

94/



# LA FORMACION CUMANA DEL ALTIPLANO DE BOLIVIA : UN MODELO DE SEDIMENTACION GLACIOMARINA DEL DEVONICO SUPERIOR

ENRIQUE DIAZ MARTINEZ

REVISTA TECNICA DE YPFB. 15 (3-4) : 357 - 372, DICIEMBRE 1994  
COCHABAMBA, BOLIVIA

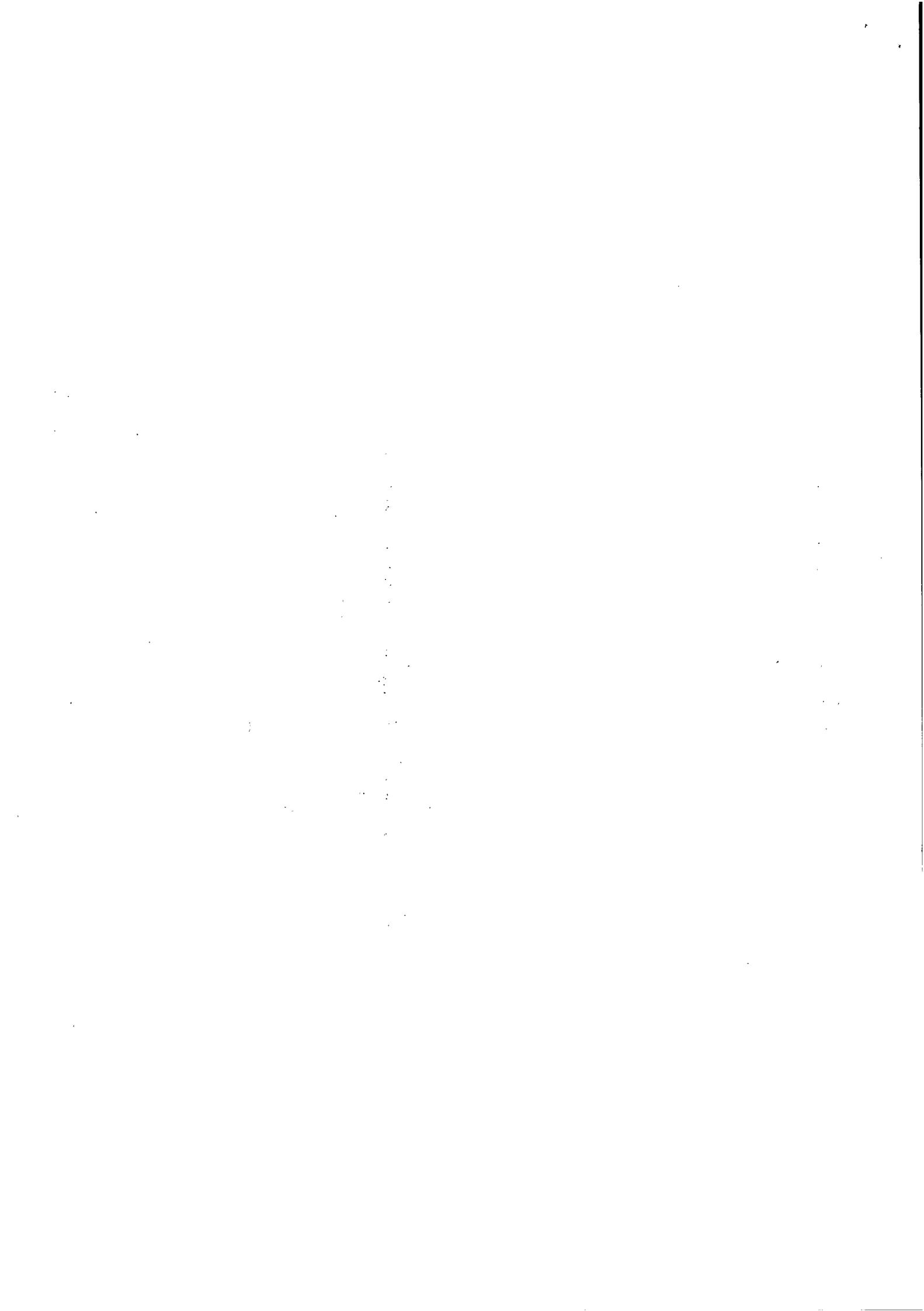
Fonds Documentaire IRD



010023208

Fonds Documentaire IRD

Cote : Bx23208 Ex : *uniqua*



# LA FORMACION CUMANÁ DEL ALTIPLANO DE BOLIVIA: UN MODELO DE SEDIMENTACION GLACIOMARINA DEL DEVONICO SUPERIOR

ENRIQUE DIAZ MARTINEZ

Convenio YPFB-ORSTOM, Casilla Postal 4875 - Santa Cruz, Bolivia

## RESUMEN

La Formación Cumaná es una unidad de diamictitas que alcanza más de 100 m. de espesor y aflora a lo largo de más de 80 km. en la zona del lago Titicaca del Departamento de La Paz, desde la Isla del Sol hasta la Península de Cumaná, pasando por la Península de Copacabana, así como otras zonas del Altiplano. Se sitúa sobre pizarras marinas del Fameniense (palinozona PL) de la Formación Colpacucho, y constituye la base del Grupo Ambo del Carbonífero inferior del Altiplano. Los clastos presentes en la diamictita, de tamaño, angulosidad, redondez y composición variable sugieren, junto con la presencia de clastos estrados y facetados, un área de procedencia heterogénea con presencia de glaciares. En la Formación Cumaná se pueden reconocer dos asociaciones de litofacies (AL) principales. AL1 consiste en lutitas laminadas con clastos caídos, y se interpreta como resultado del depósito de sedimentos en suspensión y transportados por masas de hielo flotantes (icebergs). Sobre AL1 y con un contacto erosivo se sitúa la AL2, que consiste en diamictitas macizas con lentes de arenisca deformadas y bloques deslizados de considerable tamaño. AL2 se interpreta como el resultado de sedimentación proglacial al borde de una masa de hielo parcialmente flotante, con re sedimentación por procesos de movimientos en masa postdeposicionales (deslizamientos y flujos subacuáticos de detritos), junto con retrabajamiento parcial por corrientes profundas. La reconstrucción paleogeográfica de la región durante el Carbonífero inferior sugiere varias áreas de procedencia posibles. Los depósitos de la secuencia suprayacente (Formación Kasa) indican la probable continuación de la glaciación en el área de procedencia durante este intervalo.

