

# ESTRATIGRAFIA DE LA CORDILLERA DE LA COSTA, AL SUR DE TALTAL, CHILE: ETAPAS INICIALES DE LA EVOLUCION ANDINA

MANUEL SUAREZ  
JOSE A. NARANJO  
ALVARO PUIG

Servicio Nacional de Geología y Minería, Agustinas 785, 6° piso,  
Casilla 10465, Santiago.

## RESUMEN

La evolución meso-cenozoica de los Andes de Chile y Perú corresponde al desarrollo de un arco magmático continental, relacionado con la subducción de litósfera "pacífica" bajo América del Sur. La edad del comienzo de la historia andina ha sido objeto de controversia; algunos autores señalan el Jurásico Inferior, mientras que otros lo hacen en el Triásico Superior. En este trabajo se entregan antecedentes que permiten apoyar la última posición.

La evolución "andina" en la zona, comienza durante el Triásico Superior con la acumulación de potentes depósitos aluviales, asociados a volcanismo andesítico (las formaciones Cifuncho y Agua Chica). Estas rocas incluyen conglomerados rojos, que representan depósitos aluviales proximales, probablemente derivados de las rocas metasedimentarias y graníticas paleozoicas, que afloran inmediatamente al oeste. La presencia de este tipo de depósitos podría sugerir que hubo tectonismo sincrónico a su depositación. Subsecuentemente, durante los inicios del Jurásico o inclusive a fines del Triásico, tuvo lugar una transgresión, mientras la actividad volcánica continuaba intermitentemente. Esto fue acompañado por plutonismo, el que también pudo haber comenzado a fines del Triásico. Durante el Hettangiano-Sinemuriano u Aaleniano-Bajociano, se desarrollaron cuencas marinas de intra-arco, donde se depositaron las formaciones Pan de Azúcar, Posada de los Hidalgo y una unidad de areniscas de color rojo. Durante el Pliensbachiano (o antes) al Bajociano, comienza la erupción diacrónica de extensas secuencias de lavas basálticas a dacíticas, conocidas como Formación La Negra.

## ABSTRACT

The Meso-Cenozoic evolution of the Andes of Chile and Perú is that of a continental magmatic arc related to eastward subduction of Pacific lithosphere under Paleozoic fore-arc terranes. The timing of the beginning of the Andean history has been the subject of controversy with some authors of the opinion that it began in the Early Jurassic whilst others favour a Late Triassic age. In this paper the latter is supported and new insights in the tectonic environment of that time is given.

The Andean history in this area started during the Late Triassic with the accumulation of thick alluvial deposits associated to andesitic volcanism (Cifuncho and Agua Chica formations). They include conglomerates which represent proximal deposits probably derived from Paleozoic meta-sedimentary rocks and granitoids exposed immediately to the west. The accumulation of these alluvial deposits suggests synchronous tectonism in the area. Subsequently, during the earliest Jurassic (or even Late Triassic) a marine transgression took place, whilst volcanism associated to plutonism, continued intermittently. Shallow marine intra-arc basins developed during the Hettangian and Sinemurian (Pan de Azúcar and Posada de los Hidalgo formations) and the Aalenian-Bajocian (red sandstone sequence), whereas extensive basaltic to dacitic lava-flows started to erupt diachronously during Pliensbachian to Bajocian times (La Negra Formation).

## INTRODUCCION

La evolución meso-cenozoica de los Andes de Chile y Perú es básicamente la historia de un arco magmático continental, resultante de la subduc-

ción de la litósfera oceánica bajo Sudamérica. Esta evolución ocurrió en dos etapas principales, diferenciadas por el régimen tectónico de la región de

trasarco. El primer episodio transcurrió entre el Triásico Superior y el Cretácico medio, y se caracterizó por cuencas ensiálicas de trasarco en extensión, mientras que en la segunda fase, que comenzó a partir del Cretácico medio, no se desarrollaron cuencas de trasarco (e.g. Coira *et al.*, 1982).

Uno de los aspectos menos conocidos de la geología de los Andes es el inicio del llamado Ciclo Andino (Aubouin *et al.*, 1973; Coira *et al.*, 1982), tema que se tratará en este trabajo. Acá se presentan los resultados del mapeo de reconocimiento

hecho en las rocas andinas más antiguas, expuestas en la Cordillera de la Costa de la región de Antofagasta y se adelantarán consideraciones acerca de su paleogeografía. Allí afloran depósitos aluviales y volcánicos, asignados al Triásico Superior (formaciones Cifuncho y Agua Chica), sobreyacidos por estratos jurásicos, que incluyen rocas sedimentarias, frecuentemente volcanoclásticas y lavas (formaciones Pan de Azúcar, Posada de los Hidalgo y La Negra).

