

AMBIENTE SEDIMENTARIO DE LAS DIAMICTITAS DE LA FORMACIÓN CANCAÑIRI EN EL ÁREA DE SELLA, SUR DE BOLIVIA

FRANK SCHÖNIAN

Museo de Ciencias Naturales, Universidad Humboldt en Berlín, Invalidenstrasse 43, D-10115 Berlin, Alemania
frank.schoenian@museum.hu-berlin.de

RESUMEN

Se presentan los resultados de un análisis detallado de facies de la sucesión de diamictitas de la Formación Cancañiri en el área de Sella – Negro Muerto al norte de Tarija. La sección estudiada cubre sedimentos del Ordovícico inferior al Silúrico inferior. La Formación Cancañiri yace discordantemente sobre los sedimentos marinos de poca profundidad del Arenigiano medio y está sobrepuesta por areniscas ferruginosas del Llandoveryano basal. La edad de las diamictitas está considerada como ashgilliana superior. La formación está compuesta por tres miembros de diamictitas macizas, poco variables y con abundantes intercalaciones de cuerpos lenticulares de pelitas, areniscas, cuarcitas y conglomerados. Las diamictitas (tillitas) se depositaron en un ambiente glacioterrestre con las tres unidades representando tres avances de un escudo glacial a la región. Los clastos abundantes de rocas cristalinas indican una procedencia del basamento del Masivo Pampeano al sudeste.

ABSTRACT

The results of a detailed facies analysis of the succession of diamictites of the Cancañiri Formation in the region of Sella – Negro Muerto, north of Tarija are presented herein. The studied section is covering sediments of lower Ordovician to lower Silurian age. The Cancañiri Formation rests disconformably upon shallow marine sediments of middle Arenigian age and is overlain by ferriferous sandstones of the basal Llandoveryan. The age of the diamictites is considered as upper Ashgillian. The formation is composed of three units of massive diamictites with little variability but with abundant lenticular intercalations of mudstones, sandstones, quartzites and conglomerates. The diamictites (tillites) have been deposited in a glacioterrestrial environment with the three units representing three advances of an ice shield into this region. The abundant crystalline basement clasts indicate a provenance from the basement of the Pampean Massif to the southeast.

INTRODUCCIÓN

En los Andes Centrales las diamictitas cercanas al límite entre el Ordovícico y el Silúrico fueron descubiertas en la región de Llallagua/Oruro del Altiplano boliviano y denominadas como ‘Grauwacke de Cancañiri’ por Koeberling (1919). Después siguieron otros trabajos sobre el ‘Horizonte Glacial de Zapla’ en el noroeste de Argentina (Schlagintweit, 1943), la ‘Formación Sacta’ cerca de Cochabamba (Chamot, 1961) y la ‘Formación San Gaban’ en Perú (Dávila & Ponce de León, 1971). La Formación Cancañiri se encuentra ampliamente distribuida en los Andes Centrales en un área que cubre del norte al sur (del Altiplano peruano al noroeste de Argentina) una cuenca estrecha de más de 1300 km y del oeste al este 800 km (Altiplano hacia las Sierras Subandinas, localidades Yapacani/Samaipata, Suárez-Soruco, 1977; Rodrigo et al., 1977; Crowell et al., 1981). El espesor de la formación varía entre menos de 100 m en el este y sudeste de la cuenca y llega a tener más de 1000 m de espesor en las subcuencas del Altiplano (Suárez-Soruco, 1995).

Tanto la edad, como el ambiente sedimentario de la Formación Cancañiri no han sido bien establecidos. Las interpretaciones de las diamictitas varían entre la de depósitos glaciales (Schlagintweit, 1943; Branisa 1969; Martínez, 1998), sedimentos glaciomarinos, redepositados (Turner, 1960; Crowell et al., 1981; Díaz-Martínez, 1997; entre otros), productos de resedimentación sintectónica (Suárez-Soruco, 1995; Díaz-Martínez et al., 1996) a un ambiente de resedimentación durante un clima tropical (Anaya et al., 1987; Boso, 1996). Recientemente fue discutido que las diamictitas pudiesen ser originadas por el impacto de un meteorito (Díaz-Martínez, 2000; c.f. Rampino, 1994).

Varios trabajos han sido publicados sobre la cuenca norte, central y oriental de la Formación Cancañiri, mientras que sólo pocos trabajos fueron realizados en el sur de Bolivia (Cordova, 1970; Justiniano, 1972; Crowell, 1976). El objetivo de este estudio es un análisis de facies detallado, que permita entender mejor el ambiente sedimentario y su relación con la glaciación fini-ordovícica de Gondwana.

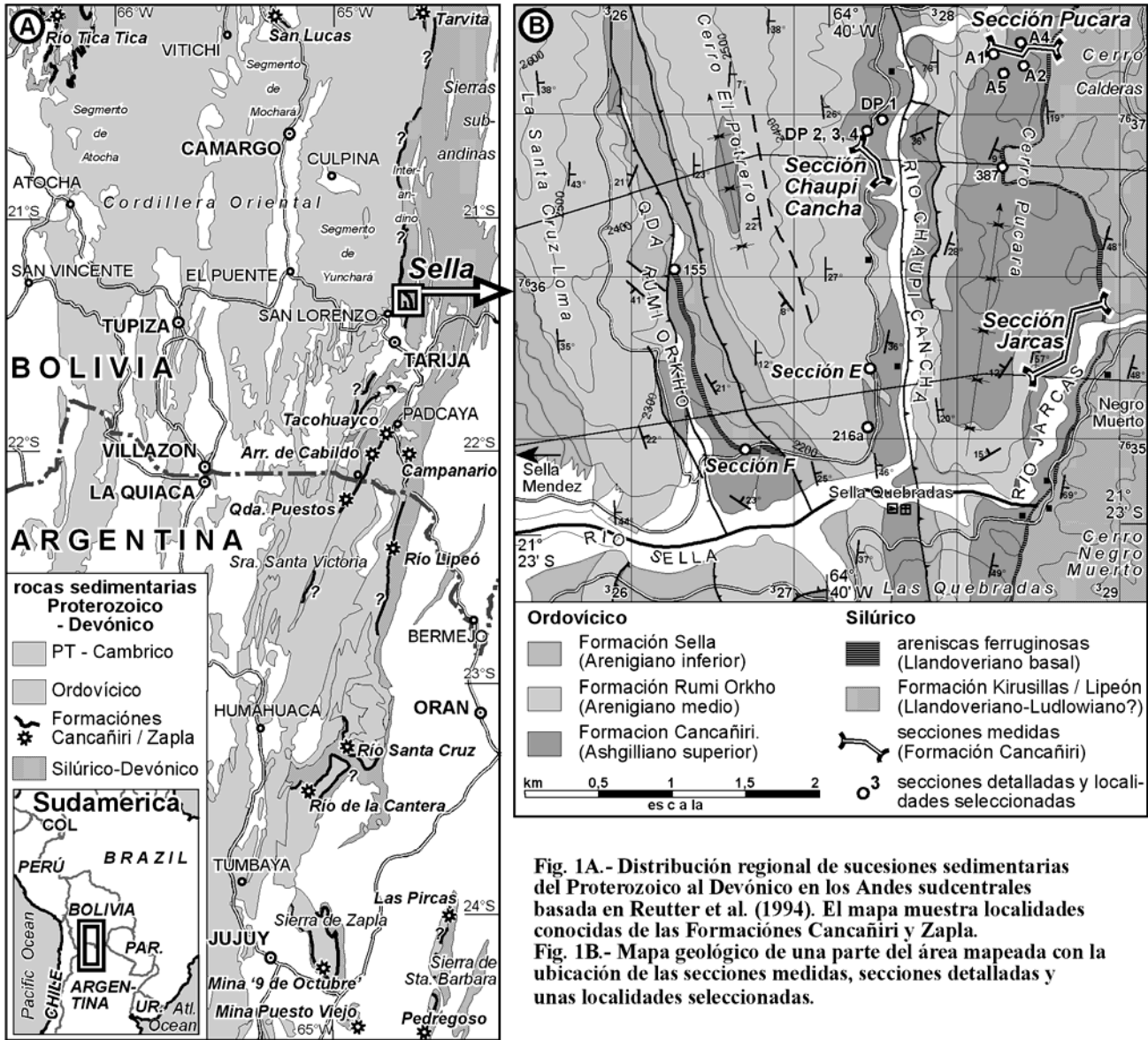


Fig. 1A.- Distribución regional de sucesiones sedimentarias del Proterozoico al Devónico en los Andes sudcentrales basada en Reutter et al. (1994). El mapa muestra localidades conocidas de las Formaciones Cancañiri y Zapla.
Fig. 1B.- Mapa geológico de una parte del área mapeada con la ubicación de las secciones medidas, secciones detalladas y unas localidades seleccionadas.

MARCO GEOLÓGICO

El área estudiada está ubicada a unos 20 km al norte de Tarija y unos 5 km al este de San Lorenzo entre los pueblos de Sella Méndez y Negro Muerto (long. 64°40'W, lat. 21°23'S, Fig. 1). Geológicamente se encuentra al este del segmento Yunchará de la Cordillera Oriental (Erdtmann, 1995) en la zona de la transición a las Sierras Subandinas ('Interandin'; Kley, 1993; Suárez-Soruco, 2000). Mientras que la Cordillera Oriental del sur de Bolivia está mayormente compuesta por rocas del Cámbrico y Ordovícico del Ciclo Tacsariano, en esta área se encuentra la transición a la secuencia del Silúrico-Carbonífero del Ciclo Cordillerano con la Formación Cancañiri, la cual forma su base (Suárez-Soruco, 2000; Fig. 1). Se considera que ambos ciclos sedimentarios están separados por el movimiento tectónico debido a la acreción del bloque de Arequipa-Antofalla que

tuvo lugar a fines del Ordovícico, denominado 'Fase Oclóyica' (Turner, 1960; Sempere, 1995). La ventaja de esta área es que se encuentra la transición entre el Ordovícico y el Silúrico expuesta varias veces por un régimen tectónico con fallas y plegamientos de movimiento hacia el oeste, lo cual permite de analizar variaciones laterales dentro de la sucesión tanto del sur al norte, como del este al oeste (Justiniano, 1972; Kley, 1993; Fig. 1B y Fig. 2).