## ABSTRACT

The Cumaná Formation is a diamictite unit reaching over 100 m thick, which crops out along more than 80 km in the lake Titicaca area (La Paz Dept.), from the Island of the Sun to the Cumaná Peninsula, along the Copacabana-Peninsula, as well as in other areas of the Altiplano. The Cumaná Formation overlies Famennian (PL palynozone) marine shales of the upper Colpacucho Formation, and constitutes the base of the Ambo Group (latest Devonian-Early Carboniferous) in the Altiplano. Clast size, texture and composition suggest an heterogeneous glaciated source area for the diamictite. Two main lithofacies assemblages (LA) are present in the Cumaná Formation. LA1 consists of laminated and massive shales with dropstones, and is interpreted as the result of deposition from suspended sediment plumes and iceberg melting. Overlying LA1 with an erosive contact is LA2, which consists of massive diamictite with discontinuous lenses of deformed sandstone and slided sandstone blocks of considerable size (up to tens of meters). LA2 is interpreted as the result of proglacial sedimentation nearby an area with tidewater glaciers, dominated by mass-movement sedimentation (subaqueous slides, slumps and debris flows), as well as partial reworking by marine processes. Paleogeographic reconstruction suggests different possible source areas. The overlying overall deltaic progradational sequence (Kasa Fm.) indicates a probable persistence of glaciers in the source area during part of the Early Carboniferous.

## INTRODUCCION

El principal episodio glacial que afectó a Gondwana durante el Paleozoico superior tuvo lugar del Serpukhoviano (Namuriano A) al Sakmariense, con otros dos episodios menores durante el Fameniense y el Viseano (Veevers & Powell, 1987). La evidencia para los dos episodios menores procede de depósitos marinos y no marinos en Brasil y noroeste de África. En este trabajo se describe una localidad en la región del Altiplano de Bolivia (Andes Centrales) que aporta nueva evidencia para el primero de estos episodios glaciares. El impacto de los cambios climáticos globales en la zona de estudio durante el Devónico superior y Carbonífero inferior estuvo amortiguado por el desplazamiento gradual de la región hacia

latitudes más bajas (Díaz *et al.*, 1993a). La secuencia del Carbonífero del Altiplano de Bolivia registra un cambio gradual de clima frío a cálido (Díaz *et al.*, 1993b), mientras que otras regiones de Gondwana (Australia y norte de la India) muestran una transición inversa (Caputo & Crowell, 1985; Veevers & Powell, 1987). Los depósitos estudiados consisten en una unidad de diamictitas (Formación Cumaná) que aflora a lo largo del margen nordeste de la Península de Copacabana desde la Isla del Sol hasta la Península de Cumaná en el lago Titicaca al oeste de Bolivia (figura 1). Estas diamictitas han sido mencionadas en la literatura geológica boliviana por más de 30 años, aunque no ha habido ningún estudio detallado de su sedimentología con objeto de interpretar el ambiente deposicional. En este estudio se realiza el análisis sedimentológico

de la unidad incluyendo: a) la descripción de las litofacies presentes en la diamictitas, y b) la interpretación de los procesos sedimentarios involucrados durante su sedimentación. Como resultado se han identificado varios ambientes y subambientes glaciomarininos, teniendo en cuenta los últimos avances de la sedimentología glacial y glaciomarina (Molnia, 1983; Eylés *et al.*, 1985; Drewry, 1986; Anderson & Ashley, 1991; Brodzikowsky & Van Loon, 1991). A raíz de esta interpretación, se analiza el significado paleogeográfico y paleoclimático de esta unidad de diamictitas.

### GEOLOGIA REGIONAL

La distribución paleogeográfica original de los depósitos del Paleozoico en el Altiplano se encuentra modificada por la deformación andina que afectó a toda la región durante el Cenozoico (figura 2). Durante este periodo, y como resultado del retrocabalgamiento de la Cordillera Real (Sempere *et al.*, 1989), se formó en el Altiplano un complejo conjunto de pliegues y cabalgamientos de dirección NO-SE y vergencia al suroeste. La marcada imbricación tectónica del orógeno andino en Bolivia ha llevado a la definición de una serie de dominios tectonoestratigráficos limitados por grandes fallas (Sempere *et al.*, 1988), con objeto de facilitar el estudio de las diferentes unidades presentes en cada uno de estos dominios y las relaciones existentes entre ellos. Dentro de este esquema estructural, las diamictitas de la Formación Cumaná estudiadas en este trabajo afloran en la "Faja Plegada y Corrida de Huarina" (figura 2) formando parte de una secuencia del Ordovícico superior al Triásico inferior que registra el relleno de una cuenca de trasarco (*backarc basin*) de dirección noroeste, originada durante la evolución del margen occidental de Gondwana (Sempere, 1989, 1990), y que ocupaba Perú, Bolivia, y el norte de Chile y Argentina. En otro trabajo dentro de este mismo volumen, Isaacson y Díaz interpretan la parte norte de esta cuenca de trasarco como una cuenca de antepaís (*retroarc foreland basin*).

En la Península de Copacabana, esta secuencia del Paleozoico se limita a depósitos del Devónico al Pérmico. El Devónico consiste en lutitas y areniscas marinas depositadas en una plataforma siliciclástica somera, y que muestra facies de *offshore* a *shoreface* (nerítico profundo a somero) agrupadas en varios ciclos de profundización y somerización. Las lutitas subyacentes a la Formación Cumaná pertenecen a la Formación Colpacucho del Devónico superior, y consisten en depósitos de *offshore* (neríticos profundos) con laminación, bioturbación y frecuentes turbiditas diluidas. Las diamictitas subyacen a una secuencia del Carbonífero inferior (Formación Kasa) interpretada como resultado de progradación costera y desarrollo de un complejo de abanicos deltaicos (Díaz *et al.*, 1993b) que registra el levantamiento del área fuente hacia el este, con el subsiguiente relleno de la cuenca del Altiplano coetáneo con la regresión del Carbonífero medio.

En relación a la nomenclatura litoestratigráfica local, la diamictita ha sido tradicionalmente incluida en la Formación Cumaná, definida originalmente para incluir todos los depósitos del Carbonífero inferior del lago Titicaca (Ascarrunz & Radelli, 1964). Una revisión reciente de este trabajo reveló varias incongruencias en la definición de esta unidad, sugiriendo que las divisiones estratigráficas establecidas por Oviedo (1965) son más apropiadas (Díaz, 1991;

Díaz & Lema, 1991a). De acuerdo con esta revisión, las diamictitas estudiadas en este trabajo constituyen en sí la Formación Cumaná, situada en la base del Grupo Ambo tal como ha sido redefinido por Díaz (1991).

La Formación Cumaná no se depositó en todo el Altiplano. En la sección llamada de Mina Matilde (flanco occidental de un sinclinal al este de Carabuco, en el margen nordeste del lago Titicaca) se pueden observar rocas del Devónico superior y Carbonífero inferior. La secuencia incluye una unidad de lutitas de unos 100 m en la que Vavrdová *et al.* (1991, 1993) describen por bioestratigrafía de palinomorfos el tránsito Fameniano-Tournaisiano, sin que se haya encontrado evidencia de la presencia de las diamictitas glaciomarininas, ni por encima ni por debajo de esta unidad. La continuidad de la secuencia, sin interrupciones de carácter erosivo, indica que lo más probable es que las diamictitas de la Formación Cumaná no se depositaron en esta zona del Altiplano. Anteriormente, las areniscas del Devónico superior subyacentes a la unidad lutítica mencionada fueron correlacionadas con la Formación Cumaná por algunos autores, debido a la presencia de niveles deformados y pseudobrechas: Díaz & Isaacson (1991) y Díaz (1992) reinterpretaron estos niveles como resultado de deslizamientos sinsedimentarios por inestabilidad tectónica asociada al desarrollo de la cuenca de antepaís del Paleozoico superior del norte de los Andes Centrales, tal como la describen Isaacson & Díaz en este mismo volumen.

