



**SEDIMENTACION DEL MIOCENO SUPERIOR-PLIOCENO EN LA CUENCA DEL SALAR DE ATACAMA:  
ESTRATIGRAFIA DE LA FORMACION VILAMA, II REGION DE ANTOFAGASTA**

Blanco, N.<sup>1</sup>, Mpodozis, C.<sup>1</sup>, Gardeweg, M.<sup>1</sup>, Jordan, T.<sup>2</sup>

**INTRODUCCION**

En los flancos oriental y occidental de la Cordillera de la Sal, al oeste de San Pedro de Atacama (Fig. 1), se expone un conjunto de sedimentitas clásticas constituidas por areniscas, limolitas, tobas, *kieselgur* y conglomerados, de origen lacustre y fluvial, que yacen en discordancia angular sobre la Formación San Pedro (Oligoceno-Mioceno Inferior) e ignimbritas miocenas, las que en trabajos previos fueron incluidas dentro de la Formación Vilama y asignadas al Pleistoceno (1, 2) o al Plioceno (3).

Estudios de estratigrafía de detalle que los autores llevan a cabo en el extremo septentrional de la Cuenca del Salar de Atacama, han permitido afinar la información estratigráfica de la Fm Vilama, como también aportar nuevas edades radiométricas K-Ar que permiten precisar su edad, situándola en el lapso Mioceno Tardío-Plioceno (< 6,9 Ma). En el presente trabajo, se propone la división de la formación en tres miembros bien expuestos en la sección del Cerro Mármol (Fig. 2), la cual se propone como paracualidad tipo de la formación. Junto a ello se entrega, además, una interpretación paleoambiental de esos miembros, acumulados en ambientes de llanura aluvial a margen de lago efímero carbonático, lago somero y ríos trenzados, respectivamente.

**ESTRATIGRAFIA**

Las relaciones de contacto observadas en la zona norte de la Cordillera de la Sal indican que la Formación Vilama se apoya, de modo discordante, sobre las ignimbritas Artola (~ 10Ma) y Sifón (~ 8 Ma). A lo largo de la vertiente oriental del Llano de la Paciencia yace concordantemente, pero en discontinuidad erosional, sobre la Ignimbrita Pelón (~ 7 Ma), la cual, en la entrada occidental del Valle de la Luna (Fig. 1), se dató, en sus facies de oleada piroclástica, obteniéndose una nueva edad de  $6,9 \pm 0,8$  Ma (K-Ar en biotita). En cineritas situadas en la porción media a superior del Miembro II (aquí propuesto), expuestas cerca del acceso occidental a San Pedro de Atacama (Fig. 1), se obtuvo una edad K-Ar en biotita de  $3,7 \pm 1,0$  Ma (Plioceno), aunque en este mismo sector, Naranjo y otros (3) reportaron una edad de  $2,0 \pm 0,9$  Ma (K-Ar en biotita). La Formación Vilama está cubierta por depósitos aluviales, gruesos y finos, que disecan o se depositan discordantemente sobre los conglomerados fluviales del Miembro III. Estos depósitos, en la vertiente nororiental del Salar de Atacama, yacen concordantemente sobre la Ignimbrita Cajón, con edades de  $1,0 \pm 0,2$  Ma y  $0,8 \pm 0,1$  Ma (2). En los depósitos aluviales antes mencionados se intercala un flujo pumiceo cuya edad (análisis actualmente en proceso) ayudará a precisar la edad mínima de la formación.

A continuación se describen los tres miembros de la Formación Vilama, tal como se exponen la sección del Cerro Mármol:

**Miembro I:** sucesión de aproximadamente 35 m de espesor, de color gris blanquecino, fuertemente cementada por carbonato de calcio, dispuesta en contacto erosional sobre la Ignimbrita Pelón. A macro escala se observan discordancias angulares progresivas de bajo ángulo (~ 7°) dentro de este miembro. Está constituido por areniscas tobáceas gruesas, con estratificación en artesa, derivada de la erosión de la Ignimbrita Pelón, areniscas gruesa guijarrosas y paraconglomerado fino (facies tipo St y Gt de 4) con clastos de andesitas, tobas ignimbríticas, dacitas y riolitas, con indicadores de paleoflujos hacia el WNW. Incluye,