### DEPOSITOS ALUVIALES Y VOLCANICOS DEL TRIASICO SUPERIOR (Formaciones Cifuncho y Agua Chica): TECTONISMO Y VOLCANISMO AL COMIENZO DEL CICLO ANDINO

Los conglomerados y areniscas rojas con intercalaciones de rocas piroclásticas andesíticas, de la Formación Cifuncho, los cuales engranan hacia el sur con brechas volcánicas y lavas andesíticas de la Formación Agua Chica (Mercado, 1980; Naranjo, y Puig, 1984), representan las secuencias mesozoicas más antiguas de la Cordillera de la Costa de Antofagasta (Fig. 1). Estas rocas sobreyacen, discordantemente, a turbiditas y lavas básicas, deformadas, incluidas dentro de un conjunto de subducción paleozoico, intruido post-tectónicamente por granitoides del Paleozoico superior (Bell, 1982, 1984).

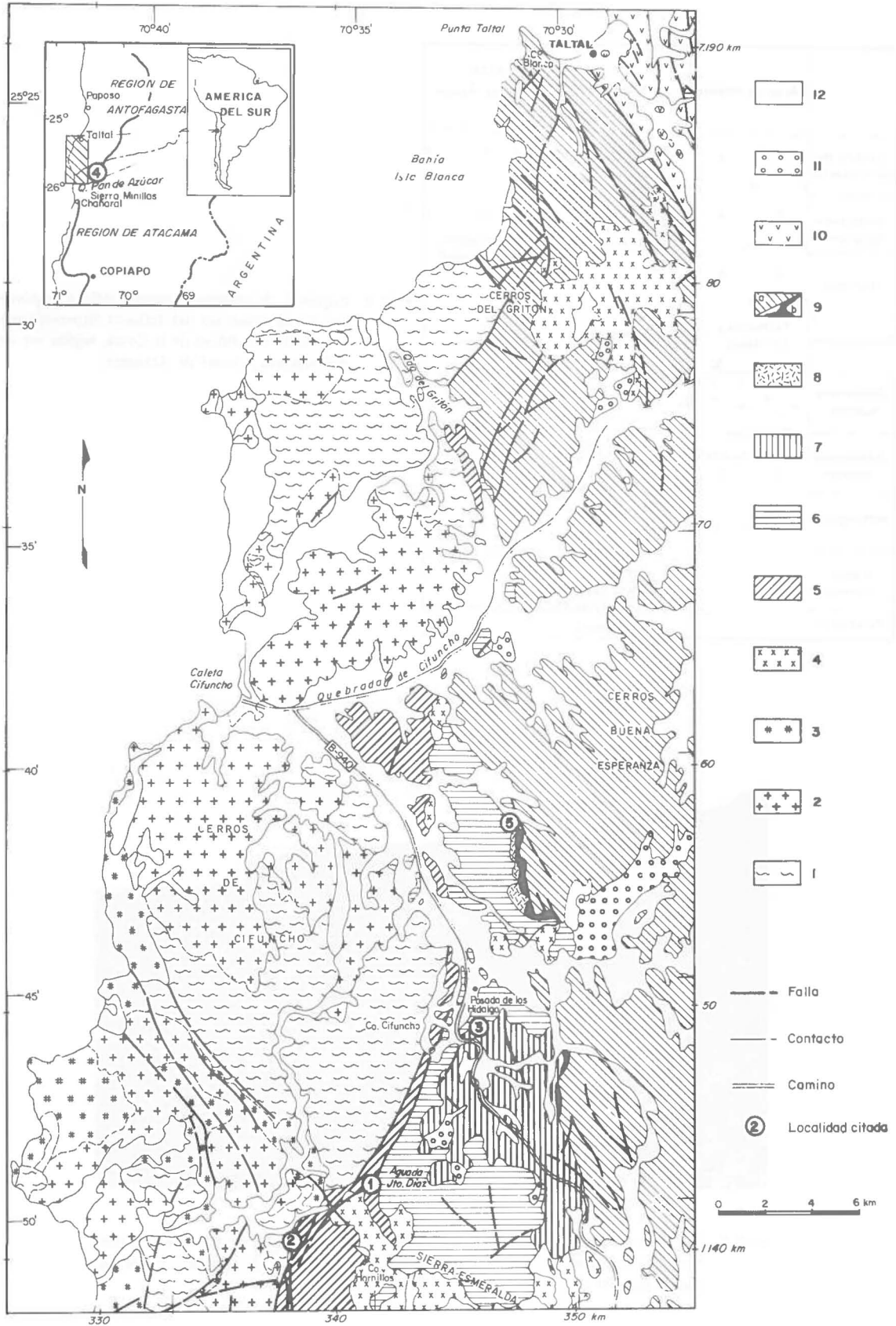
La Formación Cifuncho está cubierta, en aparente concordancia, por rocas sedimentarias marinas de la Formación Pan de Azúcar, del Hettangiano y Sinemuriano (Fig. 2). Si bien no se han encontrado fósiles diagnósticos en estas rocas, que permitan corroborar esta edad, ellas contienen flora fósil comparable, en parte, a aquella presente en la Formación La Ternera, de edad triásica superior, la cual aflora en la Precordillera andina de Copiapó, unos 150 km al sureste del área (Troncoso *in* Naranjo y Puig, 1984), debido a lo cual se le asigna una edad triásica superior.