En Ancoraimés y Yaurichambi (noroeste de La Paz), los depósitos transgresivos de clima cálido del Carbonífero superior (formaciones Yaurichambi y Copacabana, del Grupo Titicaca) yacen sobre una discontinuidad de carácter erosivo encima de sedimentos devónicos. En estos lugares, el Carbonífero inferior y Devónico superior fue erosionado durante el Carbonífero medio (Díaz, 1991). En el sinclinal de Calamarca, al sur de La Paz (ver figura 1), la Formación Cumaná aflora de nuevo en la base de la secuencia del Carbonífero inferior (Grupo Ambo). En esta sección la unidad diamictítica alcanza más de 130 m y presenta similares características a las de la zona del lago (Cherroni & Suárez, 1968). En la región subandina de Bolivia afloran, o se observan en profundidad, unidades de diamictitas de similar edad y características que la Formación Cumaná: Formación Toregua en el Subandino norte, y formaciones Itacua y Saipurú en el Subandino centro y sur (Sempere, 1990).

### TRABAJOS ANTERIORES

Aparte de las ya mencionadas, existen numerosas referencias a las diamictitas de la Formación Cumaná en la literatura geológica boliviana. En el Altiplano, Oviedo (1965) menciona hasta siete niveles diferentes de diamictita en la Península de Copacabana, aunque sólo el de mayor espesor, situado en la base, puede ser interpretado como estrictamente glaciomarino (Formación Cumaná). Los otros seis niveles de diamictita están incluidos en la Formación Kasa suprayacente, y se interpretan en su mayor parte como flujos en masa por gravedad, de tipo subácuo, asociados a ambientes de prodelta (Díaz, 1991; Díaz & Lema, 1991b; Díaz *et al.*, 1993). Estas diamictitas de edad Carbonífero inferior (Tournaisiano y Viseano) de la Formación Kasa se encuentran también en la Península de Cumaná (Orellana, 1968;

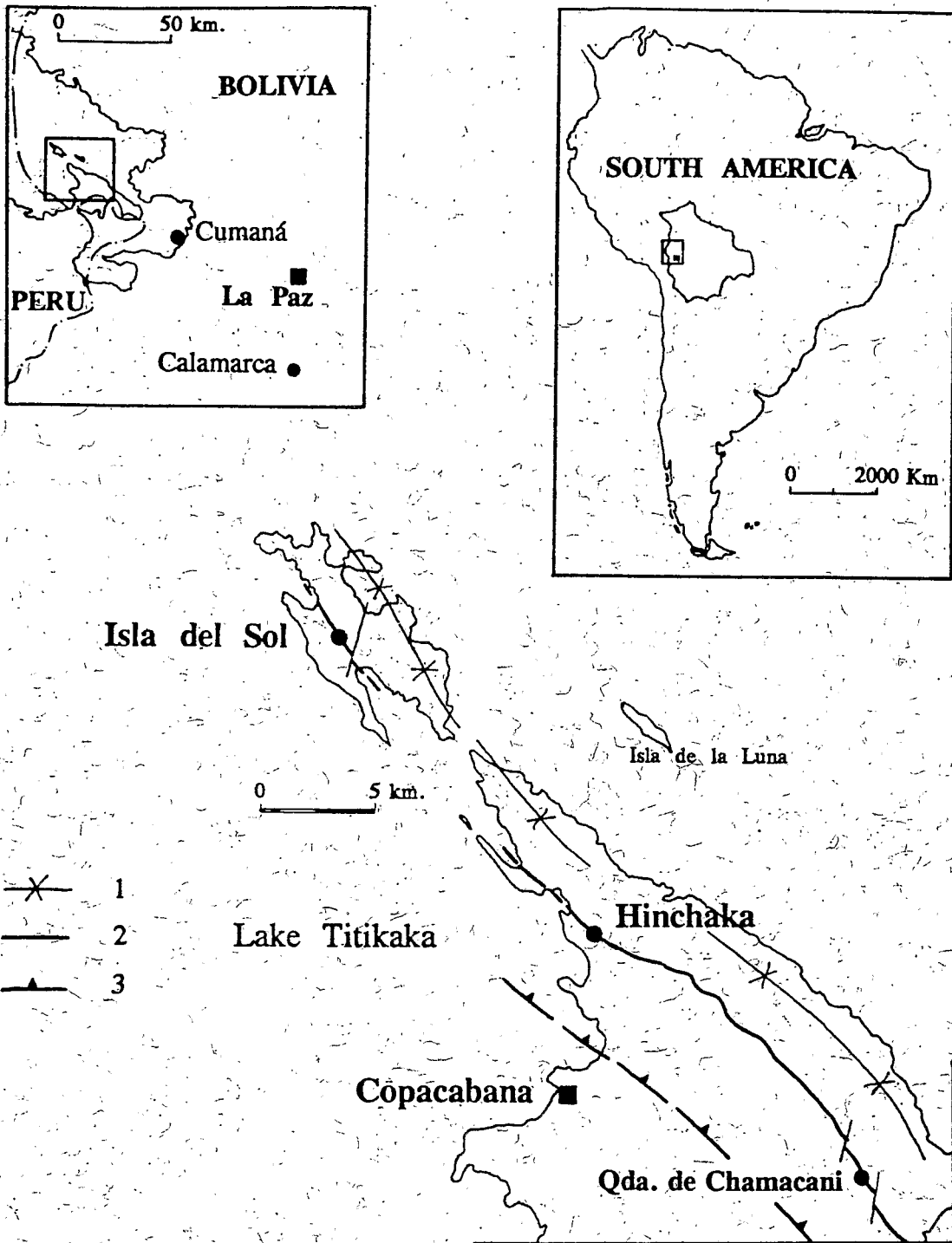


Fig. 1.- Situación del área de estudio y de las localidades principales en las que se han realizado secciones estratigráficas.

1: Eje de la estructura sinclinal que afecta a las rocas del Paleozoico medio y superior en la Península de Copacabana.

2: Afloramientos de la Formación Cumaná, con el límite aproximado entre Devónico y Carbonífero.

3: Frente de cabalgamiento Coniri.

Calvo, 1981), y en algunas ocasiones han sido confundidas con la Formación Cumaná.

