento, y las aguas que lo transportaban, procedían mayoritariamente del Paleotipuani y no de quebradas afluentes (Hérail *et al.* 1988).

1.2.- La Formación Chimate.

El tope de la Formación Cangallí actualmente observable esta cortado por una superficie de erosión cuya altitud oscila entre 1.100 y 1.300 metros. En los alrededores de la cuenca, esta superficie erosiona el substrato paleozoico (Fig. 1), mientras que cuenca adentro está cubierta, ya sea por los aluviones de las terrazas fluviales más altas de los ríos principales, o por depósitos de abanicos aluviales que conforman la Formación Chimate (Hérail *et al.*, 1988).

Esta formación aflora sobre un área de unos 180 km² entre los valles del Merke, Mapiri y Chimate (Fig. 2). Su potencia es de unos 70 a 80 metros. Está constituida por un conglomerado muy heterométrico, con bloques de cerca de 1 m³. Todos los clastos contenidos en este sedimento proceden de la erosión de los afloramientos del Ordovícico, que colindan la zona sin que haya aportes más lejanos. A diferencia de la Formación Cangallí, los sedimentos que constituyen la Formación Chimate están mal clasificados y distribuidos en canales anchos y poco profundos. Tanto la estructura sedimentaria como la morfología de la zona y la distribución radial de la red de drenaje, hacen que se interprete la Formación Chimate como un depósito de abanico aluvial; el ápice de este abanico estaba ubicado en los alrededores de la salida de los actuales valles del Korijahuira o del Chiñijo.

Al norte del valle del Mapiri, en la misma posición estratigráfica y geomorfológica que la Formación Chimate, están conservados los sedimentos de la "Altiplanicie de los Guarayos" (Freydanck, 1965; Miranda, 1988). Son conglomerados gruesos potentes de 15 a 30 metros, depositados en ambiente fluvial o en ambiente de abanico aluvial.

A partir del tope de la Formación Chimate y de la "Altiplanicie de los Guarayos" se disectaron los valles cuaternarios de los ríos, a lo largo de los cuales se formaron varios niveles de terrazas aluviales.



1.3. - La deformación de los sedimentos contenidos en la cuenca Cangallí.

La deformación se puede apreciar a escala del conjunto de la cuenca, comparando la geometría actual de los paleocauces que contienen la Formación Cangallí con la geometría de los cauces actuales. En el caso del Tipuani, el lecho actual está, aguas arriba de Unutuluni, unos 300 metros más bajo que el fondo del paleocauce en el cual se depositó la Formación Cangallí. Más aguas abajo, en la zona de Tipuani, el fondo del paleocauce se sitúa en los alrededores de 190 metros de profundidad y a 225 metros de profundidad en Cangallí (Viscarra, 1990). Para este tramo del valle la pendiente del cauce actual es del orden de 0,3 %, mientras que la pendiente del paleocauce es del orden de 4,5 %, lo que no corresponde a una pendiente de deposición. La diferencia entre la pendiente del paleocauce y la del cauce actual atestigua la existencia de movimientos orogénicos y un fuerte sollevamiento de la Cordillera Oriental.

La deformación se marca también a escala del afloramiento por pliegues y fallas inversas orientados N120-N130E (Viscarra 1986). La computación de datos obtenidos sobre planos de falla estriados y datos de microtectónica (clastos fracturados o punzonados) indica que estos conglomerados fueron sometidos a un esfuerzo compresional subhorizontal orientado en los alrededores de N050E (Hérail *et al.*, 1986, 1988 a; Fornari *et al.* 1987). Las formaciones viales posteriores a la Formación Cangallí (terrazas altas, Formación Chimate, Altiplanicie de los Guarayos), no han sufrido de compresión; en muy pocos casos se han observado fallas normales (Fornari *et al.* 1987).

2.- LA EDAD DE LA FORMACION CANGALLI.

2.1.- Antecedentes.