Formación Sella (>850 m)

La Formación Sella (Justiniano, 1972; Wende, 1972) está compuesta por una alternancia de pelitas verdes a negras, en parte bioturbadas, y areniscas de grano fino a medio en capas delgadas a medianas, con un aumento gradual de la abundancia de areniscas hacia la parte

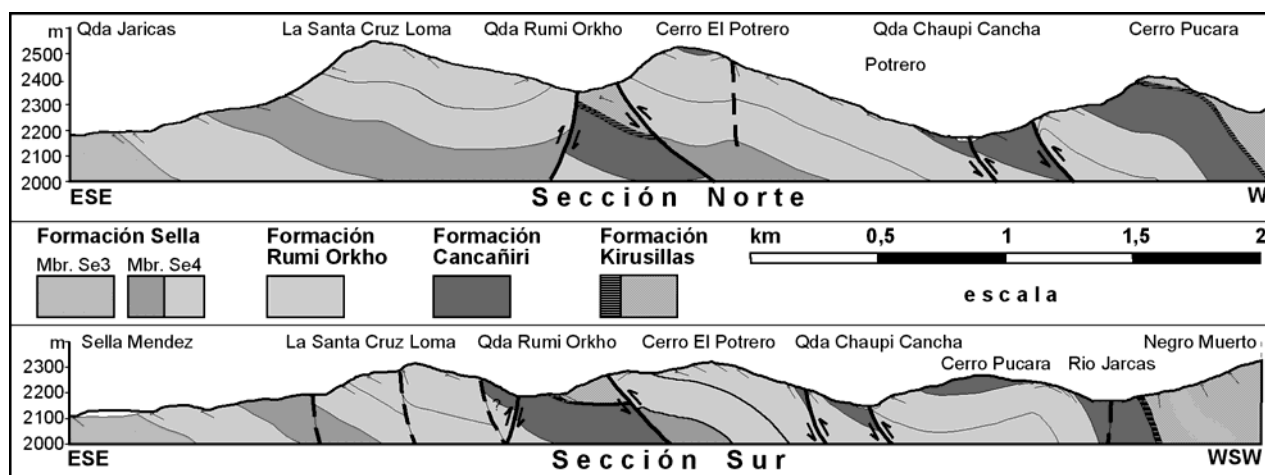


Fig. 2.- Secciones estructurales por el área de estudio al este de Sella Méndez. Para la ubicación Fig. 1B.

superior. En la parte inferior es posible observar cuerpos de areniscas con estratificación de tipo 'hummocky cross stratification' (HCS), así como frecuentes capas de tempestitas con abundantes fragmentos de fósiles. Fue posible distinguir cuatro miembros mapeables (Egenhoff, 2000; Schönian, 2000). La Formación Sella fue depositada mayormente como producto de suspensión en un ambiente marino de poca profundidad con influencia deltáica y con material redepositado por tempestades. La sedimentación está caracterizada por cambios significantes en el nivel del mar y por una progradación hacia el oeste (plataforma continental pelítica, con influencia de tempestades; Egenhoff, 2000).

En su parte inferior la Formación Sella contiene abundantes fósiles (trilobites, braquiópodos, cefalópodos, graptolitos; Schönian, 2000). Los trilobites (*Megalaspidella kayseri*, *Kayseraspis cf. asapheloides*) indican una edad Arenigiana inferior y los graptolitos (*Acrograptus cf. filiformes*, *Expansograptidae*; Maletz com. pers.) determinan la edad de la parte inferior de la formación a la biozona *D. balticus* del Bendigo. Por su relación con la formación suprayacente se confina la edad a la parte superior de la biozona de *D. balticus* y la parte inferior de la biozona de *P. densus* del Arenigiano inferior (~2-3 mill. de años, Egenhoff, 2000). La Formación Sella (y Rumi Orkho) aflora también a ambos lados de la Quebrada de Sella, en la Quebrada Rumi Orkho y en la Quebrada Chaupi Cancha (Fig. 1B). Fuera del área del estudio se prolonga al pie de La Santa Cruz Loma por unas decenas de kilómetros hacia el norte, se presentan varios afloramientos en el lado nororiental del Valle de Tarija y dentro de la zona urbana de Tarija (Egenhoff, 2000).

Formación Rumi Orkho (120-150 m)

Esta formación cuarcítica fue correlacionada por Córdova (1970) y Wende (1972) con la Formación San Benito del Caradociano del área de Cochabamba por la abundancia de trazas fósiles de tipo *Cruziana*

(*C. rugosa*, *C. goldfussi*, *C. rouaulti*; Schönian, 2000). El hallazgo de graptolitos de tipo *Baltograptus cf. complexus* y *Baltograptus cf. deflexus* en la base de la formación (Maletz et al., 1995) indica una edad de la biozona de *P. densus* del Arenigiano medio. No es posible determinar su límite superior, pero éste no debe llegar más que a la base de la biozona de *P. angustifolius elongatus* del Arenigiano medio (~2-3 mill. de años; Egenhoff, 2000). Es además posible correlacionar la Formación Rumi Orkho con la parte inferior del complejo deltaico de la Formación Pircancha en la región de Chaupiuno (Egenhoff, 2000).

La Formación Rumi Orkho (Quechua: 'montaña de piedra') fue denominada y descrita en detalle por Schönian (2000) y Egenhoff (2000). La sección de tipo (143 m) está ubicada en el camino que pasa por el flanco norte de la Quebrada de Sella, entre las quebradas Rumi Orkho y Chaupi Cancha (Fig. 1B). La base de la formación está marcada por una discordancia erosiva de tipo regional, la cual representa una regresión de tercer grado dentro de la biozona de *D. densus* (Egenhoff, 2000). La formación está compuesta mayormente por cuerpos lenticulares de cuarcitas y areniscas de grano fino a medio y de capas medianas a gruesas con abundantes pelitas intercaladas. Las estructuras de tipo 'flaser bedding' dentro de las pelitas, las areniscas de playa en la base, las trazas fósiles *Monocraterion* y *Cruziana*, así como las areniscas lenticulares de tipo 'barren' y los contactos erosionales de estos cuerpos indican un ambiente de sedimentación marina de muy poca profundidad (submareíca a intermareíca, plataforma arenosa con influencia de tempestades y mareas; Egenhoff, 2000; Schönian, 2000). En La Santa Cruz Loma las areniscas forman capas más continuas y en su flanco oriental está expuesto un relieve submarino ondulado, el cual es debido a la estratificación de tipo HCS. Hacia el este (hacia la costa) el contenido de arena aumenta significativamente dentro de la formación expuesta en el norte y sur del Cerro Pucara, subyaciendo la Formación Cancañiri (Fig. 1B).

Formación Cancañiri / Zapla (170-180 m)

La Formación Cancañiri yace en fuerte discordancia erosiva y relieve ondulado sobre las cuarcitas y areniscas de la Formación Rumi Orkho, la cual representa un hiato de 25-30 Mio de años (Schönian, 2000). No fue posible observar un ángulo en el contacto, así como tampoco hay otras evidencias de la 'Fase Ocloyica'. Es posible, que una intercalación de pelitas y areniscas de grano fino en la base (Punto 'E' en Fig. 1B y Fig. 7) represente depósitos de la transgresión del Caradociano superior – Ashgilliano inferior a esta región. El espesor de la formación en las secciones medidas varía entre 170 y 180 m, pero crece a más de 200 m hacia el norte del área estudiada (Suárez-Soruco, 1995). En el sur del área mide unos 100 m y hacia el límite con Argentina su espesor se reduce continuamente, pasando por 70 m (Takowayko), 30-35 m (Padcaya, Campanario) hasta tener unos 20 m en La Sierra de Santa Victoria (Fig. 1A; Suárez-Soruco, 1977). Por lo general la Formación Cancañiri del sur de Bolivia está compuesta por diamictitas polimícticas macizas, poco variables con frecuentes y variables intercalaciones de capas o cuerpos lenticulares de areniscas, cuarcitas y conglomerados (Crowell, 1976; Suárez-Soruco, 1977). En el área de estudio los métodos clásicos (Eyles et al., 1983) no permiten distinguir entre las diferentes facies que forman la sucesión, siguiendo este método casi todas las diamictitas deberían ser clasificadas como 'Dmm' y estarían solamente interrumpidas por las intercalaciones clásticas.

Formación Kirusillas / Lipeón (>350 m)

Las diamictitas de Cancañiri están cubiertas por areniscas ferruginosas, en parte hematíticas y oolíticas, de un espesor de 2 a 12 metros. Anteriormente fueron consideradas como parte de la Formación Cancañiri (Justiniano, 1972; Wende, 1972; Kley, 1993). El contacto brusco con las diamictitas subyacentes, la alternancia con las pelitas de la Formación Kirusillas y la correlación con los 'Mantos Ferríferos' del norte de Argentina (Boso & Monaldi, 1987; Monteros et al., 1993) confirman su posición como base de esta formación. En la Sierra de Santa Bárbara de Argentina se encuentra una secuencia de pelitas y areniscas de más que 100 m intercalada entre la Formación Zapla y los Mantos Ferríferos, lo cual indica la presencia de un hiato para otras localidades (Las Pircas, Fig. 1A; Boso & Monaldi, 1987). Estas areniscas representan una transgresión al tope de la Formación Cancañiri y se formaron según Boso & Monaldi (1987) por suspensión química en pilones litorales en las cercanías de la costa y fueron posteriormente oxidadas y hematizadas.

El Silúrico inferior del área se puede correlacionar mejor con la Formación Lipeón del norte de Argentina (Río Lipeo, Fig. 1A; Antelo, 1978; Monteros et al., 1993) que con la Formación Kirusillas del centro de Bolivia. El espesor de la formación no está bien

establecido, debido al contacto gradual con la Formación Tarabuco suprayacente. Esta formación está compuesta por pelitas macizas verde-negruczas, poco estratificadas, con fragmentos de plantas en su parte basal (30 a 60 m). Le sigue una secuencia (>300 m) con alternancia de lutitas gris-negruczas, pelitas y areniscas de grano fino de capas delgadas a gruesas sin estructuras internas, las cuales suelen contener intraclastos de lutita negra. Morel et al. (1995) reportan el hallazgo de ejemplares de la planta *Cooksonia caledonica* dentro de la formación en la Quebrada Jarcas (Fig. 1B). El ambiente sedimentario es marino de poca profundidad y baja energía, con la costa Silúrica al oeste. La edad está considerada como llandoveryana basal hasta ludlowiana. En comparación al Ordovícico el plazo de sedimentación es bajo y no hay ninguna evidencia de un régimen sintectónico de resedimentación (c.f. Díaz-Martínez, 1996).

EDAD DE LA FORMACIÓN CANCAÑIRI

Por la escasez de fósiles sincrónicos y el contacto inferior de discordancia erosiva en el sur de Bolivia resulta difícil determinar la edad precisa de la Formación Cancañiri. Tanto como las otras diamictitas de esta época en los Andes la edad de la formación fue considerada originalmente como silúrica inferior (Turner, 1960; Branisa, 1969; Antelo, 1973; Antelo, 1978; Crowell et al., 1981; entre otros). Es importante de anotar que la 'Fauna de la Formación Cancañiri' de Antelo (1973) proviene de una alternancia de pelitas y areniscas sobre las últimas diamictitas. Otros autores consideraron más tarde esta formación como parte del Ashgilliano superior, a la vez correlacionable con la glaciación de Gondwana a fines del Ordovícico (Benedetto et al., 1992; Sempere, 1995; Toro, 1994). La argumentación en favor a una edad silúrica inferior de Suárez-Soruco (1995) se basa en fósiles retrabajados del Ordovícico inferior hasta superior de clastos de las diamictitas, en una fauna sincrónica dentro de la sección de Lampaya y Pojo y en abundantes fósiles Silúricos en las capas que yacen sobre las diamictitas (referencias en Suárez-Soruco, 1995 y Schönian, 2000). Por la presencia de la Formación San Benito del Caradociano en la localidad Sella Suárez-Soruco (1995) propone una discordancia regional en el sur del país debida a la 'Fase Ocloyica'. No se puede confirmar a esta discordancia de tipo angular.