<sup>1</sup> Servicio Nacional de Geología y Minería – Av. Sta. María 0104, Providencia, Chile. nblanco@semageomin.cl  
<sup>2</sup> Depto. of Geological Sciences, Cornell University – Snee Hall, Ithaca, N.Y. 14853, U.S.A., tej1@cornell.edu

además, en su parte media, fangolitas y tufitas finamente laminadas, con intercalaciones decimétricas de areniscas gruesas guijarrosas y trazas de raíces, areniscas gruesas a medias fuertemente bioturbadas por raíces con intercalaciones de calizas tufíticas, en parte de lapilli acrecionario. Hacia el techo, incluye tobas de ceniza, tobas de lapilli acrecionario con cemento calcáreo.

El conjunto de facies expuestas en el Miembro I sugieren la interacción de ambientes de llanura aluvial y margen de lago efímero carbonático. La ubicua cementación de carbonato de calcio en estas asociaciones tendría su origen en las fluctuaciones de los niveles de aguas freáticas en los sedimentos: niveles freáticos bajos promueven el desarrollo de cementos calcáreos y calcretas laminares y, por el contrario, niveles freáticos altos que alcanzan o sobrepasan la superficie depositacional dan origen a lagunas o lagos someros efímeros con aguas saturadas en carbonato (5). Las discordancias progresivas observadas en este miembro son indicativas de sedimentación sintectónica.

