

HALLAZGO DE UNA GIGANTESCA AVALANCHA DE DETRITOS DEL CENOZOICO SUPERIOR EN OXAYA, REGION DE TARAPACA

JOSÉ ANTONIO NARANJO

SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGIA Y MINERIA
CASILLA 10465, SANTIAGO, CHILE

RESUMEN

Durante el Mioceno superior se produjo un colapso gigantesco en la flexura de Oxaya, a los 18° 25'S, el cual generó una avalancha de detritos de características excepcionales. A pesar de que la erosión, su morfología y estructuras superficiales aún se conservan, no obstante, debido a sus dimensiones, sólo fue posible reconocerla a través de una imagen satelital de buena resolución. La avalancha multicompuesta en 2 etapas, se transportó de Este a Oeste, cubriendo un área de más de 800 km², con un volumen total removido del orden de los 100 km³. El fenómeno se desarrolló con un alto grado de movilidad y fluidización, considerando los coeficientes de fricción aparente (H/L) en el intervalo 0,064 - 0,056 y un índice de distancia excesiva de transporte (Le) de hasta 48,2 km. Las condiciones topográficas y de inestabilidad tectónica, sumadas a la presencia de materiales ignimbríticos son causas favorables únicas para generar una de las avalanchas de detritos más grandes del planeta.

ABSTRACT

During the Late Miocene, a giant debris avalanche was produced through the collapse of ignimbrite piedmont deposits at Oxaya in the western margin of the Altiplano (18° 25'S). The deposit and scar features are partially modified by erosion. The avalanche travelled to the West, covering an area of the order of 800 km², with a total volume estimated in 100 km³. The apparent coefficient of friction (H/L) range between 0.064 - 0.056 and the excessive travel distance index (Le) reaches 48.2 km, indicating high mobility and fluidization for the avalanche. The orographic and tectonic instability conditions at the western Altiplano margin, in addition to the presence of a thick ignimbrite plateau are unique to favour one of the largest debris avalanche of the world.

INTRODUCCION

El piedemonte andino a lo largo del desierto de Atacama, se caracteriza por la presencia de extensas y potentes acumulaciones de sedimentos producidos por la erosión de la cordillera a medida que se fue alzando. Los flujos ignimbríticos intercalados, han permitido datar a estos depósitos generados a partir del Oligoceno, sobre los cuales se desarrolló un proceso de pedimentación durante el Mioceno superior (Naranjo y Paskoff, 1985).

Aunque las características morfológicas del piedemonte andino son homogéneas a lo largo del desierto de Atacama, al norte del paralelo 20° 30'S (Pica), exhibe rasgos de deformación y modificación que no se reconocen más al sur. Uno de estos rasgos corresponde a una avalancha de dimensiones gigantescas localizada al norte de la pampa de Oxaya, a los 18°20'-18°30'S y 69°45'-70°15'W, entre las quebradas de Lluta y Azapa (Fig. 1). El objetivo principal de este trabajo es la descripción e interpretación geológica de esta avalancha, que afecta, fundamentalmente, a depósitos ignimbríticos de la parte alta del piedemonte. Dada la preservación y dimensión de la avalancha, su identificación se hizo mediante el uso de una imagen satelital de buena resolución (Fig. 2).

MARCO GEOLOGICO

Los depósitos del piedemonte están acumulados sobre un sustrato rocoso, localmente definido como Formación Lupica (sedimentitas y volcanitas del Cretácico Superior-Terciario inferior), que se expone en la parte oriental del área de estudio (Fig. 3).