En la Formación Cifuncho se han reconocido cuatro litofacies diferentes: (A) secuencia roja de conglomerados, areniscas de guijarros y areniscas; (B) areniscas de color gris-amarillento; (C) calizas delgadas, en capas de unos 20 cm, con ostrácodos; y (D) depósitos volcanoclásticos. La facies (A) es predominante y en ella se intercalan las otras.

La facies A, en Quebrada Cifuncho (Fig. 1), está organizada en ciclos de unos 10-30 m de espesor que, en la base, presentan un conglomerado de 3-5 m de espesor (Fig. 3). Los conglomerados, por lo general, exhiben bruscas variaciones laterales y verticales en textura, y fuerte lenticularidad de las capas (Fig. 4). Sobre ellos se disponen capas que, por lo general, son de espesores menores de 150 m y que incluyen conglomerados y areniscas de grano grueso, con lentes de conglomerados de un espesor equivalente al diámetro de uno o algunos clastos. Ocasionalmente, se observan paleocanales de hasta 4 m de profundidad (Fig. 5).

Los clastos de los conglomerados se encuentran, por lo general, en contacto entre sí (ortoconglomerados). En los afloramientos más septentrionales de la Formación Cifuncho, los clastos son fragmentos subangulares a subredondeados de granitoides,

FIG. 2. Mapa Geológico esquemático mostrando las localidades mencionadas en el texto (según Naranjo y Puig, 1984). 1: rocas metasedimentarias (Ordovícico-Devónico); 2: granitoides (Paleozoico superior); 3: granitoides (Jurásico Inferior); 4: granitoides (Jurásico-Cretácico); 5: depósitos aluviales y volcánicos, formaciones Cifuncho y Agua Chica (Triásico Superior); 6: rocas sedimentarias marinas (con tobos), Formación Pan de Azúcar (Hettangiano-Sinemuriano inferior); 7: volcanoclastitas y sedimentitas marinas, Formación Posada de los Hidalgo (Sinemuriano inferior); 8: cuerpo dacítico (Liásico); 9: a) lavas basálticas a dacíticas y rocas volcanoclásticas, Formación La Negra (Pliensbachiano-Jurásico Superior), b) capas rojas marinas (Aaleniano-Bajociano(?)); 10: rocas volcánicas del Cretácico Inferior; 11: Gravas de Atacama (Mioceno); 12: depósitos aluviales cuaternarios.



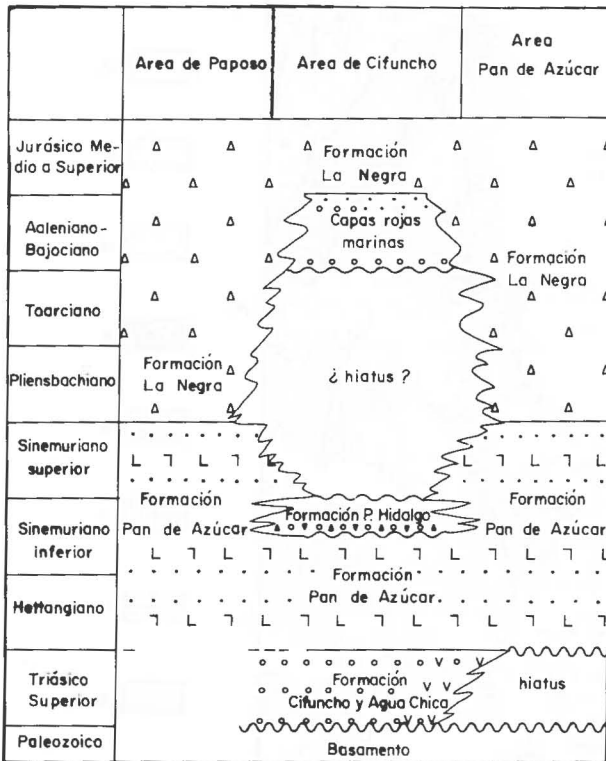


FIG. 2. Esquema de relaciones estratigráficas, regionales, de las unidades del Triásico Superior-Jurásico de la Cordillera de la Costa, región sur de Antofagasta y norte de Atacama.