La mayoría de los estudios realizados sobre la Formación Cumaná confirman su carácter glaciogénico, principalmente basándose en la presencia de clastos estriados, que en ocasiones también se encuentran facetados y pulidos (Blanco, 1963; Oviedo, 1965; Urdininea, 1968; Cherroni & Suárez, 1968). Blanco (1963), en la secuencia que describe en el extremo sudoriental del lago Titicaca, menciona un horizonte de diamictita en la base del Carbonífero, para el que sugiere un origen fluvio-glacial, basándose en la presencia de clastos de cuarcita y granito pulidos y estriados, y "pequeños canales y ondulaciones". Oviedo (1965), en su estudio sobre la geología de la Península de Copacabana, menciona esta unidad en la base del Carbonífero constituyendo la parte inferior del Grupo Ambo, y en ella encuentra clastos de cuarzo y granito de hasta 50 cm de diámetro. Urdininea (1968), en su estudio de la geología de la Isla del Sol, menciona diamictitas de origen glaciar en la base del Carbonífero, en las que encuentra clastos de cuarzo, cuarcita, pizarras y granito, algunos de ellos pulidos y estriados. Cherroni y Suárez (1968) mencionan esta unidad en la base del Carbonífero del sinclinal de Calamarca, en la que encuentran clastos estriados de arenisca, cuarzo, granito y cuarcita.

En cuanto a la Formación Cumaná en la localidad tipo (alrededores de Cumaná, en la Península del mismo nombre al sudeste del lago Titicaca), plantea algunas complicaciones que quedaron resueltas tras la revisión de Díaz (1991). En esta localidad, el trabajo pionero de Ascarrunz & Radelli (1964) describe las diamictitas como la parte superior de lo que ellos llamaron Formación Cumaná. Al no asignar espesores y correlacionar estas diamictitas con las de la Formación Kasa en la Península de Copacabana, crearon una confusión que ha perdurado hasta hace poco. También en la Península de Cumaná, Orellana (1968) menciona "capas tilíticas intercaladas con areniscas micáceas" con espesores menores de 10 m, situadas hacia la base del Carbonífero, aunque no queda clara su posición relativa a las otras unidades, ya que no las incluye en la descripción de la columna estratigráfica. Molina (1969), en su estudio de la misma sección de Cumaná, no encontró ningún depósito de diamictitas. Calvo (1981) menciona en la Península de Cumaná la existencia de tres niveles de diamictitas, aunque sólo describe dos de ellos en la sección estratigráfica que presenta, situados hacia la mitad de la serie carbonífera. En ambos casos (Orellana, 1968; Calvo, 1981), las características y espesores de las diamictitas que describen las hacen equiparables a las de la Formación Kasa, lo cual demuestra que ninguno de los tres autores localizó el afloramiento que sirvió a Ascarrunz & Radelli (1964) para definir la unidad. La razón reside en la geometría canalizada que presenta la Formación Cumaná en esta localidad, posiblemente rellenando un antiguo valle submarino durante su sedimentación, de tal forma que el adelgazamiento lateral puede llegar a hacerla desaparecer o pasar inadvertida (Díaz, 1991).

En algunos casos, la Formación Cumaná ha sido confundida con la Formación Cancañiri, del Silúrico inferior. Tal es el caso de los afloramientos situados a un kilómetro al este del pueblo de Calamarca, que Lohmann (1961) correlaciona con el "horizonte Zapla", y en los que describe estructuras glaciectónicas

("plegamiento pseudotectónico") con desarrollo de clivaje y lineaciones paralelas a los ejes de los pliegues (obsérvese la incongruencia). Estas mismas lineaciones han sido también descritas como estrías glaciares (Sempere, 1990; J. Ponce, 1990, com. pers.). Sin embargo, el análisis detallado de estas estructuras en Calamarca demuestra su carácter estrictamente tectónico y relacionado más bien con la fracturación y deformación tectónica andina asociada a la zona de falla que transcurre a lo largo del pequeño valle en que se encuentra el afloramiento de las diamictitas, en lugar de la interpretación anteriormente mencionada.

Todos los autores que han estudiado la Formación Cumaná coinciden en observar el carácter polimictico (sedimentario, metasedimentario e ígneo) de los clastos de la diamictita. Las composiciones más frecuentemente mencionadas son arenisca, cuarcita, pizarra/lutita, cuarzo y granitoides. Lohmann (1961) incluye una descripción de clastos de granitoides del mencionado afloramiento de Calamarca, atribuyéndoles un "origen metamórfico-metasomático". Al mismo tiempo, insiste sobre su disimilitud respecto a los granitos de la Cordillera Real y sugiere que los plutones de procedencia podrían encontrarse bajo la cubierta sedimentaria del Altiplano. Aunque todavía no se ha realizado el análisis geoquímico y datación absoluta de estos clastos, la interpretación de estos clastos de granitoides como procedentes de antiguos plutones precámbricos y/o del Paleozoico inferior o medio parece apropiada.

Algunos estudios regionales recientes de la estratigrafía del Paleozoico superior del Altiplano de Bolivia interpretan la Formación Cumaná como flujos turbidíticos y depósitos resedimentados relacionados con tectonismo (Barrios & Beccar, 1987; Marocco *et al.*, 1987), o como depósitos glaciomarinós (Sempere, 1990; Sempere *et al.*, 1990), pero sin incluir en sus trabajos la descripción y análisis sedimentológico detallado de las facies.

## EDAD DE LOS DEPOSITOS

Las muestras tomadas en la base de la Formación Cumaná en la sección de la Isla del Sol (figura 1) proporcionaron abundantes especímenes de microfósiles palinomorfos, incluyendo *Retispora lepidophyta* y *Umbellaspheeridium saharicum* (Vavrdová *et al.*, 1991, 1993). La presencia de estos dos taxones, junto con *Hymenozonotrilletes explanatus*, y la ausencia de *Verrucosisporites nitidus*, indica una edad Fameniano (Fa 2c-d), palinozona PL (*pusillites-lepidophyta*), para la parte basal de la formación. El carácter incompleto del muestreo en esta localidad no ha permitido establecer un límite superior para la edad de la diamictita. La datación relativa de la sección de Mina Matilde (mencionada anteriormente), donde desafortunadamente no se encuentra la diamictita, indica que tanto el Fameniano como el Tournaisiano están presentes en esta sección, sin ninguna interrupción sedimentaria marcada dentro de las lutitas.