Las unidades del piedemonte quedan representadas por niveles que pueden alcanzar espesores de varios centenares de metros, correspondientes a conglomerados brechosos en los niveles inferiores (Formación Azapa). Los niveles sedimentarios superiores son de exposición más prominente y muestran importantes intercalaciones de depósitos ignimbríticos (Fig. 3) que han sido denominados Formación Oxaya en la región de Arica (Salas *et al.*, 1966; Vogel y Vila, 1980) y Formación Altos de Pica en la región de Iquique (Galli y Dingman, 1962, Galli, 1968). Estas formaciones constituyen una gran unidad principalmente sedimentaria, de edad óligo-miocena y representan los productos de denudación del orógeno andino (Mortimer y Saric, 1972, 1975; Naranjo y Paskoff, 1985).

En el área estudiada, los depósitos correlativos del pediplano de Atacama, el cual sella la morfología del piedemonte, están constituidos por conglomerados de rodados lávicos andesíticos y arenas de la Formación El Diablo (Tobar *et al.*, 1968).

Estos depósitos se relacionan con la aparición y erosión de un volcanismo andesítico que, en la parte oriental del área, está representado por la caldera Quevilque (denominada caldera "Sapahuira" por Katsui y González, 1968), al sur de Socoroma (Fig. 3).

En la cuenca del río Tignámar, al sur de la caldera Quevilque, se distingue un relleno de gravas de más de 200 m de espesor, correspondientes a la Formación Huaylas (Salas *et al.*, 1966). Sobre ella se emplazó la ignimbrita Huaylas del Plioceno inferior (Naranjo y Paskoff, 1984; 1985) según estos autores, con posterioridad a los 9 Ma y antes de la depositación de la Formación

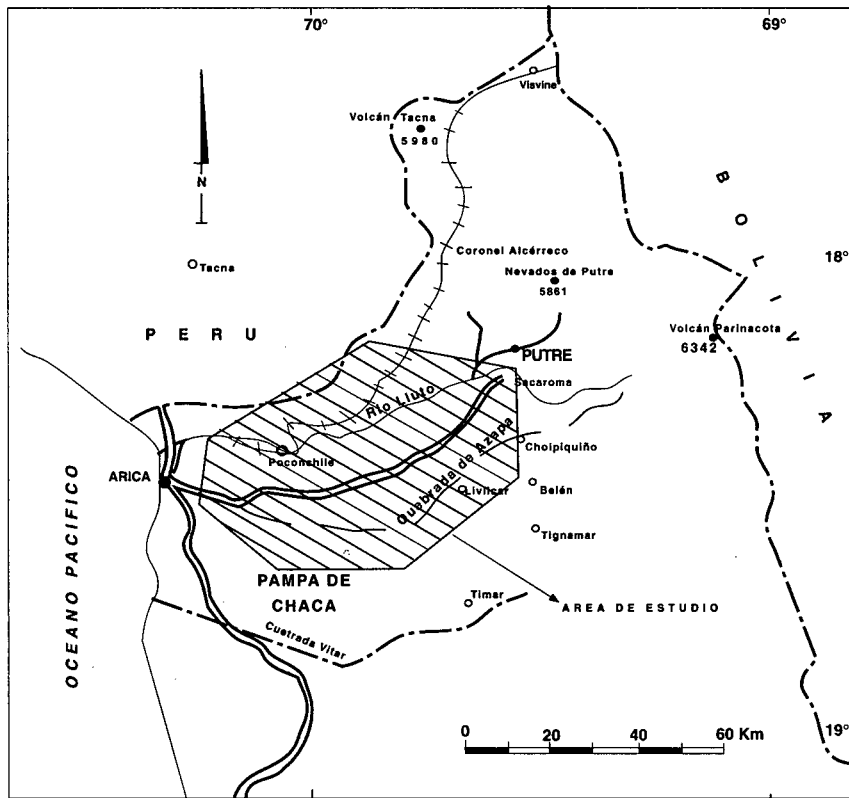
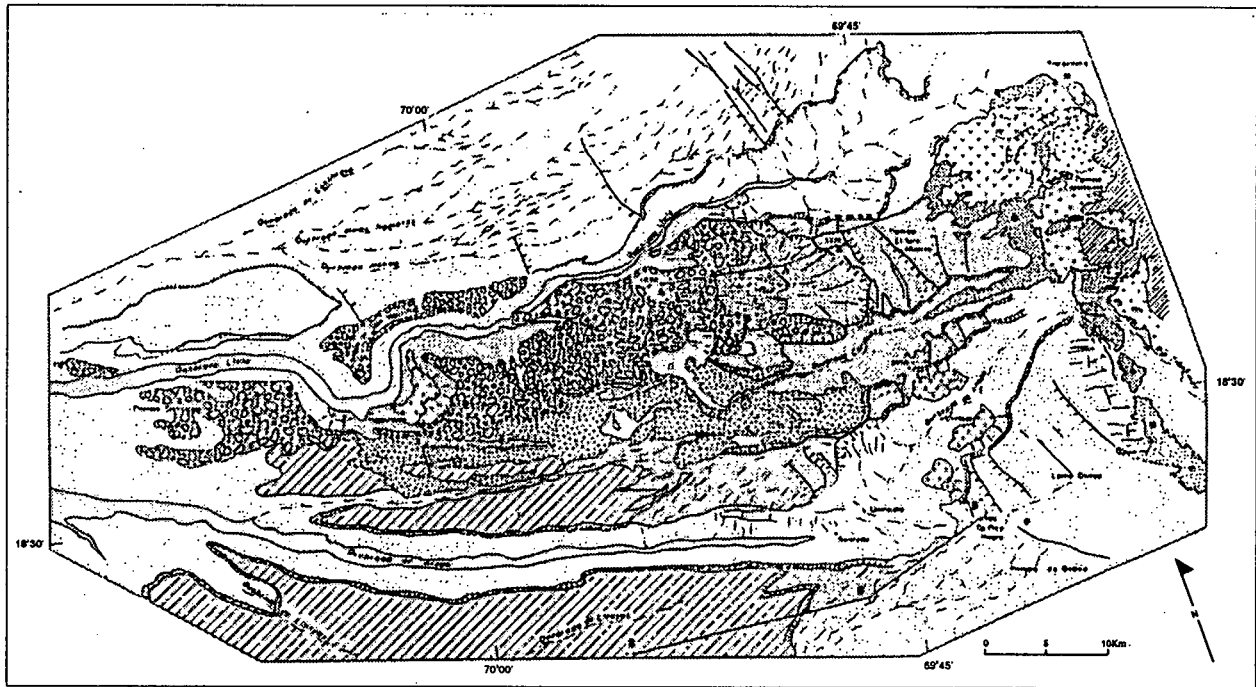