La edad del miembro diamictítico inferior de la Formación Don Braulio del oeste de Argentina fue determinada como ashgilliana superior. Estas diamictitas yacen debajo de areniscas ferruginosas y oolíticas que corresponden a la biozona A. *atavus* del Llandoveryano basal (Astini & Benedetto et al., 1992; Buggish & Astini, 1993; Astini 1999; Sheehan, 2001). Igualmente los graptolitos encontrados entre el primer y el segundo 'Manto Ferrífero' en el la Mina de Puesto Viejo en el noroeste de Argentina (Fig. 1A) indican una edad cercana al límite del Ordovícico y Silúrico (biozonas de *persculptus* y/o *atavus*, Boso & Monaldi, 1987; Monteros et al., 1993). Adicionalmente fueron encontrados trilobites del Ashgilliano

superior junto con una fauna de braquiópodos y pelecípodos con afinidades a la 'Fauna de Hirnantia' dentro de la Formación Zapla en la Sierra de Santa Bárbara (Fig. 1A; Monaldi & Boso, 1987). Del mismo modo hay argumentos para el territorio boliviano en favor a una edad ashgilliana de la Formación Cancañiri: Quitinozoos y braquiópodos de la Formación San Benito del área de Cochabamba y graptolitos de la Formación Tokochi en la localidad de Lampaya definen el límite inferior de la formación como Ashgilliano medio (biozona de *complexus* o *pacificus*). La presencia de la fauna de la Caliza Sacta y otros miembros suprayacentes confirman que el límite superior de las diamictitas es como máximo Llandoveryano medio (referencias en Schönian, 2000). El braquiópodo de Chapare determinado como *Hirnantia* cf. *sagittifera* del Ashgilliano superior (Benedetto et al., 1992) según la referencia original no proviene de clastos dentro de la formación como fue añadido por Suárez-Soruco (1995), sino de una intercalación de pelitas arenosas. Finalmente, dentro de la Formación Cancañiri del área de Cochabamba y La Paz fueron encontrados trilobites del Ashgilliano superior (Toro, 1994).

En conclusión, no se puede excluir que en el centro de Bolivia la deposición de Formación Cancañiri se prolongó desde el Ashgilliano tardío hasta el Llandoveryano temprano. Por la correlación con las unidades del noroeste de Argentina (Fig. 1), la edad de la formación del sur del país debe ser considerada como ashgilliana superior. Lo más probable es, que en el área del estudio el límite entre el

Ordovícico y el Silúrico esté ubicado en el hiato entre la Formación Cancañiri y las areniscas ferruginosas suprayacentes o inmediatamente sobre las últimas.

DESCRIPCIÓN DETALLADA

Método

Para realizar una descripción detallada, que revele las variaciones presentes dentro de la sucesión de diamictitas macizas, fue necesario adoptar una clasificación la cual se basa en la proporción de granos de tamaño pelita y arena en la matriz y el porcentaje de clastos (>2 mm, Moncrieff, 1989; Schönian, 2000). El triángulo petrográfico original de Moncrieff (1989) fue modificado con el fin de obtener 9 clases de diamictitas además de las 13 clases de rocas siliciclásticas de alto nivel de selección (Fig. 3, Schönian, 2000). Las diferentes clases petrográficas forman la base de una codificación de litofacies similar a la de Eyles et al. (1983, Fig. 3).

Para revelar el proceso de transporte y la procedencia de las diamictitas, más de 300 clastos de todos los niveles estratigráficos dentro de la formación fueron recolectados y analizados. Tanto la redondez de los clastos como su esfericidad fueron determinadas. Todos clastos fueron petrográficamente clasificados y secciones delgadas de 66 de estos clastos analizadas.

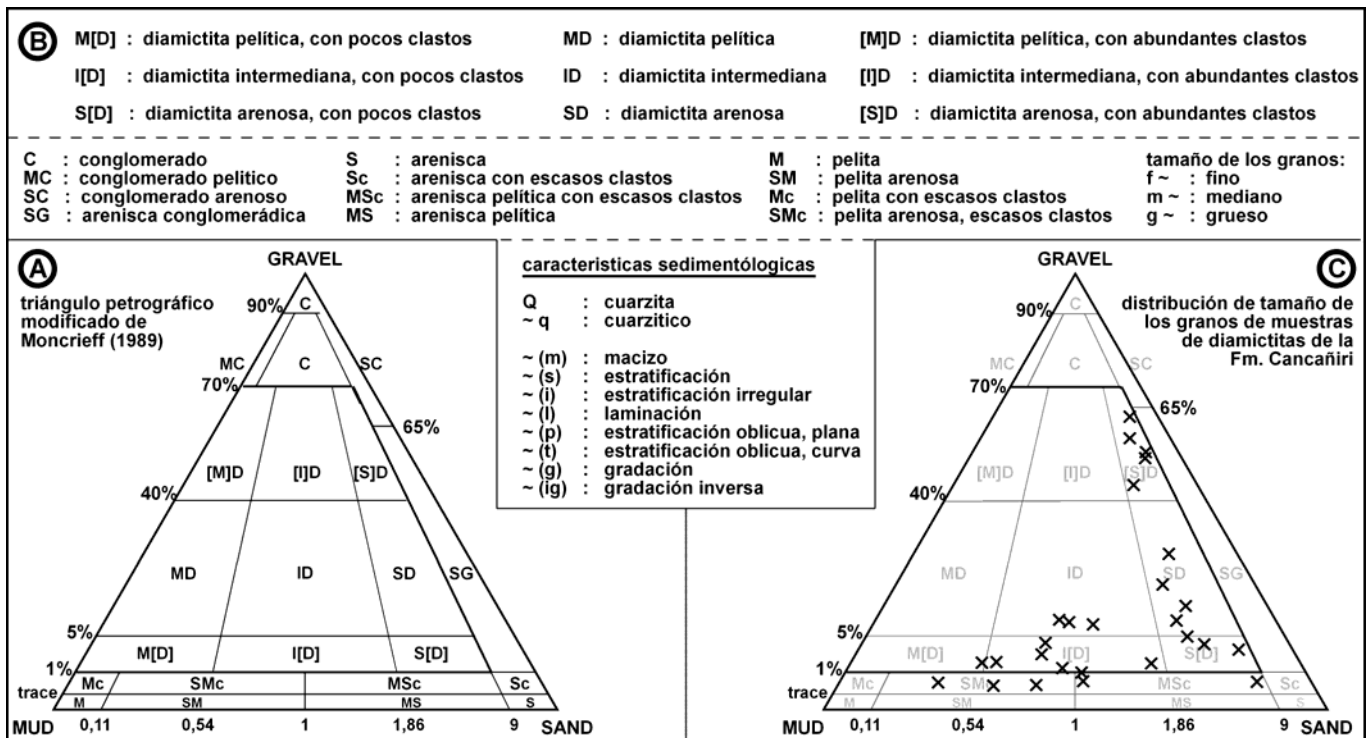


Fig. 3.- Codificación de litofacies aplicada a la Formación Cancañiri. A: Triángulo petrográfico modificado de Moncrieff (1989), B: Clases de diamictitas, siliciclásticos y estructuras sedimentarias, C: ejemplos de selección de grano de la formación.

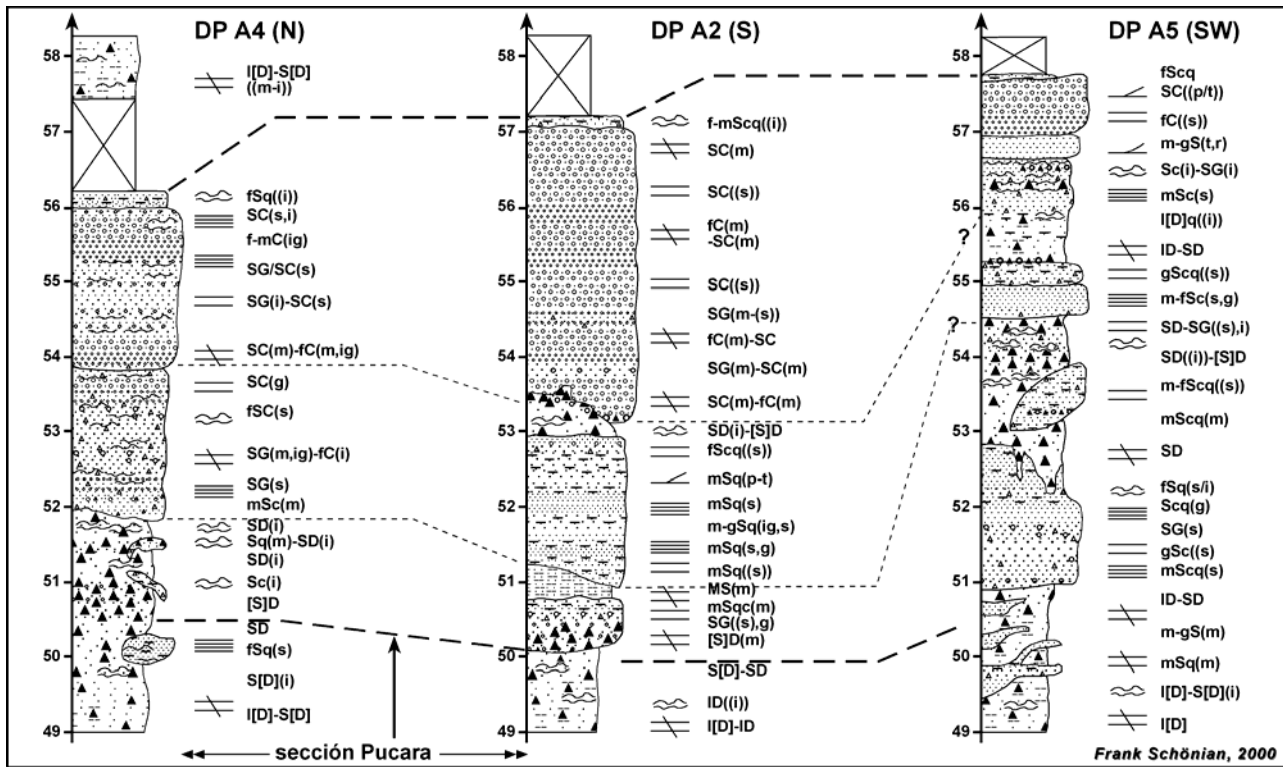


Fig. 4.- Detalles de la capa de areniscas conglomerádicas en el tope del miembro 'B' de la sección de Pucara (ubicación en Fig. 1B).

Secciones medidas

Sección Pucara. La sección medida en el flanco norte del Cerro de Pucara (Fig. 1B) representa una sucesión completa de 180 m, en la cual se pueden distinguir claramente tres unidades (miembros 'B', 'C' y 'D'; Fig. 5a). Estas están separadas alrededor del metro 55 y del metro 105 por cuerpos de conglomerado de grano fino o areniscas conglomerádicas (Fig. 4). Siguiendo el fuerte contacto basal de la unidad 'B', la cual, excepto por una interrupción por un cuerpo de arenisca, esta compuesta hasta el metro 30 por diamictitas macizas con pocos clastos y una matriz variable, pero mayormente fina. Entre los metros 30 y 43 se puede observar abundantes cuerpos lenticulares de arenisca o arenisca cuarcítica con diferentes estructuras internas. Las diamictitas siguen siendo finas con pocos clastos pero son más homogéneas. A partir del metro 43 aumenta la proporción arenosa en de la matriz y así como el contenido de clastos en dirección al cuerpo conglomerádico. Esta capa en el tope del miembro 'B' es posible de seguir lateralmente, tiene un espesor de 3 a 7 m y está compuesta por cuerpos irregulares a lenticulares de diamictitas gruesas, areniscas finas a gruesas, areniscas conglomerádicas y conglomerados finos (Fig. 4). El conglomerado superior es más regular y se extiende lateralmente. Las areniscas y conglomerados son inmaduras y muestran en secciones delgadas una baja a mediana redondez de los granos (angular a subredondeado), un

bajo nivel de selección y una selección oblicua positiva ('positive skewness').