FIG. 3. Vista típica de los conglomerados de la Formación Cifuncho, en la quebrada homónima. Notar la subdivisión en unidades, de unos 10-30 m de espesor, "marcadas" por un potente (3-5 m) conglomerado basal, que destaca en la ladera.

metareniscas, filitas, cuarcitas, cuarzo y feldespato, aparentemente, derivados de las rocas paleozoicas adyacentes, encontrándose, ocasionalmente, clastos de milonitas y rocas volcánicas. La participación de los componentes volcánicos en los conglomerados aumenta de norte a sur y predomina en los conglomerados expuestos en los alrededores de Aguada Jacinto Díaz (localidad 1, Fig. 1).

Los ortoconglomerados podrían corresponder a depósitos de flujos de río ("stream flow deposits") acumulados en la parte proximal de ríos trenzados ("braided"), probablemente, en un abanico aluvial. Las areniscas se formaron, posiblemente, en un ambiente de ríos trenzados ("braided streams"); mientras que las intercalaciones ocasionales de paraconglomerados indicarían depositación de flujos de detritos, también dentro de un abanico aluvial. La composición de los conglomerados señala que la principal fuente de origen fueron los afloramientos paleozoicos, expuestos directamente al oeste de los actuales afloramientos de la formación.

La facies B está compuesta por areniscas finamente estratificadas y de color de intemperización gris-amarillento, que se presentan en unidades de hasta 50 m de espesor, intercaladas en la facies A, en Quebrada Cifuncho (Fig. 1). Su asociación con

conglomerados de abanico aluvial sugiere depositación en una planicie aluvial. Moldes de sal fueron observados en una capa de arenisca perteneciente a los niveles superiores de la Formación Cifuncho; así como una capa de 10 cm de caliza negra con ostrácodos (Fig. 6)(facies C), intercalada en areniscas de la facies A, en los afloramientos de Quebrada Cifuncho y que, probablemente, representa a los depósitos de un lago temporal.

Las brechas volcánicas, principalmente andesíticas, y tobas de la facies D, se encuentran intercaladas dentro de la facies A. La mayoría de las brechas son de clastos inmersos en la matriz y están formadas por fragmentos andesíticos, que alcanzan, en general, a 30 cm de diámetro aunque, ocasionalmente, llegan a 1 ó 2 m. Son rocas mal seleccionadas y sin estructura interna, que se interpretan como depósitos de flujos de detritos. El hecho de que estas brechas volcánicas estén intercaladas en conglomerados aluviales, con poco o ningún detrito volcánico, indica que la depositación de las brechas está asociada a volcanismo sincrónico y muy cercano. Las tobas son capas blancas, de 10-20 cm de espesor, y son interpretadas como depósitos de caída de ceniza. En una de ellas se observaron marcas que podrían corresponder a



FIG. 4. Conglomerado típico de las facies proximal de la Formación Cifuncho, en la quebrada homónima. Un depósito de flujo de detritos, está bien expuesta arriba del martillo.



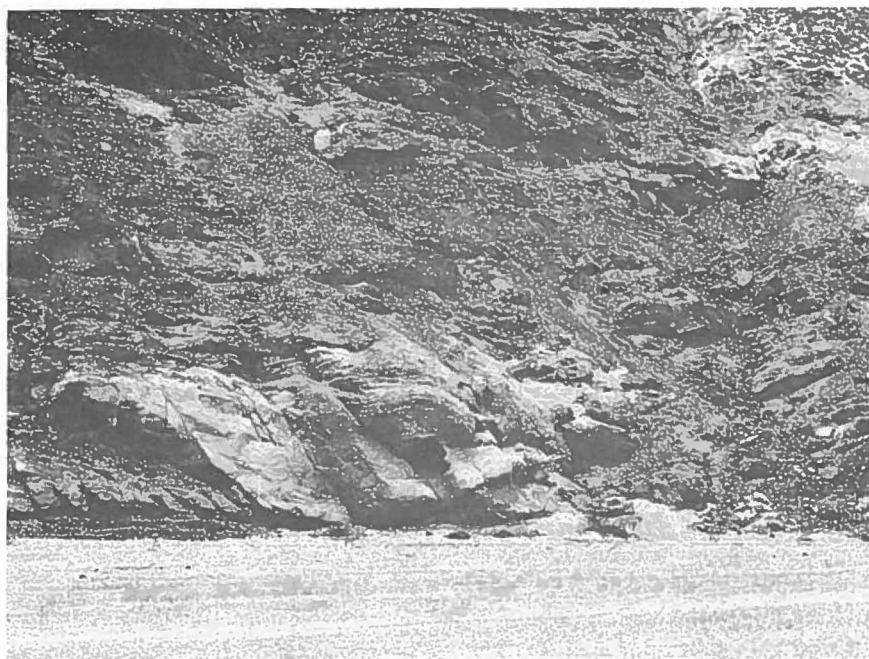


FIG. 5. Paleoncañal en la Formación Cifuncho, en el lado noreste del camino B-940. Notar el martillo de escala.