Fig. 1. Localización del área que incluye las gigantescas avalanchas de Oxaya.



Fig. 2 Imagen satelital compuesta de bandas 4, 5 y 7, donde se aprecia la cicatriz de poco más de 10 km de diámetro (a) abierta hacia el oeste. El depósito de avalancha (b) está obliterado por el sinuoso curso de la quebrada Lluta (c).



LEYENDA

- | | | | |
|--|---|--|--------------------------------------|
| | Depósitos aluviales y coluviales plio-cuaternarios | | Deslizamientos |
| | Ignimbrita de cenizas y pómez (Plioceno) | | Margen de caldera |
| | Conglomerados y gravas de rellenos pliocenas (Formación Huaylas) | | Falla: Indica bloque hundido |
| | Depósitos de arrastre de cicatriz | | Rumbo y monte de capas Ignimbríticas |
| | Depósitos de avalancha 2 | | Capa Ignimbrítica horizontal |
| | Depósitos de avalancha 1 | | Cicatriz de avalancha |
| | Piedemonte Andino: Conglomerados y gravas de glaciplanación correlativos con el volcanismo andesítico (Formación El Diablo) | | Cicatriz de deslizamiento |
| | Volcanismo andesítico mioceno (Caldera Quevilque) | | Escarpe |
| | Piedemonte Andino: areniscas, gravas, conglomerados e Ignimbritas del Oligo-Mioceno (Formaciones Azapa y Oxaya) | | Red de drenaje |
| | Sedimentitas del Cretácico Superior a Terciario Inferior (Formación Lupica) | | Ubicación aproximada de perfil |
| | | | Altura en metros |

Fig. 3. Geología simplificada del piedemonte andino en el extremo norte de Chile. Las avalanchas se originaron, principalmente, en los niveles ignimbríticos superiores de la Formación Oxaya.