A la Formación Cangallí se le atribuyeron diferentes edades pero, generalmente, se asumía que era cuaternaria (Ruiz, 1972), a la luz de las edades C14 obtenidas sobre troncos fósiles que dieron 25.000 años BP (Freydanck, 1965), sin que se tengan datos del lugar donde se muestreó el material fechado.

Varias muestras de maderas fósiles contenidas en los aluviones del río del Tipuani nos proporcionaron edades del mismo rango o más antiguas. En Cangallí y Merma (Guanay) el material muestreado en terrazas más bajas dieron edades C14 de 9.810 ± 190 BP y 500 ± 150 BP, respectivamente (Hérail *et al.*, 1991). En la base de la secuencia fluvial contenida en el lecho de Tipuani, hemos obtenido edades C14 superiores a 33.800 años BP en el cuadro de Unutuluni, de $31.990 \pm 2250/1760$ años BP en el cuadro Saiyuani y de 3000 ± 600 años BP en un cuadro ubicado a la altura de Unutuluni. Esto indica que la Formación Cangallí, sobre la que descansan estos sedimentos, tiene que ser más antigua. Sobre todo, esta formación es antigua y potente y sobre ella sobreyacen la Formación Chimate y todos los niveles cuaternarios de las terrazas fluviales, lo que indica que es cuaternaria.

Consideraciones geológicas regionales y el estudio de la estructura tectónica de la Formación Cangallí sugieren que es de edad Miocena (Viscarra, 1986; Fornari *et al.*, 1987). El descubrimiento de un nivel de toba (toba Chontaloruni) y su datación nos permite solucionar el problema.

2.2.- La toba Chontaloruni

Esta toba está interestratificada en la Formación Cangallí. Aflora en una pequeña quebrada afluente de la orilla izquierda de la quebrada Chontaloruni y también en el río Vilaque (Fig.2). Es un nivel de 4 metros de potencia que presenta vitrificaciones en su base (sobre unos 20 cm de espesor), mientras que en el tope afloran niveles de toba retrabajados. Este nivel de toba fue descubierto en julio de 1985, durante levantamientos de terreno hechos en el marco del Convenio ORSTOM-UMSA. Dataciones K/Ar sobre biotitas y sobre feldespatos, dieron edades incompatibles ($8,3 \pm 0,5$ Ma sobre las biotitas y $17,7 \pm 0,9$ Ma sobre plagioclasa), lo que nos llevó a reemprender el estudio. Uno de los trabajos que se hicieron fue realizar dataciones $40 \text{ Ar} / 39 \text{ Ar}$ por el método de fusión al láser sobre un sólo cristal; se hicieron medidas sucesivamente sobre diferentes cristales de biotitas y diferentes cristales de feldespatos. Las medidas sobre los feldespatos dieron una edad-plateau de $7,79 \pm 0,03$ Ma y las medidas sobre biotitas dieron una edad-plateau de $7,96 \pm 0,058$ Ma, ambas son coherentes.

3.- Conclusión y discusión.

La toba Chontaloruni tiene una edad comprendida entre $7,79 \pm 0,03$ Ma y $7,96 \pm 0,58$ Ma; esta edad es la de, aproximadamente, la base del tercio superior de la Formación Cangallí. Se puede considerar, en el estado actual de los datos, que esta formación tiene una edad mamífero Huayqueriense. Es correlacionable con las Formaciones Quehua, Mauri 6, Rosa Pata, Pomota, conservadas en el Altiplano, en las que se fecharon tobas de edad parecida y que contienen faunas huayquerienses (Marshall *et al.*, 1991; Saint André, 1994). Se puede correlacionar con la Formación Charqui que aflora en la zona Subandina Norte (Fig.1). Podría representar las facies proximales de la Formación Charqui. En este caso la Formación Tutumo sería probablemente más reciente que la Formación Cangallí y atestiguaría de una progradación de facies sintectónicas groceras durante la deformación de la cuenca de antepaís.