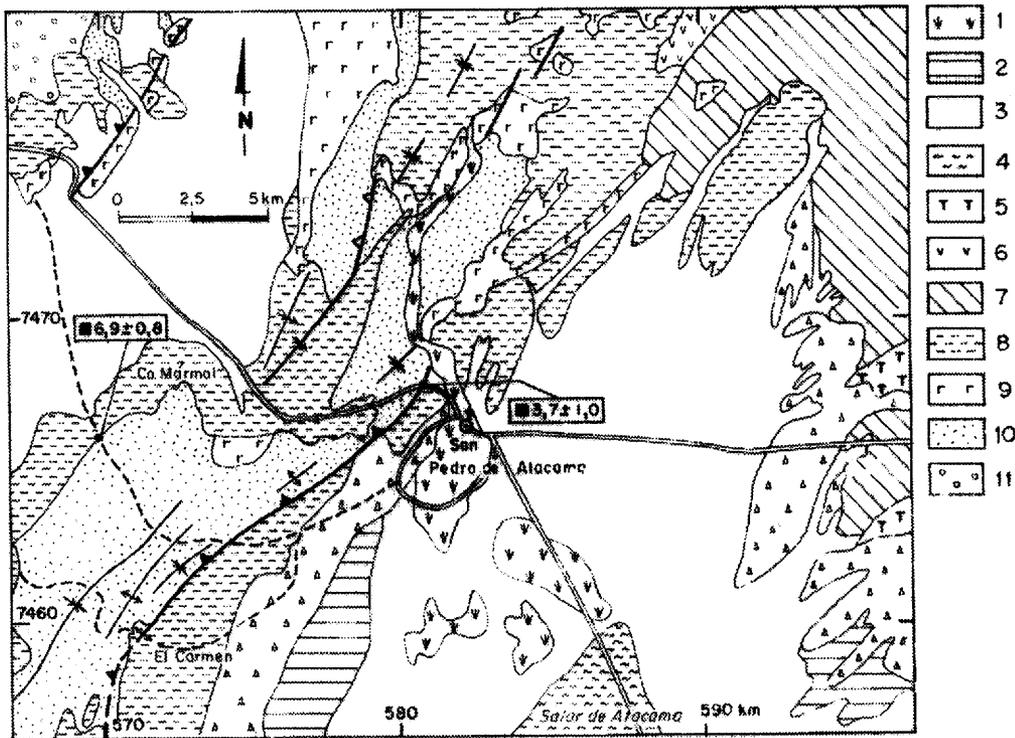


Fig. 1. Zona de estudio y distribución de la Formación Vilama (modificación de 2). Edades radiométricas por método K-Ar en biotita. 1: Depósitos fluviales y vegas actuales; 2: Depósitos eólicos actuales; 3: Depósitos aluviales holocenos; 4: Depósitos salinos holocenos; 5: Ignimbrita Cajón, Pleistoceno; 6: Lavas andesíticas y dacíticas, Pleistoceno-Holoceno; 7: 'Tobas Chaxas' (7), Plioceno; 8: Formación Vilama, Mioceno Superior-Plioceno; 9: Ignimbritas indiferenciadas del Mioceno Superior; 10: Formación San Pedro, Oligoceno-Mioceno Inferior; 11: Formación 'Tambores', ¿Eoceno?-Mioceno Inferior (ver Mpodozis y otros, *este congreso*).

**Miembro II:** secuencia clástica de color café rojizo, de aproximadamente 30 m de potencia, formada por la dominancia de limolitas y fangolitas rojas, estratificadas en capas planas y delgadas, con frecuente deformación sinsedimentaria a escala centimétrica a decimétrica, y la ocurrencia de restos óseos de mamíferos y aves (Rubilar y Moreno, com. oral, 1999) y coprolitos. Las litofacies más recurrentes corresponden a alternancias rítmicas entre fangolitas laminadas rojizas y areniscas tobáceas, finamente estratificadas, alternando con paquetes (20-40 cm espesor) de tufitas blanquecinas laminadas, estructurando, en conjunto, sucesiones de 1-1,5 m de espesor con fuerte deformación sinsedimentaria (laminación convoluta, *flames*, pliegues sinsedimentarios asimétricos (decimétricos) con vergencia al NW. Alternan con paquetes no deformados de igual asociación litológica. Sobre este conjunto, se deposita una secuencia rítmica de fangolitas rojas, laminadas, en partes muy bioturbadas y con estructuras de carga

(flames) y areniscas medias con ondulas de corriente y oleaje. Se intercalan, subordinadamente, hacia el techo niveles delgados de conglomerados finos (facies Gt).