Huaylas, en el extremo norte de Chile se produjo una etapa de disecación intensa, responsable de la generación de quebradas profundas de hasta 2.000 m. A causa de las altas pendientes de los flancos de estas quebradas y de la inestabilidad de los materiales que conforman los depósitos de relleno del piedemonte, durante el Cuaternario se han producido numerosos deslizamientos, que no sólo caracterizan los flancos de las quebradas de Lluta y Azapa (Fig. 3), sino que también son comunes al este del área (Hauser, 1993).

En el sector Pampa de Oxaya, las unidades del piedemonte muestran una intumescencia o antiforma de orientación axial N30°W, llamada flexura de Oxaya, en cuya zona de charnela, se presentan varias fallas normales de rumbo paralelo al eje de la antiforma. Los planos de falla se orientan al este y oeste, constituyendo algunas estructuras de graben. Sin embargo, hacia el sur, a la latitud 19°15'S, se ha reconocido que algunas estructuras pertenecientes a este sistema de fallas, exhiben una clara vergencia al oeste, habiéndose generado como consecuencia de un sistema de empuje en esa dirección (Muñoz y Sepúlveda, 1992).

CARACTERISTICAS DE LA CICATRIZ Y AVALANCHA DE DETRITOS

La fuente de origen de la avalancha corresponde a una cicatriz multicompuesta formada en dos etapas: el colapso de la primera desencadenó la segunda avalancha. La cicatriz 1 se distingue, principalmente al sur de la quebrada Cardones (Fig. 3). La cicatriz 2 está mejor conservada con forma de herradura abierta al oeste y de poco más de 10 km de diámetro, está bordeada por un escarpe de 1.000 m de altura. Las dimensiones y rasgos característicos diversos de las cicatrices y depósitos de avalanchas se exhiben en la tabla 1. El escarpe de la cicatriz 2 se excavó en la cicatriz 1, removiendo el sector norte de ésta.

Ambas avalanchas se transportaron en descenso directo hacia el Oeste. Del mismo modo que las cicatrices, la avalancha 2 arrasó el depósito de la avalancha 1. Los depósitos tienen un ancho máximo conjunto de 20 km y fueron emplazados sobre la superficie del piedemonte, constituido por la Formación El Diablo (Fig. 3).

La mayoría de los rasgos morfológicos de los depósitos están obliterados por efecto de la erosión. Sólo se ha podido determinar espesores máximos para la avalancha 2 del orden de 150 m al SW de Poconchile, a 37 km del escarpe de su cicatriz. Con relativa claridad, se distinguen parcialmente los escarpes de borde del encajonamiento del depósito 2 labrado en el depósito 1. Por otra parte, los rasgos superficiales de ambos depósitos han sido modificados, a causa de la superposición de una densa red de drenaje.