En conclusión, la edad de las diamictitas de la Formación Cumaná es considerada como Fameniano superior, sin que exista evidencia suficiente para establecer la edad de su límite superior, que podría situarse entorno al límite Devónico-Carbonífero o ser Tournaisiano

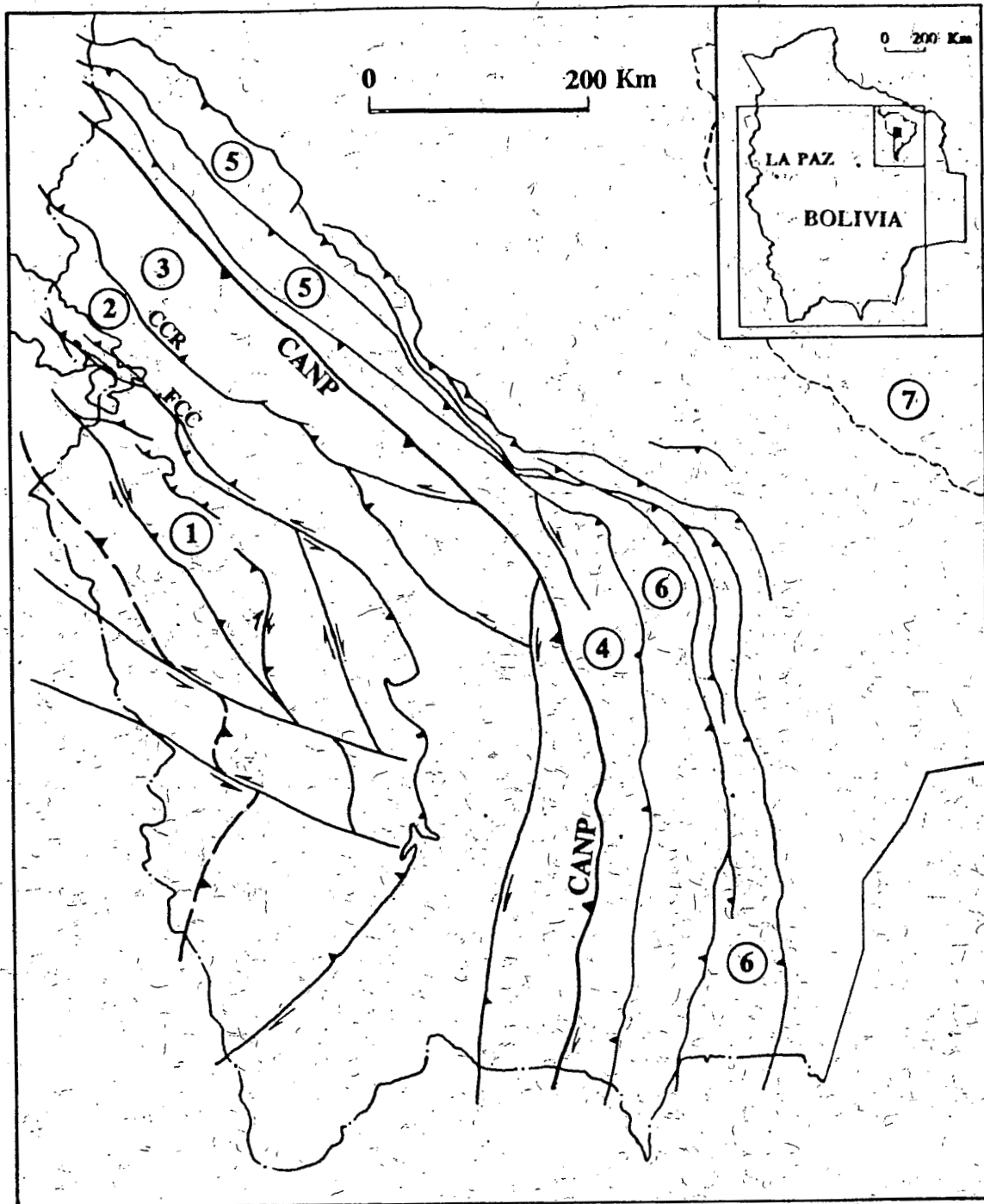
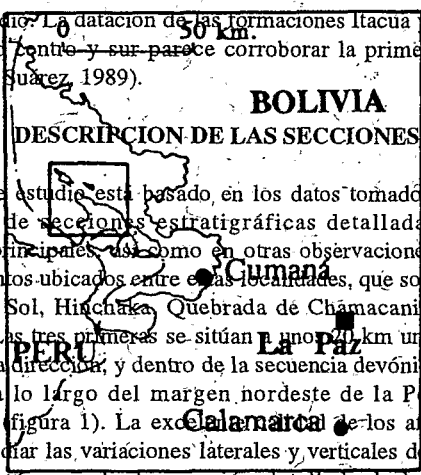


Fig. 2.- Mapa tectónico simplificado de Bolivia con indicación de los principales dominios tectonoestratigráficos mencionados en el texto (modificado de Sempere, 1990). 1: Altiplano. 2: Faja plegada y corrida de Huarina. 3: Cordillera Real. 4: Tarija-Teoponte. 5: Cinturones de plegamiento y cabalgamiento del Subandino norte. 6: Cinturones de plegamiento y cabalgamiento del Subandino centro y sur. 7: Escudo brasileño. Principales zonas de fractura limitando los dominios: CANP, cabalgamiento andino principal. CCR, cabalgamiento de la Cordillera Real. FCC, frente de cabalgamiento Coniri.

inferior o medio. La datación de las formaciones Itacua y Saipurú en el Subandino centro y sur parece corroborar la primera hipótesis (Lobo, 1989; Suárez, 1989).



**BOLIVIA**  
**DESCRIPCION DE LAS SECCIONES**

El presente estudio está basado en los datos tomados durante la realización de secciones estratigráficas detalladas en cinco localidades principales, así como en otras observaciones realizadas en afloramientos ubicados entre estas localidades, que son, de norte a sur: Isla del Sol, Hinchaka, Quebrada de Chamaacani, Cumaná y Calamarca. Las tres primeras se sitúan a un 100 km una de otra en línea según la dirección, y dentro de la secuencia devónica a pérmica que aflora a lo largo del margen nordeste de la Península de Copacabana (figura 1). La excelencia de los afloramientos permitió estudiar las variaciones laterales y verticales de facies y su geometría, así como la descripción detallada de las secciones (simplificadas en las figuras 4 y 5) y muestreo para palinología y análisis de clastos. En la Isla del Sol, la sección principal se midió entre los cerros de Chequesani y Chaycorpata. En la Península de Copacabana, la sección de Hinchaka se midió entre los cerros de Hinchaka y Wara-Wara, en su mayor parte próxima a la carretera, mientras que para la sección de la Quebrada de Chamaacani las observaciones se realizaron a lo largo de la quebrada que baja de la carretera Tiquina-Copacabana hacia Ajanani. En esta sección, la intensa deformación y fracturación de las capas en algunas zonas impidió completar las mediciones, aunque sí se pudieron describir las variaciones locales de facies y estimar un espesor aproximado de 100 m para la unidad de diamictitas.

La secciones estratigráficas-medidas en la Península de Cumaná permitieron realizar algunas observaciones importantes en cuanto a la geometría del litosoma principal de la Formación Cumaná, que parece ser de tipo canalizado en esta localidad (Díaz, 1991; ver más arriba en el apartado de Trabajos Anteriores). En el sinclinal de Calamarca se realizaron dos secciones, una en cada flanco (proximidades de Calamarca y de Huayhuasi). En ambas localidades (Península de Cumaná y sinclinal de Calamarca) se pudo observar la presencia de grandes bloques de arenisca deslizados, a veces con espesores de más de 30 m y longitudes superiores a los 100 m.