Sobre un contacto erosivo en el metro 57 continúan las diamictitas con pocos clastos. La sucesión del miembro 'C' es muy parecida a la del miembro 'B' con la excepción de que la parte basal de este miembro es muy heterogénea por las variaciones significantes de las diamictitas, por los abundantes cuerpos de intercalaciones clásticas y estructuras irregulares de estratificación o deformación dentro de las diamictitas (Fig. 5a). Toda la unidad contiene variables cuerpos de areniscas, cuarcitas y areniscas conglomerádicas. Las diamictitas entre el metro 69 y el metro 95 son más homogéneas y carecen de estructuras internas. A partir del metro 97 hacia el tope del miembro 'C' (metro 106) sigue nuevamente una sucesión muy variable con diamictitas gruesas con estratificación irregular, niveles de conglomerados ('gravellags') y cuerpos lenticulares de areniscas, cuarcitas y areniscas conglomerádicos (Fig. 5a). Yaciendo sobre otro contacto erosivo, el miembro 'D' es mucho más homogéneo que la parte subyacente y está compuesto por diamictitas más arenosas con un porcentaje de clastos más alto y con pocas intercalaciones clásticas (Fig. 5a).

Sección Jarcas. Esta sección se encuentra en el flanco norte de la Quebrada Jarcas (Fig. 1, Fig. 6). Como en la sección Pucara se puede observar tres miembros con una parte inferior más heterogénea (Fig.

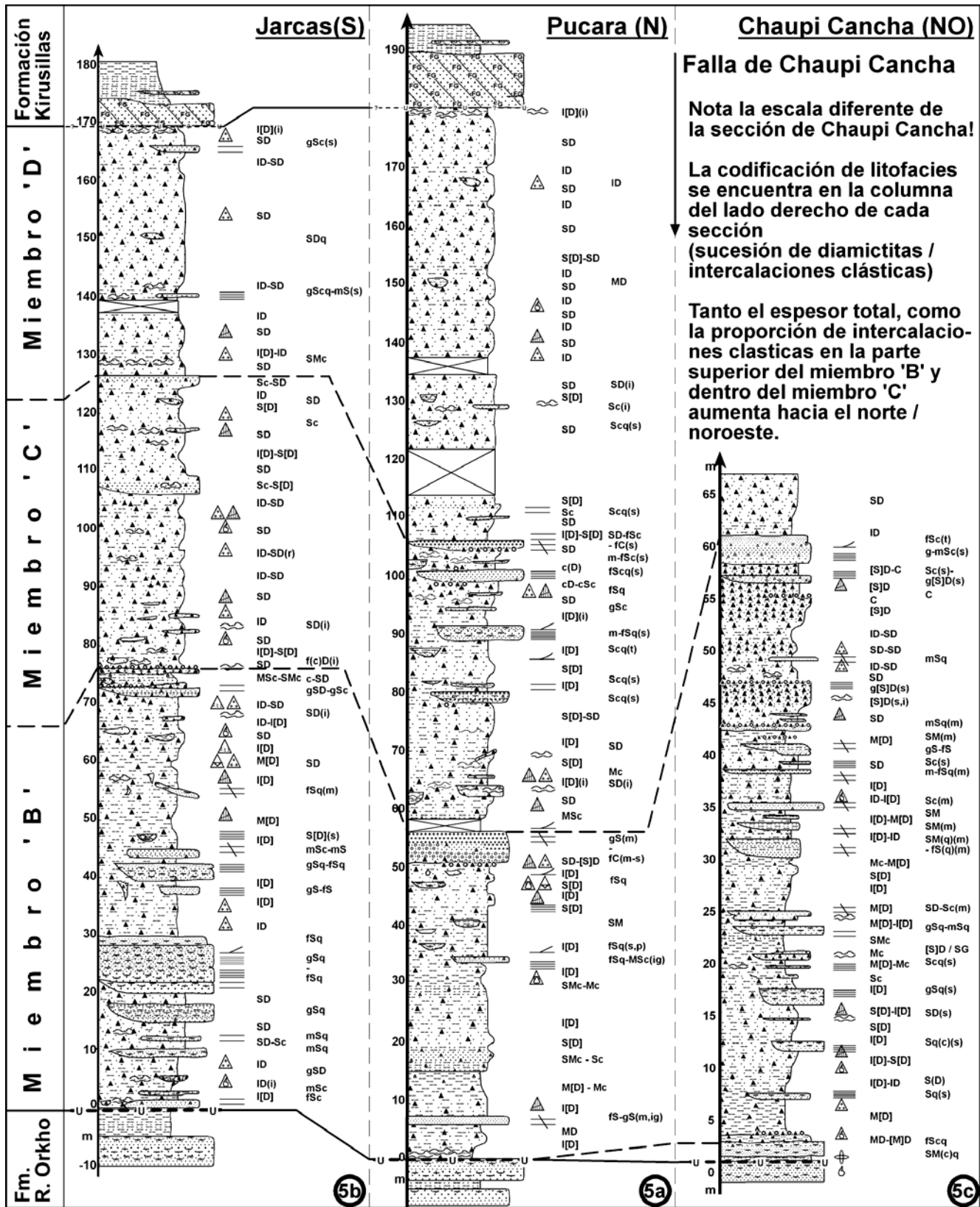


Fig. 5.- Las secciones medidas del sudeste al noroeste. La descripción en el texto comienza con la sección Pucara (5a, centro).



Fig. 6.- La quebrada del Río Jarcas con la ubicación de la sección Jarcas (sección B). Nota que el flanco sur del Cerro Pucara esta compuesto por las diamictitas macizas. El tope forman las areniscas ferruginosas (Quechua: pucara = torre, castillo).

5b). El miembro 'B' esta compuesto mayormente de diamictitas finas (intermedias) con pocos clastos, las cuales pasan hacia el tope a formar diamictitas más gruesas, a la vez que aumenta el porcentaje de clastos. A pesar del espesor de 76 m, de este miembro se diferencia del miembro 'B' de la sección Pucara por la presencia de abundantes cuerpos lenticulares de areniscas finas a gruesas, cuarcíticas con diferentes tipos de estratificación en la parte inferior del miembro (hasta el metro 30, Fig. 5b). Le sigue hasta el metro 62 una secuencia similar a la parte media a superior del miembro 'B' de la sección Pucara, la cual suprayacen diamictitas más arenosas y una asociación variable de diferentes cuerpos o capas de arenisca gruesa, de bajo nivel de selección, en parte conglomerádica o diamictítica, la cual está terminada por un nivel conglomerádico ('gravellag'). En la parte superior del miembro 'B' fueron encontrados los dos clastos granitoides de mayor tamaño dentro del área (1.7 m – granito grueso; 1 m – monzodiorito). El miembro 'C' de la sección Jarcas esta compuesto de forma similar por diamictitas intermedias, las cuales contienen más clastos y son a veces más arenosas. En este parte solo están presentes pocos cuerpos de intercalaciones clásticas y a veces se encuentran estructuras irregulares de estratificación o deformación (Fig. 5b). Entre los metros 107 y 127 hay un cuerpo de diamictitas variables, el cual por su contacto superior brusco y erosivo está considerado que pertenecer al tope del miembro 'C'. Al igual que en la sección Pucara el miembro 'D' esta compuesto por diamictitas arenosas con frecuentes clastos (Fig. 5b).

Por lo general, las características principales de la sucesión observadas en las secciones medidas también se encuentra en el flanco occidental del Cerro Pucara. La parte inferior esta compuesta por diamictitas finas con pocos clastos y abundantes intercalaciones clásticas de tamaño y geometría variable, el contacto brusco entre los miembros 'B' y 'C' es continuo en toda el área y la parte superior

esta formada por diamictitas más gruesas, las cuales contienen escasas intercalaciones clásticas (Schönian, 2000).

Sección Chaupi Cancha. La sección de 65 m medida en el camino de la Quebrada Chaupi Cancha (Quechua: 'centro de la cancha'; Fig. 1B) sólo representa la parte inferior de la Formación Cancañiri (Fig. 5c). La base de la sucesión está caracterizada por una capa de arenisca fina a pelita arenosa, la cual pertenece al miembro 'A'. A ésta le sigue una diamictita pelítica con abundantes clastos y un nivel de conglomerado ('gravellag', Fig. 5c). Aparte de esta base diferente, la sucesión del miembro 'B' hasta el metro 39 es muy similar a la de la parte inferior de la sección Pucara y contiene diamictitas variables, pero generalmente finas (pelíticas a intermedias con pocos clastos). Se nota sin embargo que las intercalaciones lenticulares son más frecuentes y más variables tanto en tamaño y forma como en litología (Fig. 5c). Entre los metros 39 y 61 continua una sección muy heterogénea de diamictitas variables, pelíticas a conglomerádicas, en parte estratificadas, con transiciones a conglomerados. También las capas o intercalaciones clásticas son muy variables y se puede observar varios niveles de conglomerados ('gravellags', Fig. 5c). A partir del metro 61 se observa nuevamente diamictitas macizas, de intermedias a arenosas, las cuales yacen, con un contacto erosivo, sobre una capa continua de arenisca con escasos clastos. La última puede ser correlacionada con la capa superior de la sucesión de areniscas conglomerádicas en el tope del miembro 'B' de la sección Pucara (Fig. 5c).

En el flanco occidental de la Quebrada Chaupi Cancha generalmente se observa las variaciones laterales de facie de la parte inferior de la Formación Cancañiri. Además se encuentra cuerpos lenticulares tanto de areniscas cuarcíticas, bien estratificadas a laminadas (punto DP 2), como de pelita arenosa maciza (DP 4) y también hay cuerpos

cuneiformes verticales de areniscas cuarcíticas en varias localidades (DP 3, Fig. 1; Schönian, 2000). En el punto DP 1 se observa un cuerpo grande de conglomerado mediano, el cual yace sobre una capa de diamictita arenosa discontinua, la cual se inyectó diapíricamente al conglomerado. La diamictita maciza y el conglomerado yacen sobre diamictitas variables irregularmente estratificadas con capas y lentes irregulares de areniscas y conglomerados (DP 1, Fig. 1; sección detallada en Schönian, 2000). Esta última facie pertenece a la parte superior del miembro 'B' de la sección Chaupi Cancha.