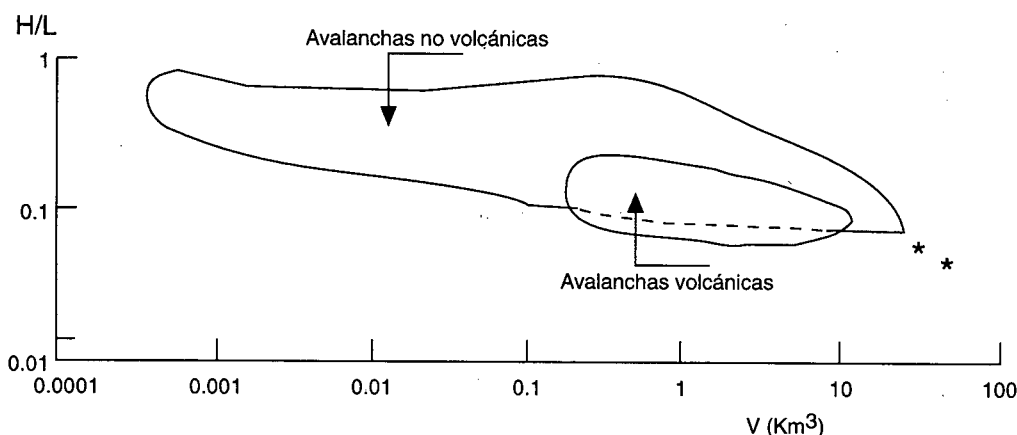


Fig. 4. Relación entre el coeficiente de fricción aparente (H/L) respecto del volumen (V) de las avalanchas de Oxaya (*) y comparación con los campos de avalanchas volcánicas y no volcánicas conocidas (de Ui, 1983).

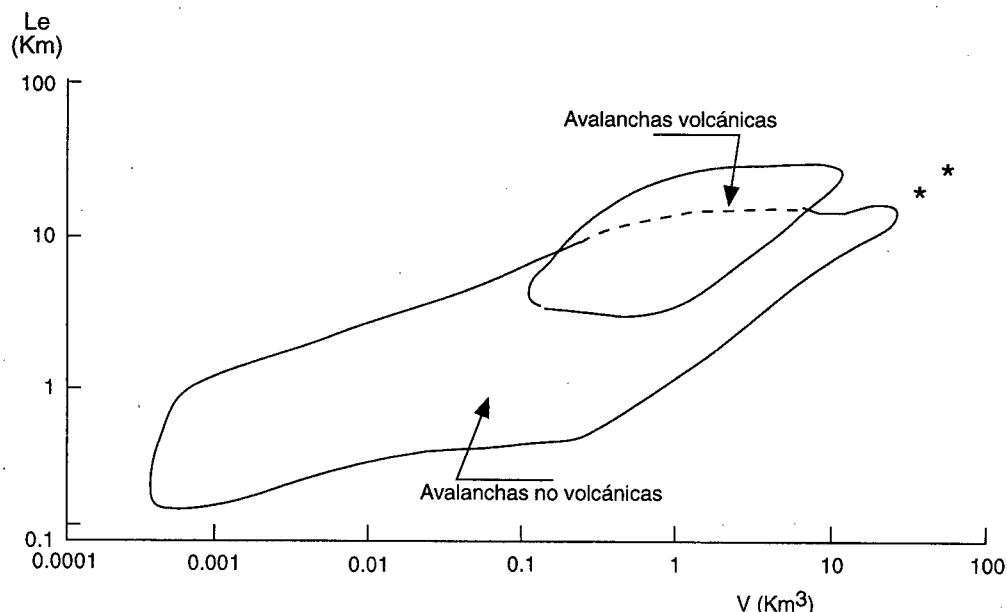


Fig. 5. Diagrama de relación entre la distancia de transporte excesiva (Le) y el volumen (V), según Ui (1983), avalanchas volcánicas y no volcánicas. Se destaca que las magnitudes de Le para las avalanchas de Oxaya serían las mayores conocidas, indicando su alta movilidad.

TABLA 1.
RESUMEN DE DATOS DE LAS AVALANCHAS DE DETRITOS DE OXAYA

	Avalancha 1	Avalancha 2
Area de la cicatriz (km ²)	97	133
Profundidad máx. de la cicatriz al quiebre (km)	0,8	1,0
Volumen (V) removido (km ³)	36	65
Elevación del punto más alto de la cicatriz (m s.n.m.)	3.250	3.300
Area de acumulación de detritos (km ²)	2.300	530
Elevación al pie del depósito de avalancha (m s.n.m.)	1.000	350
Máxima altura (H) descendida (m)	2.250	2.950
Largo de la cicatriz (km)	13	13
Ancho del la cicatriz (km)	7,5	12
Largo del depósito de avalancha (km)	43	60
Pendiente original del terreno	0,15 (8,5°)	0,15 (8,5°)
Distancia máxima de transporte (L; km)	35	53
Coefficiente de fricción aparente (H/L)	0,064	0,056
Distancia excesiva de transporte (Le= L-H/tan 32°) (km)	31,4	48,2