La Formación Cangallí se depositó después de que empezó una importante fase de levantamiento de la Cordillera Oriental que provocó el profundo encajonamiento de los paleovalles que contienen los sedimentos. La cronología de este levantamiento está documentada sobre la vertiente altiplánica de la Cordillera Real donde empieza después de ≈ 11 Ma (Hérail *et al.* 1993). El represamiento de la cuenca que provoca el colapso de los paleovalles se debe a la activación del CFP y de los cabalgamientos del Subandino. Esta activación se produce en los alrededores de 10 Ma (Marshall *et al.* 1992) y los cabalgamientos siguen activos después de los 7 Ma.

1.3. - La deformación de los sedimentos contenidos en la cuenca Cangallí.

La deformación se puede apreciar a escala del conjunto de la cuenca, comparando la geometría actual de los paleocauces que contienen la Formación Cangallí con la geometría de los cauces actuales. En el caso del Tipuani, el lecho actual está, aguas arriba de Unutuluni, unos 300 metros más bajo que el fondo del paleocauce en el cual se depositó la Formación Cangallí. Más aguas abajo, en la zona de Tipuani, el fondo del paleocauce se sitúa en los alrededores de 190 metros de profundidad y a 225 metros de profundidad en Cangallí (Viscarrá, 1990). Para este tramo del valle la pendiente del cauce actual es del orden de 0,3 %, mientras que la pendiente del paleocauce es del orden de 4,5 %, lo que no corresponde a una pendiente de deposición. La diferencia entre la pendiente del paleocauce y la del cauce actual atestigua la existencia de movimientos orogénicos y un fuerte sollevamiento de la Cordillera Real.

La deformación se marca también a escala del afloramiento por pliegues y fallas inversas orientados N120-N130E (Viscarrá 1986). La computación de datos obtenidos sobre planos de falla estriados y de datos de microtectónica (clastos fracturados o punzonados) indica que estos conglomerados fueron sometidos a un esfuerzo compresional subhorizontal orientado en los alrededores de N050E (Hérail *et al.*, 1986, 1988 a; Fornari *et al.* 1987). Las formaciones aluviales posteriores a la Formación Cangallí (terrazas altas, Formación Chimate, Altiplanicie de los Guarayos), no han sufrido esta compresión; en muy pocos casos se han observado fallas normales (Fornari *et al.* 1987).

2.- LA EDAD DE LA FORMACION CANGALLI.

2.1.- Antecedentes.

A la Formación Cangallí se le atribuyeron diferentes edades pero, generalmente, se asumía que era cuaternaria (Ruiz, 1972), a la luz de edades C14 obtenidas sobre troncos fósiles que dieron 25.000 años BP (Freydanck, 1965), sin que se tengan datos del lugar donde se muestreó el material fechado.

Varias muestras de maderas fósiles contenidas en los aluviones del lecho del Tipuani nos proporcionaron edades del mismo rango o más antiguas. En Cangallí y Merma (Guanay) el material muestreado en las terrazas más bajas dieron edades C14 de 9.810±190 BP y 10.500±150 BP, respectivamente (Hérail *et al.*, 1991). En la base de la secuencia fluvial contenida en el lecho de Tipuani, hemos obtenido edades C14 superiores a 33.800 años BP en el cuadro Llipi, de 31.990±2250/1760 años BP en el cuadro Saiyuani y de 28.000 ± 600 años BP en un cuadro ubicado a la altura de Unutuluni. Así es que la Formación Cangallí, sobre la que descansan estos sedimentos, tiene que ser más antigua. Sobre todo, esta formación es muy potente y sobre ella sobreyacen la Formación Chimate y todos los niveles cuaternarios de las terrazas fluviales, lo que indica que es precuaternaria.

Consideraciones geológicas regionales y el estudio de la estructura tectónica de la Formación Cangallí sugieren que es de edad Miocena (Viscarrá, 1986; Fornari *et al.*, 1987). El descubrimiento de un nivel de toba (toba Chontaloruni) y su datación nos permite solucionar el problema.