**DESCRIPCION DE LAS ASOCIACIONES DE LITOFACIES**

A continuación se describen las tres asociaciones de litofacies (AL) a que ha dado lugar el análisis de facies de las diamictitas de la Formación Cumaná. Cada AL se caracteriza por una serie de litologías y estructuras sedimentarias genéticamente relacionadas, que además pueden ser identificadas en el campo por la presencia de superficies de discontinuidad que las limitan, y que en conjunto constituyen un marco para la interpretación de los ambientes sedimentarios en que se depositaron, tal como se discute a continuación en el apartado de interpretación. El código de facies utilizado está ligeramente modificado del de Eyles *et al.* (1983).

Fig. 1.- Situación del área de estudio y de las localidades principales en las que se han realizado secciones estratigráficas.

1. Línea de la estructura sinclinal que afecta a las rocas del Paleozoico medio y superior en la Península de Copacabana.  
2. Afloramientos de la Formación Cumaná, con el límite aproximado entre Devónico y Carbonífero.  
3. Frente de cabalgamiento Coniri.

en las secciones del noroeste (figuras 2, 4 y 5), situada sobre las lutitas y pizarras laminadas y bioturbadas de la Formación Colpacucho (facies Fl y Fm). El contacto con esta unidad parece ser de tipo transicional y se establece arbitrariamente en este trabajo en la primera aparición de clastos caídos (cadilitos o dropstones). La AL1 está compuesta de lutitas laminadas y macizas con cantidades variables de arena fina a media y clastos caídos (facies Fl1 y Fm1). La laminación en las lutitas disminuye hacia arriba pudiendo llegar a desaparecer, en cuyo caso se hacen macizas, generalmente próximo a la superficie que limita la AL1 de la AL2 (figuras 4 y 5).

Los clastos están dispersos en la matriz, generalmente de forma aislada (rara vez se encuentran agrupaciones), aumentando su frecuencia hacia arriba hasta llegar a alcanzar un 20-25% del total de la roca. El color de la matriz (en fractura fresca) varía entre diferentes tonalidades de gris y verde. Los clastos son subangulares a bien redondeados, de morfología variable y tamaño raramente mayor de 10 cm, aunque algunos alcanzan más de 20. La composición de los clastos varía según las siguientes proporciones (valores medios establecidos a partir del pontaje de clastos en las dos secciones de Isla del Sol e Hinchaka):

lutita/pizarra	63%
cuarcita	17%
microconglomerado	6%
rocas ígneas extrusivas (volcánicas y subvolcánicas)	5%
cuarzo	3%
arenisca	3%
granitoides	1%
otros clastos de composición no identificable	2%

Algunos de los clastos muestran estrías y/o facetado de las caras, especialmente las lutitas y areniscas finas, muy posiblemente por ser menos resistentes a la abrasión glaciár en relación con otras litologías. Las estrías suelen ser subparalelas al eje mayor del clasto, cuando este está en posición horizontal. En algunos casos (Isla del Sol, Quebrada de Chamaacani) hacia la parte inferior de la unidad, se ha podido observar una deflexión de la laminación de las lutitas en torno a los clastos, indicando su introducción por gravedad en el sedimento blando, seguido de la posterior continuación de la sedimentación del material fino en suspensión.

La litofacies presente en esta asociación consiste en pequeñas lentes de arenisca media a fina, en general de menos de 10 cm de espesor, macizas y gradadas, y con estructuras de deformación previa a la litificación (facies Sm y Ssm). En la sección de la Quebrada de Chamaacani se encontraron bloques graníticos dentro de la AL1 con tamaños de hasta 2 m de diámetro. Tal como se menciona más adelante, la importancia de estos bloques puede ser crucial para la identificación del área de procedencia de los glaciares, ya que es muy probable que hayan conservado en su interior la composición geoquímica e isotópica original de los plutones de procedencia.

Una muestra tomada de la matriz pizarrosa en la parte basal de esta asociación en la sección de la Isla del Sol proporcionó una asociación de palinomorfos de moderada diversidad dominada por














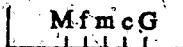
FACIES CODE	SYMBOLS
<p><b>Diamictite, D :</b></p> <p><b>Dm</b> : matrix supported  <b>Dc</b> : clast supported  <b>D-m</b> : massive  <b>D-s</b> : stratified  <b>D-g</b> : graded</p>	 <p>1. Relief</p> <p>2. Lithology</p> <p> Mudstone   Sandstone   Conglomerate, channel lag   Diamictite</p>
<p><b>Sandstone, S :</b></p> <p><b>Sr</b> : rippled  <b>St</b> : trough cross-bedded  <b>Sm</b> : massive  <b>Sd</b> : soft-sediment-deformation</p>	<p>3. Sedimentary structures :</p> <p> Laminations       Cross-bedding   Current-ripples       Wave-ripples   Loading structures</p>
<p><b>Mudstone, F :</b></p> <p><b>Fm</b> : massive  <b>F1</b> : laminated  <b>F-d</b> : with dropstones</p>	<p> Clasts (with size of symbol proportional to clast size)</p> <p>4. Grain size : </p> <p>M : mud  f : fine-grained sand  m : medium-grained sand  c : coarse-grained sand  G : gravel</p>
<p>(width of diamictite log refers to estimated average matrix texture)</p>	

Fig. 3.- Códigos de litofacies y símbolos para las estructuras sedimentarias y texturas utilizadas en las figuras 4 y 5. Modificado de Eyles *et al.* (1983).

*Retispora lepidophyta* y por *Umbellaspheeridium saharicum*, sin que se pudiera observar ningún taxón Carbonífero. La preservación selectiva de los microfósiles de pared orgánica indica un ambiente de alta energía en el que sólo las formas más robustas se conservaron (Vavrdová *et al.*, 1991, 1993). La muestra también incluía un alto porcentaje de microfósiles de origen continental subaéreo.

#### Asociación de litofacies 2 (AL2)

La principal litofacie dentro de esta asociación consiste en diamictitas macizas soportadas por la matriz (facies Dmm) con granulometría variable entre arenisca lutítica y lutita arenosa, y clastos de tamaño variable entre grava y bloque. Los clastos son más abundantes en esta asociación que en AL1, pero los porcentajes de frecuencia composicional son similares. Esta asociación descansa sobre una superficie erosional ligeramente ondulada que parece disectar la parte superior de la AL1. Dentro de AL2 se encuentran también capas discontinuas de arenisca fina a media, maciza y gradada, con espesor entre 5 y 20 cm, laminaciones onduladas irregulares, terminación lateral en forma de gancho y *boudinage* de tipo sinsedimentario, lo cual indica la resedimentación y deformación previa a la litificación y posición actual (facies Sm y Sd).

Una característica de esta asociación es la presencia de grandes bloques de rocas sedimentarias (arenisca, conglomerado y/o diamictita). En las secciones del noroeste, los bloques alcanzan hasta 5 m de largo, aunque raramente exceden los 3 m. La presencia de estructuras sedimentarias tales como gradación y ondúlitas de corriente, en posición invertida indica su carácter resedimentado. En las secciones más sudorientales (Península de Cumaná y sobre todo en el sinclinal de Calamarca) es posible observar como grandes capas de arenisca y cuarcita intercaladas entre las diamictitas se encuentran fracturadas, algo deformadas y deslizadas, originando gigantescos bloques con espesores en ocasiones de más de 30 m y longitudes superiores a los 100 m, como se mencionaba al final del apartado anterior.