Internamente, los depósitos son similares entre sí, pues las fuentes de origen para ambos son los mismos niveles ignimbríticos superiores de la Formación Oxaya. Los sectores de cerrillos están contiguos por megabloques intensamente fragmentados y triturados, típico de depósitos de grandes avalanchas de detritos (cf. Siebert, 1984). El depósito de la avalancha 1 es ligeramente matriz-soportado; el de la avalancha 2, en cambio, se aprecia levemente más enriquecido en bloques.

MOVILIDAD DE LA AVALANCHA

Los indicadores de movilidad como la máxima diferencia de altura (H) y la distancia máxima de transporte (L), también señalados en la tabla 1 y definidos por Ui (1983), así como la razón H/L, denominada "coeficiente de fricción aparente" (Siebert *et al.*, 1987), son funciones del volumen de la respectiva avalancha. Este último varía entre 0,20 - 0,05 para avalanchas volcánicas (Siebert, 1984). En consecuencia, los coeficientes de fricción H/L de 0,064 y 0,056 para las avalanchas 1 y 2, respectivamente (Tabla 1), sobrepasan los campos de las avalanchas de detritos, volcánicas y no volcánicas, conocidas, cuando se relacionan con sus respectivos volúmenes (Fig. 4). Esto permite comprobar la alta movilidad para las enormes masas colapsadas.

Esta característica de las avalanchas de Oxaya se ve enfatizada en la Figura 5, donde se muestra que las distancias excesivas de transporte ($Le = L - H/\tan 32^\circ$; Hsu, 1975), son de 31,4 y de 48,2 km para las avalanchas 1 y 2, respectivamente (Tabla 1). Estos valores son claramente mayores en relación con la mayoría de las avalanchas de detritos conocidas y de volúmenes comparables.

EDAD DE LAS AVALANCHAS

Las avalanchas de Oxaya se emplazaron sobre el pedimento de edad miocena superior. Esto implica que su edad máxima queda limitada aproximadamente a los 9 Ma (Naranjo y Paskoff, 1985).

Por otra parte, el encajonamiento profundo de los cursos de agua como las quebradas de Lluta y Azapa, se produjo sobre el pediplano y claramente afectó a las avalanchas, como se observa en los alrededores de la sinuosidad de Poconchile. La quebrada Cardones, de la misma edad que las anteriores, fue parcialmente cubierta por la ignimbrita Huaylas, datada en 4, 4 y 4, 8 Ma (Naranjo y Paskoff, 1985).

En consecuencia, la etapa de incisión profunda que afectó al pedimento y a las avalanchas, se originó antes del Plioceno. Por lo tanto, se puede concluir que las avalanchas de Oxaya se desarrollaron en el Mioceno superior, aproximadamente entre los 9 y 4,8 Ma.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Las etapas de la evolución del orógeno y piedemonte andino son relativamente constantes a lo largo del desierto de Atacama (Naranjo y Paskoff, 1985). Sin embargo, el segmento altiplánico septentrional de Chile, muestra rasgos morfológicos como la flexura de Oxaya, que indican una evolución más compleja. En este sentido, el segmento aludido constituye una unidad

orogénica diferente al resto de los Andes centrales.