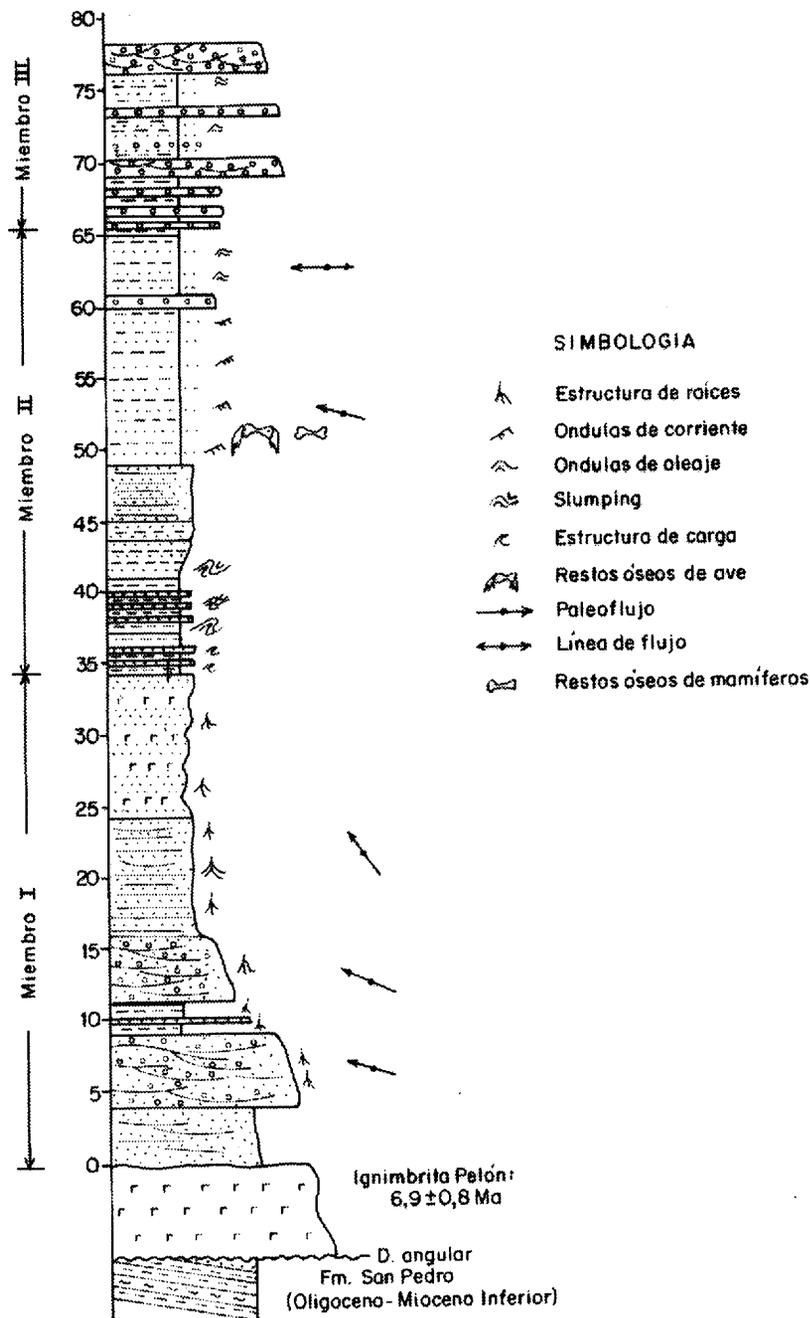


Fig. 2. Columna estratigráfica de la Formación Vilama, levantada en el sector del Cerro Mármol (paralocalidad tipo).

Interpretaciones preliminares sugieren que las facies de este miembro se depositaron en ambientes de llanura deltáica, frente de delta y lacustre somero. La notable deformación sinsedimentaria presente en los niveles basales indica condiciones de inestabilidad asociada a altos índices de sedimentación, relacionados probablemente a ambientes de frente de delta. Estas facies habrían evolucionado a condiciones de llanura deltáica donde se habrían generado condiciones propicias para el hábitat de aves y mamíferos.

**Miembro III:** sucesión clástica gruesa, de color gris oscuro a gris rojizo, expuesta con un espesor mínimo de 13 m. Se deposita en contacto concordante y transicional sobre las areniscas y fangolitas del Miembro II y está cubierto, con discordancia angular y de erosión, o disecado por depósitos aluviales cuaternarios que cubren a la Ignimbrita Cajón (Fig. 1). Está formado por ortoconglomerados medios, con estratificación masiva o cruzada en artesa (facies Gh y Gt), de base erosiva, en niveles de 30-50 cm de espesor que internamente muestran una fábrica imbricada bien desarrollada. Están compuestos por clastos bien redondeados de andesitas, dacitas, tobas ignimbríticas y pómez. Alternan con areniscas y fangolitas rojas laminadas planoparalelamente o con onduladas de oleaje, dispuestas en paquetes de 20-35 cm de espesor. En la vertiente oriental del Llano de la Paciencia, junto a la carretera que une San Pedro de Atacama con Calama, se observa una clinofoma en los conglomerados que, en parte, erosionan a los limos y areniscas del Miembro II. A escala métrica, se desarrollan *foreset* inclinados 25° al NW. Direcciones de paleocorrientes determinadas en otras localidades indican aporte clástico proveniente desde el NE y ENE.

Las facies que estructuran este miembro corresponden a depósitos de ríos trenzados que habrían progradado sobre ambientes lacustres y de llanura deltaica. La estructura de clinofoma observada se interpreta como un *foreset* de una barra de punta asociada a la migración lateral de un paleocanal mayor.