2.2.- La toba Chontaloruni

Esta toba está interstratificada en la Formación Cangallí. Aflora en una pequeña quebrada afluente de la orilla izquierda de la quebrada Chontaloruni y también en el río Vilaque (Fig.2). Es un nivel de 4 metros de potencia que presenta vitrificaciones en su base (sobre unos 20 cm de espesor), mientras que en el tope afloran niveles de toba retrabajados. Este nivel de toba fue descubierto en julio de 1985, durante levantamientos de terreno hechos en el marco del Convenio ORSTOM-UMSA. Dataciones K/Ar sobre biotitas y sobre feldespatos, dieron edades incompatibles (8,3±0,5 Ma sobre las biotitas y 17,7±0,9 Ma sobre plagioclasa), lo que nos llevó a reemprender el estudio. Uno de los trabajos que se hicieron fue realizar dataciones 40 Ar/ 39 Ar por el método de fusión al laser sobre un sólo cristal; se hicieron medidas sucesivamente sobre diferentes cristales de biotitas y diferentes cristales de feldespatos. Las medidas sobre los feldespatos dieron una edad-plateau de 7,79±0,03 Ma y las medidas sobre biotitas dieron una edad-plateau de 7,96±0,058 Ma, ambas son coherentes.

3.- Conclusión y discusión.

La toba Chontaloruni tiene una edad comprendida entre 7,79±0,03 Ma y 7,96 ± 0,58 Ma; esta edad es la de, aproximadamente, la base del tercio superior de la Formación Cangallí. Se puede considerar, en el estado actual de los datos, que esta formación tiene una edad mamífero Huayqueriense. Es correlacionable con las Formaciones Quehua, Mauri 6, Rosa Pata, Pomota, conservadas en el Altiplano, en las que se fecharon tobas de edad parecida y que contienen faunas Huayquerienses (Marshall *et al.*, 1991; Saint André, 1994). Se puede correlacionar con la Formación Charqui que aflora en la zona Subandina Norte (Fig.1). Podría representar las facies proximales de la Formación Charqui. En este caso la Formación Tutumo sería probablemente más reciente que la Formación Cangallí y atestiguaría de una progradación de facies sintectónicas groseras durante la deformación de la cuenca de antepaís.

La Formación Cangallí se depositó después de que empezó una importante fase de levantamiento de la Cordillera Oriental que provocó el profundo encajonamiento de los paleovalles que contienen los sedimentos. La cronología de este levantamiento está documentada sobre la vertiente altiplánica de la Cordillera Real donde empieza después de ≈11 Ma (Hérail *et al.* 1993). El represamiento de la cuenca que provoca el colapso de los paleovalles se debe a la activación del CFP y de los cabalgamientos del Subandino. Esta activación se produce en los alrededores de 10 Ma (Marshall *et al.* 1992) y los cabalgamientos siguen activos después de los 7 Ma.