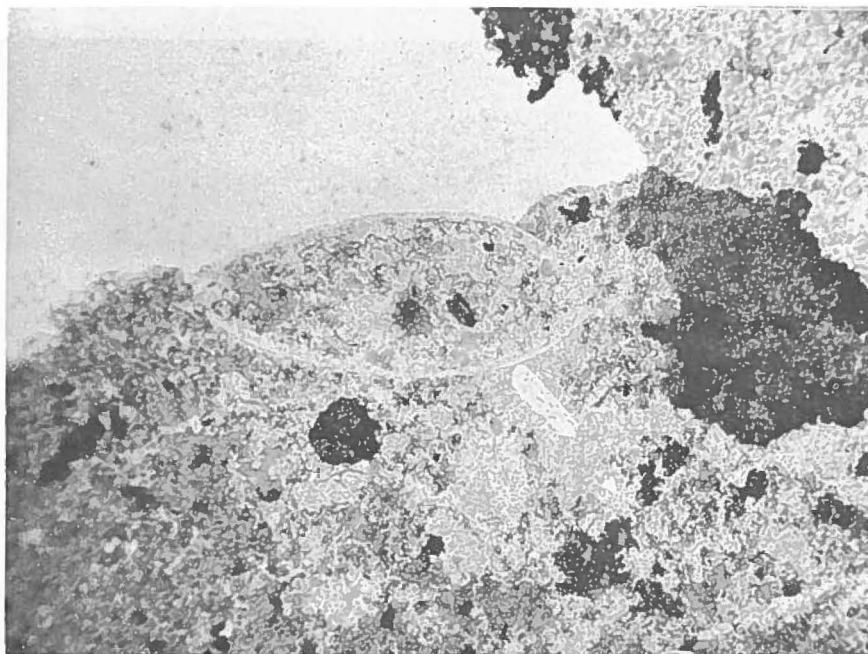


FIG. 6. Caliza con ostrácodos; facies C de la Formación Cifuncho en la quebrada homónima

huellas de gotas de lluvia.

La Formación Agua Chica, aflorante al sur de Quebrada Cifuncho (localidad 2, Fig. 1), incluye brechas volcánicas y conglomerados de hasta 20 m y una secuencia de lavas andesíticas de unos 150 m de espesor (Mercado, 1980). Las brechas volcánicas son rocas desorganizadas, mal seleccionadas y con muy poca matriz, con clastos de hasta 2 m de diámetro y representarían a depósitos de flujos de detritos, probablemente formados en los flancos de un volcán activo.

La presencia de estos potentes depósitos aluviales evidencia un tectonismo de importancia, en el norte de Chile, al comienzo de la evolución andina, durante el Triásico Superior. "El principal requisito para la formación de abanicos (aluviales) es la existencia de tierras altas al lado de tierras bajas" (Denny, 1967). En muchos casos, son fallas las que proporcionan el relieve inicial que se requiere para su formación y, el movimiento tectónico continuado a lo largo de ellas

puede ser la causa de nuevos flujos sedimentarios y la preservación de los sedimentos de abanico (Heward, 1982), ya que, si dichos abanicos aluviales dependieran solamente de una topografía inicial erosiva o tectónica estática, se depositarían tan sólo sucesiones de abanico, relativamente delgadas, de grano decreciente en la vertical (e.g. Allen, 1965; Selley, 1965). Considerando lo anterior, las importantes acumulaciones de sedimentos aluviales con arreglos verticales complejos y repetición de subunidades, que caracterizan a la Formación Cifuncho (Fig. 3), podrían ser el resultado de repetidos movimientos a lo largo de zonas de fallas (e.g. Stell, 1976; Steel *et al.*, 1977); aunque no se puede descartar, totalmente, la posible influencia de eventuales variaciones climáticas recurrentes. El tipo de las supuestas fallas no se conoce, aunque es probable que éstas hayan sido de carácter normal o de rumbo (zonas de transtensión), como parece sugerirlo la presencia del volcanismo sincrónico a la formación.

## CADENA VOLCANICA Y CUENCAS DE INTRA ARCO JURASICAS

### SECUENCIAS VOLCANOGENICAS MARINAS DEL HETTANGIANO Y SINEMURIANO (FORMACIONES PAN DE AZUCAR Y POSADA DE LOS HIDALGO): CUENCA DE INTRA ARCO

La Formación Pan de Azúcar (Fig. 2), de unos 700 m de espesor (García, 1967), es una secuencia finamente estratificada, con fósiles marinos, del Hettangiano y Sinemuriano, principalmente constituida por areniscas, tobas, lutitas y calizas. Componentes piroclásticos de esta formación, reconocidos recientemente, demuestran que la actividad volcánica, que empezó a fines del Triásico, continuó a comienzos del Jurásico (Suárez *et al.*, 1982; Naranjo *et al.*, en prensa).