Los excelentes afloramientos de la Isla del Sol e Hinchaka (Península de Copacabana) permitieron observar una ligera gradación inversa de los clastos y bloques, definiendo varios cuerpos o litosomas deposicionales de entre 10 y 15 m de espesor. En la sección de Hinchaka parecen reconocerse tres cuerpos, y dos en la sección de la Isla del Sol (figuras 4 y 5).

#### Asociación de litofacies 3 (AL3)

Esta asociación presenta conglomerados gradados y macizos (facies Gg y Gm) en cuerpos lenticulares delgados (no más de 1 m) y clastos hasta un tamaño máximo de 15 cm, aunque la litofacies predominante es de areniscas con estratificación cruzada y ondúlitas (facies St y Sr), y diamictitas soportadas por la matriz y macizas o con estratificación irregular (facies Dmm y Dms), en capas generalmente delgadas de escala decimétrica a métrica. El contacto entre AL2 y AL3 suele ser bastante marcado, de tipo erosional e indicado por un conglomerado basal y el desarrollo local de huellas de carga y evidencia de inestabilidad del sedimento, tal como puede observarse en la sección de la Isla del Sol.

## INTERPRETACION DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES

### Asociación de litofacies 1

La granulometría y estructuras sedimentarias de AL1, la presencia de concentraciones variables de clastos de gran tamaño orientados aleatoriamente dentro de la matriz de pizarras, algunos de ellos claramente glaciogénicos, y la evidencia de mezcla de restos orgánicos fósiles marinos y continentales dentro de la asociación palinológica, indican en conjunto sedimentación marina a partir de material en suspensión upida a aportes esporádicos de detrito transportado por masas de hielo flotantes (icebergs). Muchos de los trabajos sobre sedimentación glaciomarina publicados durante la última década (ver por ejemplo Molnia (1983) y Brodzikowsky & Van Loon (1991) mencionan, tanto para ambientes glaciomarinos modernos como para los antiguos, facies de grano fino macizas y laminadas (facies Fmd y Fld) similares a las aquí descritas, originadas como resultado de la decantación de arcillas y limos a partir de sedimento en suspensión procedente de las aguas de deshielo subglaciares que entran en el ambiente marino.

La alta variabilidad en la orientación de los clastos, que en algunos casos muestran elevados buzamientos, coincide con lo observado por Domack & Lawson (1985) para facies glaciomarinas originadas por transporte de las facies gruesas en/sobre masas de hielo flotantes. El aumento del tamaño y frecuencia de los clastos hacia arriba en la serie indica un progresivo aumento de la velocidad de deshielo y/o de la separación de las masas de hielo (icebergs) en el frente del glaciar, resultando en un aumento de la velocidad de sedimentación por este modo de transporte. Las delgadas capas de arena (facies Sm y Sd) podrían registrar corrientes episódicas como resultado de tormentas o deberse a variaciones en el flujo de sedimentos. Los depósitos subyacentes del Devónico superior (Formación Colpacucho) y suprayacentes del Carbonífero inferior (Formación Kasa) en el Altiplano han sido interpretados como originados en un ambiente de plataforma siliciclástica dominada por el oleaje y las tormentas (Díaz *et al.*, 1993a, 1993b). La descarga relativamente rápida de grandes cantidades del material transportado por las masas de hielo podría originar la deformación y removilización del sedimento blando y no consolidado.

La presencia de clastos y bloques angulosos de litologías relativamente resistentes a la abrasión glaciaria (granito y cuarcita) indica que se trata de una glaciación de tipo alpino (glaciares de meseta y/o valle, en oposición a una glaciación de tipo antártico, con extensos glaciares formando un casquete de hielo). Estos clastos se habrían originado como resultado de la gelificación y procesos de ladera en los *nunataks* y laderas de los valles en el área de procedencia, quedando posteriormente atrapados por el hielo del glaciar. Los clastos redondeados se habrían originado por transporte por corrientes tractivas de las aguas de deshielo en glaciares y subglaciares, o reciclados de sedimentos anteriores.

### Asociación de litofacies 2 (AL2)

El comportamiento plástico asociado a la deformación de los sedimentos blandos (*boudinage* sedimentario, lóbulos y pliegues de deslizamiento, etc.) de las capas de arenisca, y la evidencia de