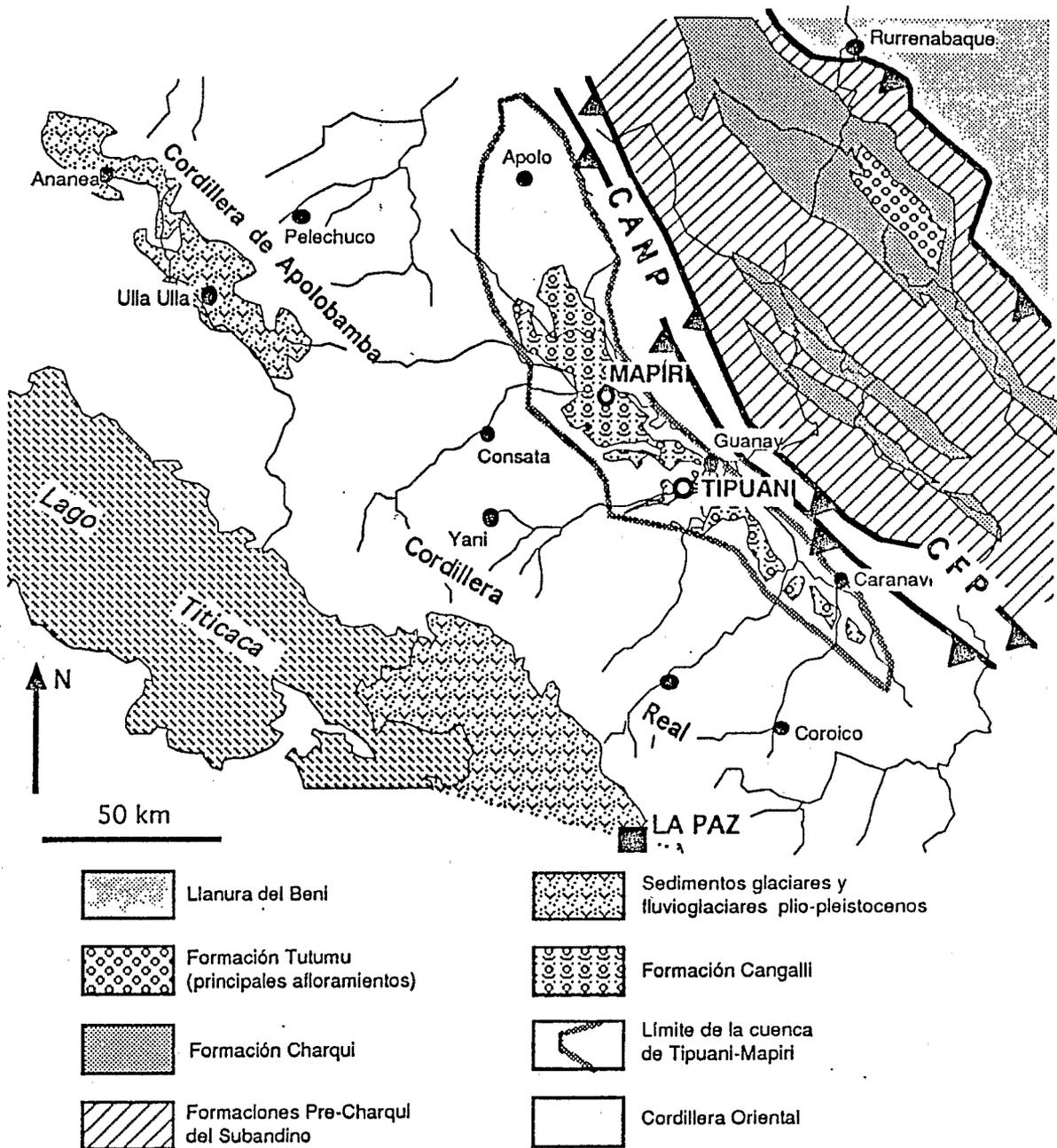


Fig. 1- La Cuenca de Tipuani Mapiri en su contexto geológico (CANP: Cabalgamiento Andino Principal; CFP: Cabalgamiento Frontal Principal).