## DISCUSION

Observaciones preliminares efectuadas en otras zonas de la Cordillera de la Sal y Llano de la Paciencia muestran que los tres miembros de la Formación Vilama no presentan una distribución regional y evidencian importantes cambios laterales de facies. En efecto, en el núcleo de la Cordillera de la Sal (junto a la carretera) y al este de la misma, el Miembro I no está incluido en la secuencia, la cual consta principalmente de limolitas con intercalaciones de cineritas (Miembro II) y conglomerados gruesos (Miembro III). En el sector El Carmen la formación está constituida sólo por limolitas cementadas por halita con intercalaciones subordinadas de calizas y yeso (Miembro II) que se apoyan directamente sobre la Formación San Pedro y, al NE de San Pedro de Atacama, engrana lateralmente con las Tobas Chaxas (6, 7).

Los ambientes depositacionales interpretados para la sección del Cerro Mármol habrían evolucionado, en una primera etapa, desde llanura aluvial a margen de lago efímero y somero (Miembro I), evidenciando condiciones climáticas de aridez. Con posterioridad, se desarrollan, progresivamente, ambientes de delta lacustre y lago somero (Miembro II), probablemente bajo condiciones climáticas más templadas. Finalmente, la progradación de ambientes de ríos trenzados (Miembro III), evidencian flujos de agua más permanentes, probablemente asociados a condiciones climáticas de mayor humedad en la región. Estos ríos pudieron haberse originado por lluvias orográficas a partir de los edificios volcánicos del Mioceno Superior y Plioceno expuestos en la Cordillera Principal, a juzgar, principalmente, por la composición litológica de los clastos y las direcciones de aporte sedimentario (NE y NNE).

## CONCLUSIONES

Los antecedentes stratigráficos y geocronológicos expuestos en este trabajo indican que la Formación Vilama se sitúa en el rango Mioceno Tardío-Plioceno (< 6,9-2 Ma), modificando de este modo la edad propuesta para esta formación en trabajos anteriores (1,2,3). Las discordancias progresivas observadas en el Miembro I, sector del Cerro Mármol, indican que, al menos, parte de la sedimentación de la Fm Vilama es de carácter sintectónico. El tectonismo que acompaña la sedimentación de esta formación estaría relacionado con movimientos precursores del frente de deformación involucrado en el alzamiento de la Cordillera de la Sal (ver Mpodozis y otros, *este congreso*). Dicho tectonismo probablemente jugó un importante papel en la distribución y tipo de facies durante la depositación de esta formación.

Estudios en curso permitirán reconstruir la paleogeografía y los ambientes depositacionales precursores de la actual cuenca del Salar de Atacama.

## AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo forma parte del proyecto Fondecyt No. 1990009. Esta publicación es auspiciada y patrocinada por la Subdirección Nacional de Geología del SERNAGEOMIN.

## REFERENCIAS

1. Moraga, A.; Fortt, M.; Chong, G.; Henríquez, H. 1974. Estudio geológico del Salar de Atacama, provincia de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín No. 29, 59 p. Chile.
2. Marinovic, N.; Lahsen, A. 1984. Hoja Calama, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 58, escala 1:250.000, 140 p.
3. Naranjo, J.A.; Ramírez, F.; Paskoff, R. 1994. Morphostratigraphic evolution of the northwest margin of the Salar de Atacama basin (23°S-68°W). Revista Geológica de Chile, Vol. 21, No. 1, p. 91-103.
4. Miall, A.D. 1996. The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology, Springer-Verlag, 582 p. Berlin Heidelberg.
5. May, G.; Hartley, A.; Stuart, F.; Chong, G. 1999. Tectonic signature in arid continental basins: an example from the Upper Miocene-Pliocene, Calama Basin, Andean forearc, northern Chile. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Vol. 151, p. 55-77.
6. Guest, J.E. 1969. Upper Tertiary ignimbrites in the Andean Cordillera of part of the Antofagasta province, northern Chile. Geological Society of America, Bulletin, Vol. 80, No. 1, p 337-362.
7. Da Silva, S.L. 1987. Large volume explosive silicic volcanism in the Central Andes of northern Chile. Ph.D Thesis, University of Southampton, 409 p.
8. Mpodozis, C., Blanco, N., Jordan, T. y Gaedeweg, M., *este congreso*. Estratigrafía y deformación del Cenozoico Tardío en la región norte de la cuenca del Salar de Atacama: La zona de Vilama – Pampa Vizcachitas.