Contacto basal

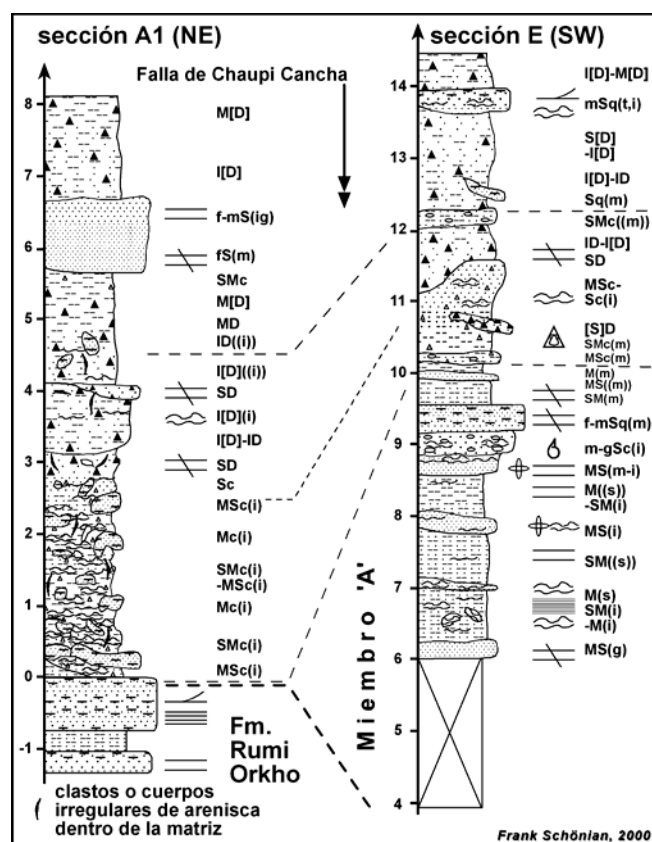


Fig. 7.- La base de la Formación Cancañiri en la Quebrada Chaupi Cancha (punto E) y en la sección Pucara (c.f. Fig. 1B).

En la sección E (Fig. 1, Fig. 7) fue definido el miembro basal ('A') de la Formación Cancañiri, subyaciendo las primeras diamictitas, pero su contacto con la Formación Rumi Orkho no es visible. Esta parte inferior que representa aproximadamente 10 m está compuesta de una alternancia de pelitas y areniscas finas, verde a grises, entre irregularmente a bien estratificadas, estas son litológicamente diferentes de las de la Formación Rumi Orkho y contienen raramente fósiles marinos y trazas fósiles (miembro 'A', Fig. 7). Sólo a partir

del metro 10 empieza con un contacto erosivo una secuencia de diamictitas muy variables (zona de transición, Fig. 7).

La base de la sección Pucara (Punto DP A1, Fig. 1, Fig. 7) se caracteriza en sus 3 metros inferiores por un sedimento negro, pelítico, fuertemente deformado y irregularmente plegado, en el cual se encuentran abundantes clastos o bloques no redondeados de cuarcita de la formación subyacente. Esta 'brecha' monomicta contiene clastos deformados de arena o areniscas, los cuales carecen frecuentemente de un contacto definido con la matriz pelítica. Estas son evidencias de una erosión in situ de la Formación Rumi Orkho, la cual ya se encontraba variablemente litificada. Sigue entre los metros 3 y 5 una zona de transición de diamictitas monomictas, pelíticas a arenosas, con la misma litología pero con menos deformación, la cual hacia arriba cambia gradualmente a una sucesión normal de diamictitas polimícticas con intercalaciones clásticas (Fig. 7). En la sección Jarcas la parte basal está formada por una capa de solo 0.5 a 1 m de espesor de una brecha de bloques cuarcíticos con poca matriz, esta es delimitada por un contacto brusco de las diamictitas basales (Schönian, 2000).

Contacto superior

El contacto superior está bien expuesto y aflora continuamente, tanto en el flanco oriental de la Quebrada Rumi Orkho, como en el Cerro Pucara (Fig.1, Fig. 8). Por lo general se encuentra sobre las diamictitas macizas del miembro 'D' una intercalación de pelitas con escasos clastos y con diamictitas, la cual está bien estratificada a laminada, y tiene un espesor que varía entre 0.5 y 1.5 metros (Fig. 8). Esta secuencia estratificada, está sobrepuesta con un contacto brusco por las areniscas ferruginosas del Llandoveryano basal. En la Quebrada Rumi Orkho se puede distinguir dos partes: una diamictita inferior con escasa estratificación irregular y una pelita superior con escasos clastos, bien estratificada y laminada. En las secciones del Cerro Pucara solo está presente la parte superior (Fig. 8).

Como las diamictitas polimícticas macizas de la mayor parte de esta formación, estos sedimentos contienen abundantes feldspatos, pero al contrario de la mayoría de las diamictitas los feldspatos de estas capas están fuertemente alterados y en parte sustituidos por kaolinita e illita. Ambas partes de la sucesión estuvieron igualmente expuestas al clima actual de la región, por lo cual la alteración es de tipo sinsedimentaria. En secciones delgadas del tope de la Formación Cancañiri en el Cerro Pucara, se encontraron además ooides de óxido de hierro y de chamosita, usualmente con núcleos de minerales silíceos. Ya por debajo de las areniscas ferruginosas aumenta el contenido de óxido de hierro y hematita dentro de la matriz de las diamictitas. Parte de los minerales arcillosos en estas capas, los cuales resultaron de la alteración de los feldspatos, fueron secundariamente oxidados.

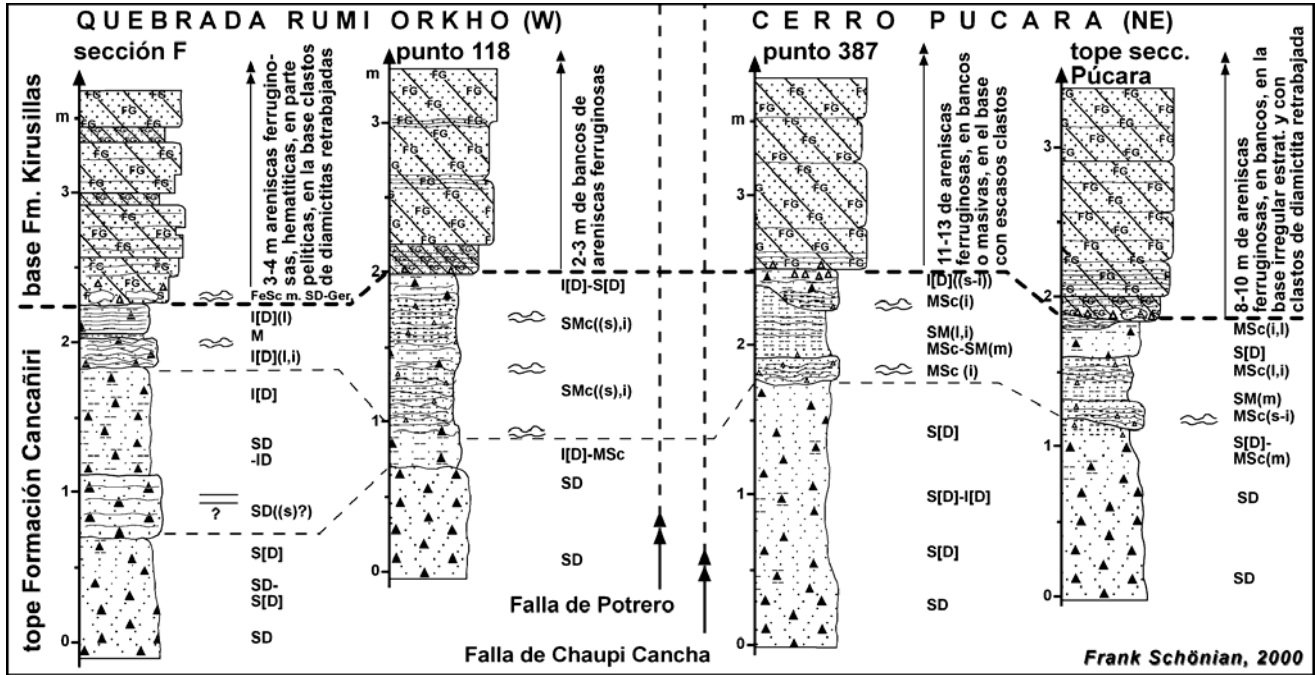


Fig. 8.- Detalles del contacto superior medidas en la Quebrada Rumi Orkho y en el tope del Cerro Pucara (ubicación en Fig. 1B).

Forma, redondez y abrasión de los clastos

La redondez de los clastos recolectados de la Formación Cancañiri se encuentra generalmente entre 0.3 y 0.9 (subangular a bien redondeado) en una escala de 0 a 1 (Krumbein, 1941) y con un máximo alrededor de 0.55 (subredondeado; Schönián, 2000). Los clastos de rocas sedimentarias muestran más variabilidad en la redondez que clastos de rocas cristalinas. Con excepción de las brechas de los contactos basales, no hay variación significativa de la redondez desde la base hasta el tope de la formación. Predominan clastos de tipo oblató-esferoidal (planos) y de tipo esferoidal sobre los de tipo prolato-esferoidal (talludos) y de tipo triaxial (plano-talludos), los últimos son muy escasos (Schönián, 2000). Por lo tanto, la esfericidad (Krumbein, 1941) varía por lo general en un nivel alto entre 0.55 y 0.95. Al igual que la redondez, tampoco la esfericidad muestra variaciones significantes dentro de la sucesión de la Formación Cancañiri, a excepción de que los clastos de rocas sedimentarias muestran una variabilidad más amplia. En consecuencia, los clastos de todos los niveles de la formación se encuentran en la parte superior-central del diagrama de redondez/esfericidad (Boulton, 1978; Miller, 1996; Kjaer, 1999), lo que indica un alto grado de redondeamiento (Schönián & Egenhoff, 2000).

La redondez y esfericidad fue en parte difícil de determinar por la fuerte abrasión superficial de los clastos. La mayoría de los clastos (81 %) están facetados y más del 64 % muestran facetas en más que una cara. Estrías superficiales se encuentran en 60 % de todos

los clastos y en 38 % de ellos se observan estrías en más de una dirección (Schönián & Egenhoff, 2000). Es posible observar variaciones dentro de la sucesión con un aumento de clastos facetados en el miembro medio (86 %) y clastos estríados en el miembro medio y superior (67 %). Esto correlaciona con una disminución de clastos sedimentarios provenientes de las rocas ordovícicas subyacentes, las cuales presentan con menos frecuencia pulidos y estrías. La forma de las estrías depende de la litología, en general las estrías son rectas y continuas, existen algunos ejemplos de estrías discontinuas con cavidades al final de las estrías ('nailhead striation'). Es importante de anotar, que especialmente clastos ígneos están fuertemente pulidos (94 %) y estríados (70 %), lo que indica que esta abrasión no fue causada por erosión local, ya que no hay afloramientos de rocas cristalinas por debajo de las diamictitas en la región.

AMBIENTE SEDIMENTARIO

Criterios para la determinación del ambiente sedimentario de rocas con un bajo nivel de selección fueron discutidos para la interpretación de la Formación Cancañiri (p.e. Boulton & Deynoux, 1981; Eyles et al., 1983; Dreimanis, 1989; entre otros; Schönián, 2000). Se consideró tanto un ambiente de resedimentación al borde de una plataforma continental (productos de flujo de detrito: debritas y turbiditas), también con influencia glacial (debritas glaciomarinas y laminitas con clastos), como un ambiente glaciomarino proximal (debritas glaciomarinas y tilitas marinas), un ambiente glacioterrestre

(tilitas y debritas glaciales o tilitas de flujo) y un ambiente aluvial, terrestre (debrita subaérea).

En resumen, todas las características de la Formación Cancañiri en el área estudiada favorecen un ambiente glacioterrestre, con las diamictitas en su mayoría representando verdaderas tilitas en el sentido de Dreimanis (1989). Los principales argumentos son (Schönián et al. 1999):

(a) El contacto basal es fuertemente erosivo, causado por una erosión glacial, la cual se manifiesta en la abrasión glacial de clastos del Ordovícico subyacente. En dos localidades se encuentra evidencias de una deformación sinsedimentaria (tectónica glacial).