El oroclinal altiplánico u "oroclinal Boliviano" (Carey, 1958) constituye uno de los mayores orógenos de la Tierra, sólo comparable a los Himalayas (Isacks, 1988). No obstante, por su condición de margen de subducción y a diferencia del orógeno asiático, en el Altiplano andino se han generado calderas de colapso, generadoras de ignimbritas. Estas han conformado grandes plateau cuyas propiedades estructurales permitieron la formación de la flexura de Oxaya y posteriormente, la generación de un colapso de las dimensiones aquí descritas.

De lo anterior se deduce que las condiciones del Altiplano andino son únicas para haber formado tan enormes avalanchas y, por lo tanto, podrían corresponder a las más grandes conocidas en el planeta.

Finalmente, se concluye que las condiciones de inestabilidad a escala orogénica son el efecto de pulsos de alzamiento que han ocurrido en forma discontinua y en lapsos relativamente breves en términos geológicos. Uno de los últimos grandes pulsos de alzamiento, en el segmento altiplánico, habría ocurrido durante el Mioceno superior, entre los 9 y 4,8 Ma.

REFERENCIAS

- Carey, S.W., 1958. The tectonic approach to continental drift. In Carey S.W., ed., *Continental drift - A symposium*: Hobart, Tasmania, University of Tasmania Press, p. 178-355.
- Galli, C., 1968. Cuadrángulo Juan de Morales, Provincia de Tarapacá. *Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, escala 1:50.000*, 53 p.
- Galli, C. y Dingman, R., 1962. Cuadrángulos Alca, Pica, Matilla y Chacarilla. *Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, Vol.3, N° 2, 3, 4 y 5*, 125 p.
- Hauser, A., 1993. Remociones en masa en Chile. *Boletín N°45, Servicio Nacional de Geología y Minería*, 75 p. 86, p. 129-140.
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and Bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93, N° B4, p. 3211-3231.
- Katsui, Y. y González, O., 1968. Geología del área neovolcánica de los Nevados de Payachata. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Publicación N° 29, 61 p.
- Mortimer, C. y Saric, N., 1972. Landform evolution in the coastal region of Tarapacá Province, Chile. *Rev. Géom. Dyn.* 21, p. 162-170.
- Mortimer, C. y Saric, N., 1975. Cenozoic studies in northernmost Chile. *Geol. Rundsch.* Vol. 64, N° 2, p. 395-420.
- Muñoz, N. & Sepúlveda, P., 1992. Estructuras compresivas con vergencia al oeste en el borde oriental de la Depresión Central Norte de Chile (19° 15'S). *Revista Geológica de Chile*, Vol.19, N° 2, p. 241-247.
- Naranjo, J.A. & Paskoff, R., 1984. Volcanisme, tectonique et réseau hydrographique sur le piémont Andin du désert du nord du Chili. *Géographie Physique et Quaternaire*, Vol. 2, p. 201-204.
- Naranjo, J. A. & Paskoff, R., 1985. Evolución cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, norte de Chile (18°-21°S). In 4º Congreso Geológico Chileno, Actas, Vol. 4, p. 5/149-5/165.
- Salas, R., Kast, R., Montecinos, F. & Salas, I., 1966. Geología y recursos minerales del Departamento de Arica. Provincia de Tarapacá. *Inst. Invest. Geol., Bol.* 21, 114 p.
- Siebert, L., 1984. Large volcanic debris avalanches: characteristic of source areas, deposits, and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 22, p. 163-197.
- Siebert, L., Glicken, H., Ui, T., 1987. Volcanic hazards from Bezymianny - and Bandai-type eruptions. *Bulletin of Volcanology*, N° 49, p. 435-459.
- Tobar, A., Salas, I. & Kast, R., 1968. Cuadrángulos Camaraca y Azapa, Provincia de Tarapacá. *Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, escala 1:50.000*, N° 19 y 20, 20 p.
- Ui, T., 1983. Volcanic dry avalanche deposits-identification and comparison with non volcanic debris stream deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol.18, p. 135-150.
- Vogel, S. & Vila, T., 1980. Cuadrángulos Arica y Poconchile. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, escala 1:100.000, N° 35, 24 p.