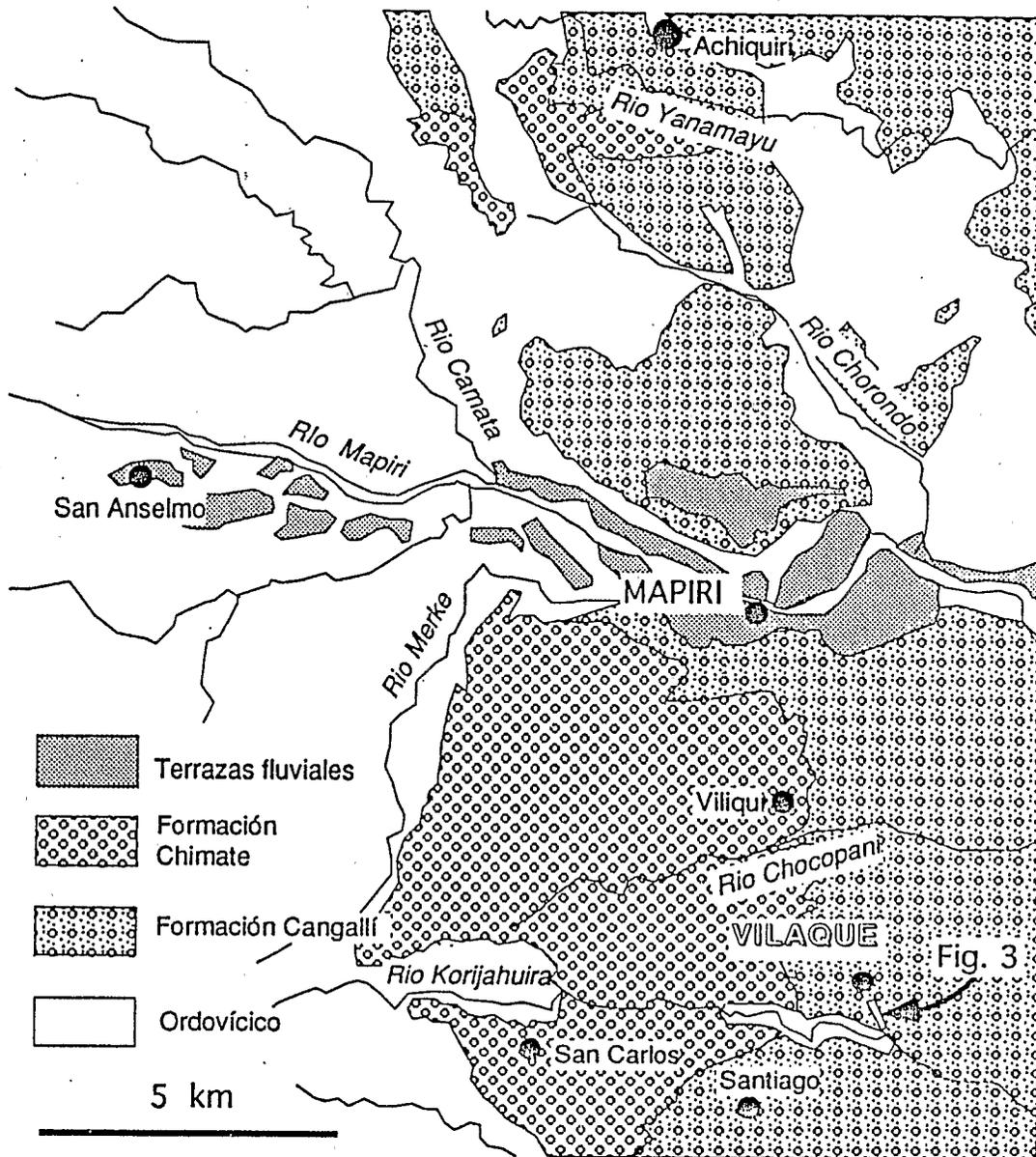


Fig. 2. Mapa geológico de la región de Mapiri.