(b) El contacto superior esta caracterizado por una resedimentación del tope de las diamictitas en un ambiente salobre a marino de muy poca profundidad (intermarefca) sin nueva sedimentación significativa previo al contacto brusco con las areniscas ferruginosas. Estos sedimentos representan una transgresión al relieve ondulado de las últimas diamictitas. Hay evidencias mineralógicas de un cambio de clima de frío a cálido (alteración de feldespatos, chamosita).

(c) La asociación de diamictitas polimícticas macizas con cuerpos de areniscas o conglomerados lenticulares es típico para áreas glaciadas. En áreas de resedimentación marina se espera una asociación de debritas con turbiditas y pelitas de suspensión. Las intercalaciones clásticas muestran tanto sedimentológicamente (geometría, laminación y estratificación) como petrográficamente (madurez, nivel y tipo de selección) todas las características de depósitos (glacio-) fluviales. Excepto por su base no hay ninguna evidencia de rocas marinas dentro de la formación.

(d) La forma, el grado de redondeamiento y la abrasión de los clastos está claramente relacionada a procesos dentro de la zona basal de tracción de un glaciar (Boulton, 1978; Kjaer, 1999). Tanto los clastos que provienen de las rocas subyacentes como los cuales provienen de un escudo cristalino muestran esta abrasión.

Junto con la nivelación de un relieve preexistente a nivel regional, lo cual es representado en el espesor variable y el ligero relieve en el tope de la Formación Cancañiri, la abundancia de los clastos con signos de abrasión y la redondez/esfericidad indica que se trata de un escudo glacial y no de un glaciar local (Boulton, 1978; Eyles et al., 1983; Benn & Evans, 1998).

En cuanto a un origen relacionado con un impacto meteorítico hay que añadir que las capas de eyecta están poco estudiadas. Las diamictitas de la capa de eyecta del Cráter de Chicxulub (Península de Yucatán) tienen una base erosiva, un hiato en el tope y contienen clastos pulidos y estriados, debido a procesos de fricción durante la deposición (Ocampo et al. 1997; Pope et al., 1999; Schönián et al.,

2003; c.f. Rampino 1994). Estas estriaciones son a veces curvas y están relacionadas a planos de fricción. Este depósito es mucho más caótico, no contiene cuerpos bien estratificados y por lo general no tiene muchas características en común con la Formación Cancañiri (Schönián et al., 2003 e inédito).

Interpretación de las facies

Es evidente que los diferentes miembros, corresponden a tres avances del escudo glacial a la región. Para una interpretación de depósitos de un ambiente glacial hay que considerar tanto la posición (subglacial, englacial, supraglacial y proglacial) como los procesos de la deposición (deformación, asentamiento, fundición y sublimación, procesos fluviales y procesos de resedimentación) de ciertos tipos de facies de las tilitas (Brodzikowski & Van Loon, 1987; Dreimanis, 1989; Eyles et al., 1993; Miller, 1996; Benn & Evans, 1998; diferentes autores en Goldwaith & Matsch, 1989). Las sucesiones de tilitas son en general pilas poligenéticas producidas por diferentes procesos (Dreimanis, 1989; tilitas híbridas según Benn & Evans, 1998). La sucesión de la Formación Cancañiri fue interpretada en este sentido, según los tipos genéticos de facies y las características descritas por los autores citados (discusión en Schönián, 2000).

Contacto basal y miembro 'B'. La base de la sucesión en la sección Pucara comienza con una tilita de deformación parcialmente asimilada, a esta le sigue hasta el metro 6 una tilita de deformación asimilada y/o una tilita deformada de asentamiento (Fig. 5a y 7). La posición de la secuencia hasta el metro 42 es subglacial, con la parte superior posiblemente englacial. La sucesión de diamictitas hasta el metro 32 pertenece a tilitas poligenéticas de asentamiento y fundición, en parte con tilitas deformadas de asentamiento, con escasos depósitos de agua de deshielo y con un proceso de asentamiento predominante (Fig. 5a). La fundición y el contenido de canales pequeños de agua de deshielo aumenta hacia el metro 43 continuando hasta el metro 50 está la parte supraglacial de fundición, la cual contiene tilitas resedimentadas y retrabajadas fluvialmente en el tope. Las facies asociadas en el tope del miembro 'B' (Fig. 5a, 6) son interpretadas como una combinación compleja de cuerpos de resedimentación gravitatoria (debritas glaciógenas) y areniscas glaciofluviales de diferentes regímenes de flujo en una posición supra- a proglacial y representa la primera retirada del escudo glacial de esta región.

La base de la sección Jarcas esta formada por una brecha de tipo tectonita glacial, seguida por una tilita de deformación asimilada con areniscas de agua de deshielo hasta el metro 5 (Fig. 5b). La secuencia subglacial hasta el metro 50 está mayormente compuesta por tilitas de fundición con pocas tilitas de asentamiento pero con un sistema complejo y extenso de canales subglaciales de agua de deshielo. La porción entre los metros 50 y 60 puede ser interpretada como de

posición englacial con tilitas de fundición y estructuras de resedimentación. La parte superior es de tipo supraglacial, pasando, similar a la sección superior del miembro 'B' de Pucara, a depósitos de resedimentación proglacial (Fig. 5b). La sección de Chaupi Cancha carece de las tilitas basales de deformación, esta secuencia subglacial con tilitas heterogéneas de asentamiento y fundición con intercalaciones de canales subglaciales de agua de deshielo solo llega hasta el metro 30 aproximadamente (Fig. 5c). Sigue una zona de transición (englacial?) la cual esta sobreyacida por una secuencia compleja de tilitas supraglaciales de fundición, pasando por pilas de debritas a areniscas glacioluviales de posición proglacial.

Miembros 'C' y 'D'. En el miembro 'C' de la sección de Pucará se encuentra una secuencia similar con tilitas heterogéneas subglaciales de asentamiento deformadas y de fundición hasta el metro 70, seguida por tilitas subglaciales poligenéticas, mayormente de asentamiento con variables canales subglaciales de agua de deshielo hasta el metro 92. A continuación se observa una zona de transición con evidencias de resedimentación (englacial?) sobrepuesta por la facies supra- a proglacial con tilitas gruesas de fundición, debritas y areniscas glacioluviales hasta el metro 106. La base del miembro 'C' de la sección Jarcas está marcada por un nivel conglomerádico ('gravellag'), el cual está seguido por una tilita deformada de asentamiento. Hasta el metro 107 se encuentra la facie subglacial de tilitas poligenéticas formada mayormente por tilitas de asentamiento en la parte inferior y de fundición en la parte superior. La unidad entre el metro 107 y el metro 127 es interpretada como facies de una amplia resedimentación supraglacial (debritas, areniscas fluviales deformadas).

El miembro 'D' se considera que representa un tercer avance del escudo glacial a la región. En la base de este miembro en la sección Jarcas hay evidencias de deformación (Fig. 5b). En esta sección la parte subglacial sigue aproximadamente hasta el metro 147, y está dominada por tilitas de fundición con pocas evidencias de resedimentación. Lo mismo se puede observar hasta el metro 148 de la sección Pucara (Fig. 5a). El resto de la sucesión en ambas secciones hasta la parte de resedimentación postglacial está formada por tilitas de fundición, relativamente gruesas, de una probable posición supraglacial.

La proporción de depósitos de resedimentación en la parte superior de los miembros 'B' y 'C' aumenta desde el sureste hacia el noroeste (Fig. 5). Este representa probablemente una transición de una posición mas proximal a mas distal en relación al escudo glacial, lo que seria consistente con la dirección de transporte deducida (abajo). No fue posible observar tilitas de sublimación, las cuales están caracterizadas por abundantes niveles de foliación y no muestran una abrasión fuerte de los clastos, además son generalmente de poco espesor y carecen de facie glacioluvial. Por lo tanto, los depósitos no provienen de un glaciar de tipo polar (o frío; Eyles et al., 1983). El

espesor y las características de la sucesión tilitica indican un régimen termal de tipo templado (cálido o húmedo) del escudo glacial, posiblemente con transiciones al tipo complejo (o subpolar; discusión en Schönian, 2000).

PROCEDENCIA DE LOS CLASTOS

La proporción de los clastos de la formación (sin clastos de cuarco) es la siguiente: 35 % de clastos son sedimentos silicoclásticos, ligeramente diagenetizados (por lo general de las formaciones subyacentes), 27 % pertenecen a sedimentos fuertemente diagenetizados a ligeramente metamorfizados, 18 % son rocas metamórficas (10 % parametamorfitas, 8 % ortometamorfitas) y 20 % representan rocas ígneas de tipo continental. De la base hacia el tope de la sucesión hay un aumento de rocas ígneas (plutónicas) y una disminución de rocas sedimentarias. Sedimentos químicos y biogénicos (carbonatos o evaporitas) no fueron encontrados mientras que las rocas volcánicas o volcanoclásticas son muy escasas (<3 %). De los clastos sedimentarios muchos muestran típicas características de la facies intermarefca a submarefca de la Formación Rumi Orkho subyacente. La proporción de clastos pulidos y estriados entre estos es menos frecuente. Fue posible encontrar clastos con coquinas de pelecípodos y areniscas con diferentes fósiles, así como también dos clastos con trazas fósiles (*Cruziana rugosa* y *Cruziana* sp.). En cambio, los clastos de otras litologías muestran en general una abrasión fuerte, lo que indica que fueron erosionados de un escudo continental, donde la abrasión tuvo lugar en la zona basal de tracción (bajo nivel de transporte), y fueron transportados dentro del hielo (alto nivel de transporte; Boulton, 1978) y finalmente depositados en la región.

Considerando que la zona al noroeste de Altiplano formó una cuenca marina en el Ashgilliano tardío, 4 regiones fueron discutidas como posibles provincias de procedencia del escudo glacial: (a) el antiguo y heterogéneo Escudo Precámbrico de Brasil hacia el noreste, (b) el cratón de Río Apa y los Brasíldes (Orógeno de Paraguay) hacia el este, (c) el Masivo Pampeano hacia el sur y sudeste y finalmente (d) el bloque volcánico a vulcanoclástico de Arequipa-Antofalla, recientemente adherido y levantado hacia el sudoeste (Schönian, 2000). Este último puede ser excluido por la escasez de clastos de rocas volcánicas dentro de la formación. No se encuentran tampoco sedimentos carbonáticos y químicos del Orógeno de Paraguay, ni las diferentes litologías ígneas (en parte básicas) del Escudo de Brasil. Aunque el Masivo Pampeano está cubierto por rocas sedimentarias del Fanerozoico (Chaco sur), las litologías de los clastos metasedimentarios, metamórficos e ígneos de la Formación Cancañiri son comparables con los pocos afloramientos que existen (complejo de Río Apa sur, Sierra de Cordoba, Sierra Norte-Ambargasta; Lira; et al., 1997; Rapela et al., 1998; Fig. 9). También hay algunas litologías sedimentarias que pudiesen provenir de una facies oriental de la Formación Puncoviscana al sur-sureste de la

región. Una procedencia del sudeste al sur-sudeste está consistente con la orientación longitudinal del eje de los clastos en la dirección nor-noroeste a sur-sudeste ($342^{\circ}/162^{\circ}$; Schönian & Egenhoff 2000), la transición de facies en el área de estudio y un pavimento glacial con estriaciones en la misma dirección en la localidad Mecoyita (Martinez, 1998; Fig. 1A, Fig. 9).