Los estratos del Sinemuriano inferior de la Formación Pan de Azúcar, que afloran al este de Cerro Cifuncho (localidad 3, Fig. 1), infrayacen, en discordancia de erosión, a las rocas volcanoclásticas y lavas de la Formación Posada de los Hidalgo, también del Sinemuriano inferior. Sin embargo, 30 km al sur de Cifuncho, en Quebrada Pan de Azúcar (localidad 4, Fig. 1), la Formación Posada de los Hidalgo no aflora y la Formación Pan de Azúcar incluye fósiles del Sinemuriano inferior y superior (Naranjo, 1978), lo que sugiere un engrane lateral

entre ambas formaciones (Fig. 2).

La Formación Posada de los Hidalgo está constituida por brechas volcánicas andesíticas, areniscas volcanoclásticas con fósiles marinos y lavas andesíticas. Las brechas volcánicas también incluyen fragmentos de concreciones fosilíferas y de rocas sedimentarias de la Formación Pan de Azúcar. La mala selección, la ausencia de estructuras internas y el contacto basal erosional, indican la acumulación por procesos de transporte en masa, los que se podrían explicar, tentativamente, por la formación de un aparato volcánico en las inmediaciones. La idea de volcanes activos, durante la deposición de estas rocas, está apoyada por la presencia de un cuerpo dacítico, emplazado en la Formación Pan de Azúcar, al suroeste de los cerros de Buena Esperanza (localidad 5, Fig. 1).

El contacto intrusivo entre el cuerpo dacítico y la Formación Pan de Azúcar muestra estructuras que se pueden interpretar como producto de la fluidez y removilización de los sedimentos (Fig. 7), lo cual sugiere que la dacita se habría emplazado cuando estos sedimentos aún estaban húmedos (Kokelaar, 1983) y, en consecuencia, la edad de la dacita sería también sinemuriana inferior. Parte del nivel superior de la dacita es una brecha de hasta



FIG. 7. Sección vertical en que se observa el contacto inferior de la dacita con rocas sedimentarias de la Formación Pan de Azúcar. Aquí las capas sedimentarias exhiben contorsión, la que habría sido producida por fluidización de sedimentos húmedos, causada por vapor de agua generado por calentamiento asociado al emplazamiento de la dacita (Kokelaar, 1983).

80 cm de espesor, con estratificación gradada normal. Los fragmentos son angulares y la brecha podría interpretarse como de origen hialoclástico, generada por la fragmentación durante el contacto entre lavas y aguas (Suthern, 1984). Debido a ello se infiere que el cuerpo dacítico habría alcanzado la superficie escurriendo sobre el fondo marino.

#### DEPOSITOS MARINOS CLASTICOS DE AGUA POCO PROFUNDA DEL AALENIANO-BAJOCIANO(?): CUENCA DE INTRA ARCO

La secuencia lenticular de areniscas y conglomerados rojos, de hasta 50 m de potencia y fósiles marinos, sobreyace, con discordancia de erosión, a las rocas del Sinemuriano inferior de la Formación Posada de los Hidalgo. Estas areniscas y conglomerados rojos también se apoyan en la dacita que se emplazó en la Formación Pan de Azúcar, cuando estos sedimentos todavía estaban húmedos.

Las areniscas están compuestas, principalmente, por fragmentos volcánicos y de feldespatos y, subordinadamente, de cuarzo con crecimiento secundario; los clastos están dispuestos en una matriz rica en minerales de hierro. Los clastos volcánicos

son fragmentos posiblemente derivados, en gran parte, de rocas volcánicas.

Esta unidad clástica, roja, sobreyace a la mencionada dacita al suroeste de los cerros de Buena Esperanza (Fig. 1). Allí, una brecha caótica, compuesta por grandes fragmentos angulares (hasta 2 m) de dacita y con una extensión lateral de 10 m, engrana con areniscas y conglomerados de la unidad roja marina. La brecha de grano grueso puede representar un depósito de colapso, posiblemente derivado de un escarpe de falla a lo largo del margen de la cuenca marina. En la misma área, capas individuales de areniscas rojas dan paso, a lo largo del rumbo y acercándose al contacto con la dacita, a conglomerados equigranulares, bien redondeados. Los conglomerados incluyen fragmentos de la dacita infrayacente y también escasos fragmentos de conchas. Es posible inferir, tentativamente, que la secuencia roja fue depositada en un mar somero y en las laderas de un domo lávico, que pudo haber formado una isla(?) durante el Aaleniano-Bajociano. Un ambiente de depositación en una cuenca de intra-arco fue sugerido anteriormente para la acumulación de estos sedimentos (Naranjo *et al.*, 1982).