REFERENCIAS

- AHLFELD, F., 1946. Geología de Bolivia. Rev. Mus. La Plata (nuev. ser.) Sec. Geol., T. III, 5-370.
- FORNARI, M., HERAIL, G., VISCARRA, G., LAUBACHER, G. & ARGOLLO, J., 1987. Sédimentation et structure du bassin Tipuani-Mapiri: un témoin d'évolution du front amazonien des Andes du nord de la Bolivie. C.R. Acad. Sci. Paris. t. 305. 1303-1308.
- FREYDANCK, H.G., 1965. Los placeres auríferos al pie de la Cordillera Oriental de Bolivia. Inf. DENAGEO ined. 52 p.
- FROCHOT, M., 1901. Les gisements de Tipuani. An. des Mines, 9^o ser., 149-185.
- HERAIL, G., ARGOLLO, J., FORNARI, M., LAUBACHER, G. & VISCARRA, G., 1986. El distrito de Tipuani, geología e historia. Khrysos, 2, 9-15.
- HERAIL, G. & VISCARRA, G., 1988a. El "Cauce Antiguo" del río Tipuani: análisis sedimentológico y tectónico e implicaciones para la prospección minera. ORSTOM en Bolivia, Inf. N^o 12, 14 p.
- HERAIL, G., MIRANDA, V. & FORNARI, M., 1988b. Los placeres de oro de la región de Mapiri y sus fuentes primarias. ORSTOM en Bolivia, Inf. N^o 16, 30 p.
- HERAIL G., FORNARI M., VISCARRA G., LAUBACHER G., ARGOLLO J. & MIRANDA V., 1989. Geodynamic and gold distribution in the Tipuani-Mapiri Basin (Bolivia). Proceeding of the International Symposium on Intramontane Basins: Geology and Resources, Chiang Mai, 342-352.
- HERAIL, G. & VISCARRA, G., 1991. The glacial gold placer of Suches Antaquilla and its exploration/El placer glacial de Suches Antaquilla y su exploración. Field guidebook/Libreta guía de la excursión de campo. Symp. Int. sur les Gis. Alluv. d'or, La Paz, juin 1991, 70 p.
- HERAIL, G., SOLER, P., LIZECA, J.L. & BONHOMME, M., 1993. Tectonique, magmatisme et érosion au contact entre l'Altiplano et la Cordillère Orientale (Andes de Bolivie): implications sur le déroulement de l'orogénèse. C.R. Acad. Sciences, Paris. t. 317, série II, pp. 515-522.
- MARSHALL, L. & SEMPERE, Th., 1991. The Eocene to Pleistocene vertebrates of Bolivia and their stratigraphic context: a review. Rev. Tec. de YPFB, 12, 3-4: 631-652.
- MARSHALL, L.G., SEMPERE, Th. & GAYET, M., 1993. The Petaca (late oligocene- middle miocene) and Yecua (Late miocene) formations of the Subandean-Chaco basin, Bolivia, and their tectonic significance. Doc. Geol. Lyon, 125:291-301.
- MIRANDA V., 1988. Geodinámica y distribución del oro en una cuenca intramontana andina: la Cuenca Cangallí en la región de Mapiri. Tesis, UMSA. 98 p.+ anexos.
- RUIZ BONILLA, E., 1972. Estudio geológico y evaluación de los yacimientos auríferos de la región de Tipuani-Isuhaya. Tesis Univ. La Paz, 81 p.
- SAINT-ANDRE P.A., 1994. Contribution à l'étude des grands mammifères du Neogène de l'Altiplano bolivien. Thèse de Doctorat du Muséum National d'Histoire Naturelle, 634 p + 34 planches.
- STOLL, W.C., 1961. Tertiary channel gold deposits at Tipuani, Bolivia. Econ. Geol. 56, 1258-1264.
- VISCARRA, G., 1986. Geodinámica y distribución del oro en una cuenca intramontana andina. Parte central de la Cuenca Cangallí: región de Tipuani-Mariapo. Tesis Univ. La Paz, 68 p.
- WEDELL, H.A., 1853. Voyage dans le nord de la Bolivie et dans les parties voisines du Pérou ou visite au district aurifère de Tipuani. ed. Bertrand. 571p.



SOCIEDAD GEOLOGICA BOLIVIANA



MEMORIAS DEL

XI CONGRESO GEOLOGICO

DE BOLIVIA

SANTA CRUZ, 6 - 9 DE OCTUBRE DE 1994



AUSPICIA
YACIMIENTOS PETROLIFEROS FISCALES BOLIVIANOS