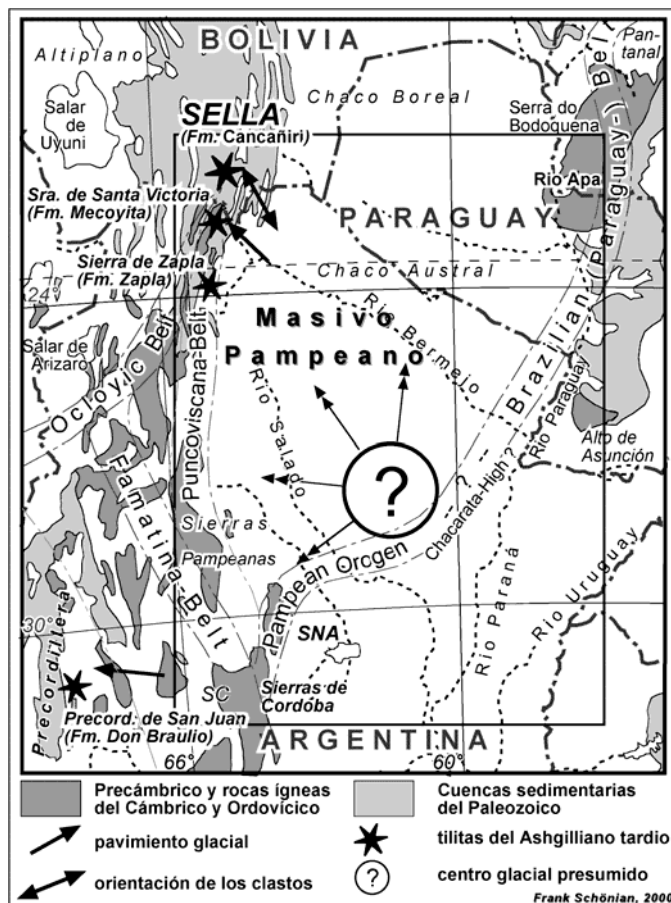


Fig. 9.- Mapa generalizado del norte de Argentina, Paraguay y del sur de Bolivia con la ubicación de los depósitos glaciales del Ashgilliano superior y el centro del escudo glacial presumido.

CONCLUSIONES Y DISCUSIÓN

La Formación Cancañiri en el área de Sella es sin duda de origen glacioterrestre, así como probablemente también en toda la cuenca sudeste del territorio boliviano (Crowell, 1976). A través del nuevo método de descripción petrográfica, la sucesión de diamictitas con intercalaciones clásticas pudo ser subdividida en tres miembros, las litofacies de los cuales se formaron durante tres avances y retiradas de un escudo glacial y no como producto de glaciares locales. El escudo glacial entró a y erosionó un paleorrelieve de las rocas del

Arenigiano (Formación Rumi Orkho), las cuales estaban expuestas por una regresión del mar durante del Ordovícico medio, combinada con un levantamiento del flanco oriental de la cuenca Ordovícica en el Llanvirniano ('Evento de Guandocol', Bahlburg, 1991; Egenhoff, 2000). Después de la última retirada del escudo glacial el relieve preexistente fue nivelado, dejando una superficie de las tilitas ligeramente ondulada. Las tilitas superiores fueron resedimentadas en un ambiente salobre a marino de muy poca profundidad (intermarefco) y bajo un cambio climático repentino previo a la transgresión principal en la base del Silúrico.

Aunque existen muchos argumentos en favor a una edad Ashgilliana superior en el fin del Ordovícico, la posición estratigráfica exacta de la Formación Cancañiri, y por lo tanto de la glaciación, en el sur de Bolivia no está finalmente establecida. En las tilitas marinas de la parte inferior de la Formación Don Braulio de la Precordillera Argentina también se encuentran evidencias de tres fases de glaciación (Astini, 1999), lo que junto con la probable procedencia común, podría indicar la presencia de un escudo glacial del Ashgilliano superior con origen en el Masivo Pampeano (Fig. 9). Todas las observaciones en esta región son consistentes con las variaciones del nivel del mar y los datos geoquímicos de las cuencas (glacio-) marinas del mundo, las cuales indican una glaciación corta y brusca con tres máximos al fin del Ordovícico (Brenchley et al., 1994; Marshall et al., 1997; Sheehan, 2001; entre otros). Un régimen termal templado, deducido por las facies de la Formación Cancañiri en el área estudiada, correlaciona con la posición de este escudo glacial en paleolatitudes bajas entre 35° y 40° sud.

Aún quedan muchas interrogantes, por ejemplo la relación de estos sedimentos glaciales con los depósitos probablemente glaciomarineros y de resedimentación presente en la cuenca de las zonas hacia el oeste y el centro del país (Suárez-Soruco, 1995; Díaz-Martínez, 1997; Egenhoff, 2000; entre otros). El ambiente sedimentario y la posición estratigráfica precisa de estas rocas en la parte central y norte de la cuenca podría comprobar, si hay evidencias directas de glaciaciones en el Silúrico inferior (Hambrey, 1985; Azmy et al., 1998). Depósitos glaciales fueron reportados de la cuenca del Amazonas en Brasil, pero ni sus ambientes sedimentarios ni sus posiciones estratigráficas bien definidas (Grahm & Caputo, 1992; discusión en Schönian, 2000). En resumen, la cuenca de la Formación Cancañiri de Bolivia es posiblemente uno de los afloramientos más continuos de diamictitas cercanas al límite entre las sistemas del Ordovícico y Silúrico en todo el mundo. Un estudio regional y detallado de las facies de la misma formación pudiese proveer informaciones importantes sobre los cambios climáticos drásticos que afectaron a nuestro planeta en este período (Díaz-Martínez, 1997; c.f. Hambrey, 1985; Robertson et al., 1991; Sheehan, 2001).

AGRADECIMIENTOS

El trabajo del campo fue en parte financiado por el Programa de Investigación Especial de la Fundación Alemana de las Ciencias "Procesos de Deformación en los Andes" en la Universidad Libre de Berlín, Alemania (DFG, SFB 267). Agradezco a Roald Tagle (Museo de Ciencias Naturales, Berlín), a Fernando J. Guerrieri (CRCA, Universidad 'Paul Sabatier Toulouse III', Francia), a Sven Egenhoff (TU-Freiberg, Alemania) y a Ramiro Suárez-Soruco (YPFB / Museo de Historia Natural 'A. d'Orbigny', Cochabamba, Bolivia) por la revisión del manuscrito.

REFERENCIAS

ANAYA, F., J. PACHECO, J. & H. PEREZ, 1987. Estudio estratigráfico-paleontológico de la Formación Cancañiri en la Cordillera del Tunari (Departamento de Cochabamba).- *Memorias del IV Congreso Latinoamericano de Paleontología* : 679-693, Santa Cruz, Bolivia.

ANTELO, B., 1973. La Fauna de la Formación Cancañiri (Silúrico) en los Andes centrales bolivianos.- *Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie)*, VII (45, Paleontología) : 267-277.

ANTELO, B., 1978. Las formaciones de edad silúrica en el noroeste argentino, (provincias de Jujuy y Salta).- *Revista de la Asociación Geológica de Argentina*, 33 (1) : 1-16.

ASTINI, R.A. & J.L. BENEDETTO, 1992. El Ashgilliano tardío (Hirnantiano) del Cerro La Chilca, Precordillera e San Juan, Argentina.- *Ameghiniana*, 29 (3) : 249-264.

ASTINI, R.A., 1999. The Late Ordovician glaciation in the Proto-Andean margin of Gondwana revisited: geodynamic implications. *Acta Universitatis Carolinae - Geologica*, 43(1/2) : 171-173, Praha, Czech Republic.

AZMY, K., J. VEIZER, M.G. BASSET & P. COPPER, 1998. Oxygen and carbon isotopic composition of Silurian brachiopods: Implications for coeval seawater and glaciations.- *Bulletin of the Geological Society of America*, 110 (11) : 1499-1512.

BAHLBURG, H., 1991. Die Entwicklung mariner Sedimentbecken am paläozoischen Kontinentalrand Südamerikas im Bereich der südlichen Zentralanden (NW-Argentinien, N-Chile).- *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, 142 : 131-148.

BENEDETTO, J.L., T.M. SANCHEZ & BRUSSA, E. D., 1992. Las cuencas Silúricas de América Latina.- In: Gutiérrez Marco, F.G., J. Saavedra & I. Rábano (eds), *El Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura : 119-148.

BENN, D.I. & D.J.A. EVANS, 1998. Chapter 10 - Sediment Facies.- In: *Glaciers and Glaciation*. Arnold, London, 734p : 377-420.

BOSO, M.A. & C.R. MONALDI, 1987. Oolitic stratabound iron ores in the Silurian of Argentina and Bolivia.- In: Fontboté, I., C. Amstutz, M. Cardozo & E. Cedillo (eds). *Stratabound ore deposits in the Andes*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg. : 175-186.

BOSO, M.A., 1996. Los ambientes sedimentarios de la formación Zapla en el Noroeste argentino.- *Memorias del XII Congreso Geológico de Bolivia* : 951-960, Tarija, Bolivia.

BOULTON, G.S., 1978. Boulder shape and grain-size distribution of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis.- *Sedimentology*, 25 : 773-799.

BOULTON, G.S. & M. DEYNOUX, M., 1981. Sedimentation in glacial environments and the identification of tills and tillites in ancient sedimentary sequences.- *Precambrian Research*, 15 : 397-420.

BRANISA, L. 1969. El sistema silúrico en Bolivia: Estratigrafía, Fauna y Límite.- *Boletín de la Sociedad Geológica Boliviana*, 12 : 22-70.

BRENCHLEY, P.J., J.D. MARSHALL, G.A.F. CARDEN, D.B.R. ROBERTSON, D.G.F. LONG, T. MEIDLA, L. HINTS & T.F. ANDERSON, 1994. Bathymetric and isotopic evidence for a short-lived Late Ordovician glaciation in a greenhouse period.- *Geology*, 22 : 295-298.

BRODZIKOWSKI, K. & A.J. VAN LOON, 1987. A Systematic Classification of Glacial and Periglacial Environments, Facies and Deposits.- *Earth Science Reviews*, 24 : 297-381.

BUGGISCH, W. & R. ASTINI, R., 1993. The Late Ordovician Ice Age: New evidence from the Argentine Precordillera. In: Findlay et al. (eds.), *Gondwana Eight* : 439-447.

CHAMOT, G.A., 1961. Stratigraphy and structure of the Foothills belt, adjacent to our Zone II holdings and probable Zone II section to be drilled.- *Informe BOGOC* (Geologic Progress Report GR-01-59), In: *Bolivian Gulf Oil Company exploration conference*, Santa Cruz, Bolivia.

CORDOVA-LANUZA, C., 1970. Estudio geológico y estratigráfico de las doimas Ordovícico, Silurico y Devónico de la region de Sella - Gamoneda, provs. Mendez y Cercado, Tarija.- *Tesis de Grado #178*, inédito, Universidad Mayor de San Andres (UMSA), La Paz, Bolivia.

CROWELL, J.C., 1976. Cancañiri Formation.- In: *Comments on Bolivian geology observed on excursion June 25 to July 6, 1976*, Carta a Ramiro Suárez-Soruco, inédito.

CROWELL, J.C., R. SUAREZ-SORUCO & A.C. ROCHA-CAMPOS, 1981. The Silurian Cancañiri (Zapla) Formation of Bolivia, Argentina and Peru.- In: Hambrey, M.J. & W.B. Harland (eds), *Earth's pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge University Press : 902-907.