En estas rocas se han recolectado fósiles que in-



dicarían una edad aaleniano-bajociana (Pérez, *in* Naranjo y Puig, 1984), lo cual, a su vez, indicaría la existencia de un hiatus (Sinemuriano inferior a Aaleniano) entre ellas y las unidades infrayacentes.

#### ROCAS VOLCANICAS CALCO-ALCALINAS DEL JURASICO INFERIOR A SUPERIOR (FORMACION LA NEGRA): CADENA VOLCANICA

La potente secuencia ( $\sim 5.000$  m) de lavas y rocas volcanoclásticas, andesíticas, basálticas y dacícas, de afinidad calcoalcalina (Palacios, 1982), conocida como Formación La Negra, tiene una amplia distribución en el norte de Chile (García, 1967), como por ejemplo, en la zona de Cifuncho. Anteriormente se consideraba que la Formación La Negra representaba a los productos del volcanismo inicial de la historia andina (Aguirre *et al.*,

1974; Coira *et al.*, 1982), sin embargo, como se mencionó previamente, las formaciones Cifuncho, Agua Chica, Pan de Azúcar y Posada de los Hidalgo, incluyen rocas volcánicas "andinas" más antiguas.

La base de esta formación tiene diferentes edades en diferentes lugares. Lavas andesíticas adscritas a esta unidad, sobreyacen, con aparente concordancia, a estratos sinemurianos de la Formación Pan de Azúcar, en el área de Paposó (recuadro, Fig. 1) y a rocas sinemurianas de la Formación Posada de los Hidalgo, en la región de Cerros de Buena Esperanza (Naranjo *et al.*, 1982). Por otra parte, en Cerro Blanco (Fig. 1) y en Sierra Minillas, 10 km al sureste del área, intercalaciones calcáreas y arenosas, de unos 50 m de espesor, contienen fósiles marinos del Pliensbachiano y Bajociano, respectivamente (Davidson *et al.*, 1976; Naranjo, 1978; Naranjo *et al.*, 1982).

#### CONCLUSIONES

La evolución andina en la zona costera de la región de Antofagasta comenzó durante el Triásico Superior, con la acumulación de potentes depósitos aluviales asociados a volcanismo, representados por las formaciones Cifuncho y Agua Chica. La acumulación de estos depósitos aluviales sugiere la existencia de un episodio tectónico sincrónico. Si bien la naturaleza de éste no se puede precisar, con los datos disponibles, es posible pensar que pudo haber sido de carácter extensional y/o transtensional (Suárez, 1984). Posteriormente, se produjo la transgresión marina, a comienzos del Jurásico, continuando la intermitente actividad volcánica (asociada a plutonismo) (Suárez *et al.*, 1982; Naranjo *et al.*, en prensa). Esta trasgresión del Jurásico Inferior (¿Triásico Superior?) pudo haber cubierto algunos de los volcanes activos a la época, generando erupciones surtseyanas (Kokelaar, 1983), de magmas más bien ácidos, lo que

podría explicar la cantidad e intensa fragmentación del material piroclástico incorporado en la Formación Pan de Azúcar (Suárez *et al.*, 1982).

A escala local, existe un abrupto cambio del tipo de sedimentación entre la Formación Pan de Azúcar y los depósitos de flujo en masa de la base de la Formación Posada de los Hidalgo. Este cambio pudo deberse a la formación de un centro volcánico sincrónico en las inmediaciones, cuya ubicación es difícil de precisar. A pesar de ello, ya Suárez *et al.* (1982) indicaron que la Formación Pan de Azúcar se depositó en un ambiente de intra-arco.

Finalmente, ocurrieron en el área, las erupciones de las lavas de la Formación La Negra, las que, en la zona, comenzaron diacrónicamente, al menos desde el Pliensbachiano al Bajociano. En esta cadena volcánica se formaron pequeñas cuencas de intra-arco, durante el Aaleniano-Bajociano, en las que se acumularon depósitos clásticos.

#### AGRADECIMIENTOS

Se agradece a R. Charrier, K. De Jong, E. Godoy y H. Niemeyer, por la revisión crítica del ma-

nuscrito original.

## REFERENCIAS

- AGUIRRE, L.; CHARRIER, R.; DAVIDSON, J.; *et al.* 1974. Andean magmatism: its paleogeographic and structural setting in the central part (30°-35° S) of the southern Andes. *Pac. Geol.*, Vol. 8, p. 1-38.
- ALLEN, J.R.L. 1965. The sedimentation and palaeogeography of the old red sandstones of Anglesey, North Wales. *Proc. Yorkshire Geol. Soc. G.S.*, Proc., No. 35, p. 139-185.
- AUBOUIN, J.; BORELLO, A.; CECIONI, G.; *et al.* 1973. Esquisse paléogéographique et structurale des Andes Méridionales. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, Vol. 15, No. 1-2, p. 11-72.
- BELL, C. M. 1982. The Lower Paleozoic metasedimentary basement of the Coastal Range of Chile between 25° 30' and 27° S. *Rev. Geol. Chile*, No. 17, p. 21-29.
- BELL, C. M. 1984. Deformation produced by the subduction of a Palaeozoic turbidite sequence in northern Chile. *V., Geol. Soc. Lond. J.* Vol. 141, Part 2, p. 339-347.
- COIRA, B.; DAVIDSON, J.; MPODOZIS, C.; *et al.* 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Sc. Rev.*, No. 18, p. 303-332.
- DAVIDSON, J.; COVACEVICH, V.; GODOY, E. 1976. El Bajociano marino de Sierra Minillas (70° 30' L.W-26° L.S) y Sierra Fraga (69° 50' L.W - 27° L.S), provincia de Atacama, Chile; edad y marco geotectónico de la Formación La Negra en esta latitud. *In Congr. Geol. Chileno*, No. 1, Actas, Vol. 1, p. A255-A272, Santiago.
- DENNY, C. S. 1967. Fans and pediments. *Am. J. Sc.* No. 17, p. 81-105.
- GARCIA, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. *In Simposium sobre el Geosinclinal Andino*. *Soc. Geol. Chile*, No. 3, 138 p. Santiago, Chile, 1962.
- HEWARD, A. P. 1982. Alluvial fan sequence and mega-sequence models: with examples from Westphalian D-Stephanian B coalfields, Northern Spain. *In Fluvial Sedimentology* (Miall, A.D.; ed.). *Can. Soc. Pet. Geol.*, McAra Printing Ltd., p. 669-702.
- KOKELAAR, B.P. 1983. The mechanism of Surtseyan volcanism. *Geol. Soc. Lond. J.*, Vol. 140, p. 939-944.
- MERCADO, M. 1980. Geología del área Pan de Azúcar, Región de Atacama. *Inst. Invest. Geol.*, Carta Geol. Chile, No. 37, 30 p.
- NARANJO, J. A. 1978. Geología de la zona interior de la Cordillera de la Costa entre los 26° 00' y 26° 20', Región de Atacama. *Inst. Invest. Geol.*, Carta Geol. Chile, No. 34, 46 p.
- NARANJO, J. A.; PUIG, A.; SUAREZ, M. 1982. Nuevos antecedentes estratigráficos del Triásico Superior-Jurásico de la Cordillera de la Costa, sector meridional de la Región de Antofagasta, Chile. *In Congr. Geol. Chileno*, No. 3, Actas, Vol. 1, p. A189-206. Concepción.
- NARANJO, J.A.; PUIG, A. 1984. Hojas Taltal y Chañaral, Regiones de Antofagasta y Atacama. *Carta Geol. Chile*, Nos. 62 y 63. *Serv. Nac. Geol. Miner.* (en prensa).
- NARANJO, J.A.; PUIG, A.; SUAREZ, M. (in press). Lower Jurassic magmatism in the Coastal Cordillera of Atacama, Chile. *Geol. Mag.*
- PALACIOS, C. 1982. Volcanismo jurásico en el sector sur de los Andes Centrales (22°-26° S), Chile. *In Congr. Latinoam. Geol.*, No. 5, Actas, Vol. 2, p. 83-96. Argentina.
- SELLEY, R. C. 1965. Diagnostic characteristics of fluviatile sediments, of the Torridonian Formation (Precambrian) of northwest Scotland. *J. Sedim. Petrol.*, No. 35, p. 366-380.
- STEEL, R. J. 1976. Devonian basins of western Norway, sedimentary response to tectonism and to varying tectonic context. *Tectonophysics*, No. 36, p. 207-224.
- STEEL, R. J.; MAETILE, S.; NILSEN, H., *et al.* 1977. Coarsening upward cycles in the alluvium of Hornelen Basin (Devonian) Norway: Sedimentary response to tectonic events. *Bull., Geol. Soc. of Am.*, No. 88, p. 1124-1134.
- SUAREZ, M. 1984. Origin of the Early Cretaceous back-arc basin in the Andes of Chile and Perú [Abstr.]. *EOS*, Vol. 65, No. 16, p. 285.
- SUAREZ, M.; NARANJO, J. A.; PUIG, A., 1982. Volcanismo liásico inferior en la región costera de Antofagasta meridional: piroclastitas en la Formación Pan de Azúcar e implicancias paleogeográficas. *Rev. Geol. de Chile*, No. 17, p. 83-90.
- SUTHERN, R. J. 1984. Facies analysis of volcanoclastic sediments: A review. *In Sedimentology: recent development and applied aspects* (Brechley, P. J.; Williams, B.P.J.; eds.) *Geol. Soc. Sp. Lond.*