DAVILA, J. & V. PONCE DE LEON, 1971. La sección del río Inambiri en la faja subandina del Perú y la presencia de sedimentitas de la Formación Cancañiri (Zapla).- *Revista Técnica de YPF*, 1 (1) : 67-85.

DEYNOUX, M., 1985. Terrestrial or waterlain glacial diamictites? - *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51 : 97-141.

- DÍAZ-MARTÍNEZ, E., R. LIMACHI, V.H. GOITIA, D. SARMIENTO, O. ARISPE & R. MONTESINO, 1996. Tectonic instability related with the development of the Paleozoic foreland basin of the Central Andes of Bolivia.- *Third International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)* : 568-571, Saint-Malo, France.
- DÍAZ-MARTÍNEZ, E., 1997. Latest Ordovician-Early Silurian glaciation and carbonate deposition in the Bolivian Central Andes.- *V Reunión Internacional del Proyecto 351 del PICG (Paleozoico Inferior del Noroeste de Gondwana)* : 51-53.), La Coruña.
- DÍAZ-MARTÍNEZ, E., 2000. Paleozoic diamictites in the Central Andes : Tillites, gravity flows or impact ejecta?- In: *Catastrophic Events & Mass Extinctions: Impacts and Beyond, Vienna, Lunar and Planetary Institute, LPI Contribution No. 1053* : 39-40.
- DREIMANIS, A. & C. SCHLÜCHTER, 1985. Field criteria for the recognition of till or tillite.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51 : 7-14.
- DREIMANIS, A., 1989. Tills: Their genetic terminology and classification.- In: Goldthwait, R. P. & C.L. Matsch (eds), *Genetic Classification of Glacigenic Deposits, Final Report of the INQUA*, Balkema, Rotterdam : 17-83.
- EGENHOFF, S.O., 2000. Sedimentologie und Beckenentwicklung vom Oberkambrium bis Oberordovizium in Südbolivien.- *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, Reihe A, Band 207 : 173p.
- ERDTMANN, B.-D., 1995. Preliminary biofacies characterization of the Lower Ordovician graptolite sequence of Southern Bolivia.- *Graptolite News*, 8 : 24-25.
- EYLES, N., C.H. EYLES & A.D. MIAL, 1983. Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences.- *Sedimentology*, 30 : 393-410.
- GOLDTHWAIT, R.P. & C.L. MATSCH, 1989. Genetic Classification of Glacigenic Deposits. *Final Report of the Commission on Genesis and Lithology of Quaternary Deposits of the International Union for Quaternary Research (INQUA)*.- Balkema, Rotterdam, 1989.
- GRAHN, Y. & M.V. CAPUTO, 1992. Early Silurian glaciations in Brazil.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99 : 9-15.
- HAMBREY, M.J., 1985. The Late Ordovician-Early Silurian glacial period.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51 : 273-289.
- JUSTINIANO, E., 1972. Estudio geológico regional del area de Tarija.- *Tesis de grado inédito*, Universidad Mayor de San Andres (UMSA), La Paz, Bolivia.
- KJAER, K.H., 1999. Mode of subglacial transport deduced from till properties, Myrdalsjökull, Iceland.- *Sedimentary Geology*, 128 : 271-292.
- KLEY, J. 1993. Der Übergang vom Subandin zur Ostkordillere in Südbolivien: Geologische Struktur und Kinematik.- *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, Reihe A, Band 156 : 1-88.
- KOEBERLING, F.R., 1919. Informe sobre la geología de las propiedades mineras de la Compañía Estañífera de Llallagua.- *Informe inédito de la Compañía Estañífera de Llallagua*, Bolivia.
- KRUMBEIN, W.C. 1941. Roundness and Shape of Sedimentary Particles.- *Journal of Sedimentary Petrology*, 11 (2) : 73-79.
- LIRA, R., H.A. MILLONE, A.M. KIRSCHBAUM & R.S. MORENO, 1997. Calc-Alkaline Arc Granitoid Activity in the Sierra Norte-Ambargasta Ranges, Central Argentina.- *Journal of South American Earth Sciences*, 10 (2) : 157-177.
- MALETZ, J., J. KLEY, & M. REINHARDT, 1995. New data on the Palaeontology and Biostratigraphy of the Ordovician in Southern Bolivia.- *Newsletter on Stratigraphy*, 32(3) : 163-173.
- MARSHALL, J.D., P.J. BRENCHLEY, P. MASON, G.A. WOLFF, R.A. ASTINI, L. HINTS & T. MEIDLA, 1997. Global carbon isotopic events associated with mass extinction and glaciation in the Late Ordovician.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 132 : 195-210.
- MARTINEZ, M., 1998. Late Ordovician glacial deposits of northwest Argentina: new evidence from the Mecoyita Formation, Santa Victoria Range.- *Journal of African Earth Science*, 27 (1A) : 136-137.
- MILLER, J.M.G. 1996. Glacial sediments.- In: Reading, H.G. (ed.) - *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Third edition : 454 - 484.
- MONALDI, C.R. & M.A. BOSO, 1987. *Dalmanitina (Dalmanitina) subandina* nov. Sp. (Trilobita) en la Formación Zapla del norte argentino.- *Actas del IV Congreso Latinoamericano de Paleontología* : 149-157, Bolivia.
- MONCRIEFF, A.C.M., 1989. Classification of poorly sorted sedimentary rocks.- *Sedimentary Geology*, 65 : 191 - 194.
- MONTEROS, J.A., M.C. MOYA & A. CUERDA, 1993. Graptolitos Ashgilliano-Llandooveriano en la base de la Formación Lipeon, Sierra de Zapla, Jujuy. Su importancia en la correlación con el Silurico de la Precordillera Argentina.- *Actas del XII Congreso Geológico de Argentina y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos* : 304-314.
- MOREL, E., D.EDWARDS & M. ÑIGUEZ-RODRIGUEZ, 1995. The first record of Cooksonia from South America in Silurian rocks of Bolivia.- *Geological Magazine*, 132 (4) : 449-452.
- OCAMPO, A.C., K.O. POPE, J. MARSHALL & A. FISCHER, 1997. Carbonate ejecta from the Chicxulub crater: evidence for ablation and particle interaction under high temperatures and pressures.- *Lunar and Planetary Science Conference XXVIII, Houston* : abstract #1861.
- POPE, K.O., A.C. OCAMPO, A.G. FISCHER, W. ALVAREZ, B.W. FOUKE, C.L. WEBSTER, F.J. VEGA, J. SMIT, A.E. FRITSCH & P. CLAYES, 1999. Chicxulub impact ejecta from Albion Island, Belize.- *Earth and Planetary Science Letters*, 170 : 351-364.
- RAMPINO, M.R., 1994. Tillites, Diamictites, and Ballistic Ejecta of Large Impacts.- *The Journal of Geology*, 102 : 439-456.

- RAPELA, C.W., R.J. PANKHURST, C. CASQUET, E. BALDO, J. SAAVEDRA, C. GALINDO & C.M. FANNING, 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba.- (In: Pankhurst, R.J. & W. Rapela (eds.). *The Proto-Andean Margin of Gondwana*). *Geological Society of London, Spec. Publ.* 142 : 181-218.
- REUTTER, K.-J., R. DÖBEL, T. BOGDANIC & J. KLEY, 1994. Geological Map of the Central Andes, between 20°S and 26°S, Scale 1:1.000.000.- In: Reutter, K.-J., E. Scheuber & P. Wigger (Eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes*, Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg, Germany.
- ROBERTSON, D.B.R., P.J. BRENCHLEY & A.W. OWEN, 1991. Ecological disruption close to the Ordovician-Silurian boundary.- *Historical Biology*, 5 : 131-144.
- RODRIGO, L.A., A. CASTAÑOS & R. CARRASCO, 1977. La Formación Cancañiri, sedimentología y paleogeografía.- *Revista de Geociencias* 1 : 1-22, Universidad Mayor de San Andres (UMSA), La Paz, Bolivia.
- SCHLAGINTWEIT, O., 1943. La posición estratigráfica del Yacimiento de hierro de Zapla y la difusión del Horizonte Glacial de Zapla en la Argentina y en Bolivia.- *Revista Minera*, 13(4) : 115-127, Buenos Aires, Argentina.
- SCHÖNIAN, F., S.O. EGENHOFF, J. MARCINEK & B.-D. ERDTMANN, 1999. Glaciation at the Ordovician - Silurian boundary in southern Bolivia.- *Acta Universitatis Carolinae - Geologica*, 43 (1/2), 175-178, Praha, Czech Republic.
- SCHÖNIAN, F., 2000. Die Ablagerungsgeschichte der Cancañiri-Diamiktite (Ordovizium/Silur) im Gebiet der Santa Cruz Loma, bei Tarija, Südbolivien.- *I. Reporte del mapeo* : 51p. *II. Tesis de grado* : 139p. (inédito, en alemán)
- SCHÖNIAN, F. & S.O. EGENHOFF, 2000. Roundness, shape and lithology of the pebbles from the Cancañiri tillites in southern Bolivia: Genetic and paleogeographic implications.- In *International Association of Sedimentologists, 20th Regional Meeting*, Abstract Volume : 133-134, Dublin, Ireland.
(poster: <http://www.museum.hu-berlin.de/min/mitarbeiter/mitarb/frank/paper/Schoenian2000dublin-poster.pdf>)
- SCHÖNIAN, F., T. KENKMANN & D. STÖFFLER, 2003. Internal shearing and subsurface erosion from the Chicxulub ejecta blanket (Albion Fm.), Quintana Roo, Mexico.- In: *Third International Conference on Large Meteorite Impacts, Nördlingen, Germany*, Lunar and Planetary Institute, Houston, *LPI Contribution No. 1167* : abstract #4128.
- SEMPERE, T., 1995. Phanerozoic Evolution of Bolivia and Adjacent Regions.- (In: Tankard, A.J., R. Suarez-Soruco & H. Welsink (eds.), *Petroleum Basins of South America*.) *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 62 : 207-230.
- SHEEHAN, P.M., 2001, The Late Ordovician Mass Extinction.- *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 29 : 331-364.
- SUÁREZ-SORUCO, R., 1977. Bosquejo de la Estratigrafía y Paleogeografía de la Formación Cancañiri (Silúrico) en Bolivia.- *Informe Interno de YPFB (GXG-2156)*, Santa Cruz, Bolivia.
- SUÁREZ-SORUCO, R., 1995. Comentarios sobre la edad de la formación Cancañiri.- *Revista Técnica de YPFB*, 16 (1-2) : 51 – 54, Cochabamba, Bolivia.
- SUÁREZ-SORUCO, R., 2000. Compendio de geología de Bolivia.- *Revista Técnica de YPFB*, 18 (1-2) : 1-144, Cochabamba, Bolivia.
- TORO, M., 1994. Los trilobites hirsutianos de la Formación Cancañiri.- *Memorias del XI Congreso Geológico de Bolivia* : 260-264, Santa Cruz, Bolivia.
- TURNER, J.C.M., 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias.- *Boletín de la Academia Nacional de las Ciencias*, XLI (2a) : 163-196, Cordova, Argentina.
- WENDE, R., 1972. Estudio geológico y interpretación estratigráfica de las rocas combroordovícicas de la región de Sama - San Lorenzo - Sella.- *Tesis de grado, inédito*, Universidad Mayor de San Andres (UMSA), La Paz, Bolivia.