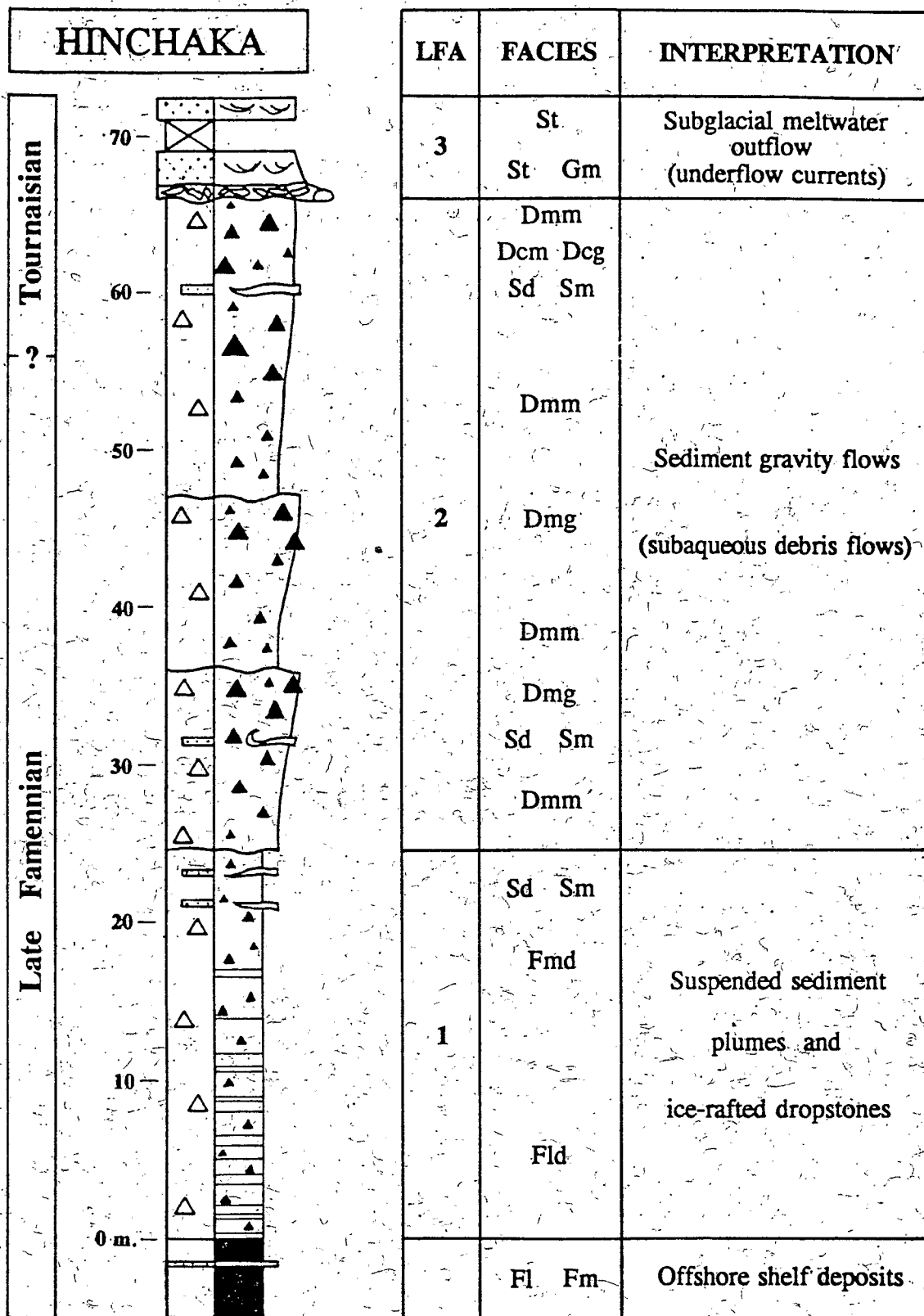


Fig. 4.- Columna estratigráfica representativa de la sección de Hinchaka (ver situación en figura 1) con las asociaciones de litofacies observadas y su interpretación. Leyenda en la figura 3.

resedimentación en los bloques deslizados, se pueden explicar en conjunto por procesos de flujo del sedimento por gravedad. Las diamictitas macizas con abundante matriz (facies Dmm) y otras facies asociadas serían el resultado de flujos de dérito subácuos. Se han descrito depósitos similares de otras cuencas del Paleozoico superior en Sudamérica (López Gamundi, 1987), que ya fueron descritos con anterioridad por Frakes & Crowell (1969) y Frakes *et al.* (1969). El trabajo de estos autores dió lugar durante los años 60 y 70 a discusiones sobre el origen glaciogénico o no de estos depósitos. López Gamundi (1984, 1987) sugiere un posible origen como flujos en masa subácuos relacionados con la pendiente deposicional de los depósitos proglaciares. Estos flujos se originaron por una disminución del ángulo crítico (ángulo de fricción interna) debido a un aumento de la presión de fluidos en los poros del sedimento saturado en agua. El mismo tipo de inestabilidad asociada a sedimentos glaciomarininos se puede observar hoy en día en plataformas continentales someras con moderadas pendientes (0.5 a 1.3°), como las del Golfo de Alaska (Schwab & Lee, 1983), y en plataformas profundas con mayores pendientes (>5°), como las de la plataforma del continente antártico (Wright & Anderson, 1982; Wright *et al.*, 1983). Los modelos basados en el análisis empírico de flujos de sedimento por gravedad muestran una clara relación de continuidad entre los diferentes tipos de flujo, diferenciados generalmente según la distancia, porcentaje de agua y granulometría, desde la fase de deslizamiento y caída de bloques, a lóbulos de deslizamiento, a flujo de déritos, y a corrientes de turbidez de alta y baja densidad, cuando se alcanza la fase líquida, que puede llegar a alcanzar la fase de flujos en suspensión (Wright & Anderson, 1982). La AL2 muestra evidencia de las primeras fases del flujo en masa por gravedad, sin que se haya encontrado evidencia clara de las últimas fases de este tipo de flujos.

#### Asociación de litofacies 3 (AL3)

Los conglomerados lateralmente discontinuos con geometría canalizada se interpretan como resultado del depósito de la carga de fondo de corrientes tractivas. Estos sedimentos procederían del retrabajamiento y selección por estas corrientes de las diamictitas subyacentes, y/o de descargas del agua de deshielo a gran velocidad procedentes de las salidas de los túneles subglaciares. La baja temperatura y elevada carga de sedimento en suspensión hace que estas aguas alcancen densidades mayores que el agua de mar, originando corrientes profundas de gran capacidad tractiva y erosiva, especialmente durante los períodos de deshielo catastrófico. Las litofacies arenosas de esta asociación se interpretan también como depósitos originados por el flujo de las aguas de deshielo subglaciares, como puede observarse directamente sobre la AL2 en la mayoría de las secciones (ver figuras 4 y 5). Drewry & Cooper (1981) y Drewry (1986) describen procesos y facies similares próximos al frente del glaciar en glaciares modernos de la Antártida. En cualquier caso, a pesar de la aparentemente progresiva proximidad del frente de los glaciares, por el momento no se han encontrado estructuras glaciectónicas ni pavimentos de clastos estriadados que aporten evidencia para afirmar que los glaciares alcanzaron el área de sedimentación.

#### AMBIENTE DE SEDIMENTACION Y MODELO DE DISTRIBUCION DE FACIES

La integración de las tres asociaciones de litofacies dentro de un solo ambiente deposicional indica que la Formación Cumaná representa un único avance y retroceso generalizado de los glaciares sobre una cuenca de plataforma continental siliciclástica somera dominada por el oleaje y las tormentas. La AL1 registra el progresivo aumento de los clastos transportados por el hielo, probablemente indicando un aumento de los bloques y masas de hielo flotantes sobre el área de sedimentación como resultado de la progresiva proximidad del frente de los glaciares. Según continuaba el avance de los glaciares hacia el interior de la cuenca, el área de sedimentación comenzó a recibir sedimentos por flujo de gravedad (*debris flows*), resedimentados a partir de la zona inmediata al frente del glaciar debido a la elevada tasa de sedimentación presente en esta zona y las elevadas pendientes deposicionales que resultan de ella (Drewry, 1986). La inestabilidad de los sedimentos y los flujos por gravedad se originan en esta zona por el rápido aporte de sedimentos asociado con la ablación y deshielo gradual del frente del glaciar. Los depósitos por flujo de aguas de deshielo subglaciares de la AL3 serían entonces el resultado del aumento de la velocidad de deshielo del glaciar y el inicio de su retroceso hacia la costa.

La secuencia general de avance del glaciar sobre el área de sedimentación habría llevado a continuación a la presencia de facies características de depósitos subglaciares, tal como se mencionó al final del apartado anterior, pero su ausencia de la zona de estudio sugiere que el frente de los glaciares no alcanzó el área de sedimentación.

La presencia de superficies erosionales que limitan cada uno de los depósitos de flujos en masa de la AL2 y los separan de la AL1 indica que la sedimentación de estos deslizamientos fue episódica. La escasa selección del grano indica un emplazamiento rápido de estos deslizamientos y sólo una mínima oportunidad de los procesos marinos para retrabajar el sedimento. La excavación de las irregularidades en estas superficies podría haberse iniciado por flujos profundos de las aguas de deshielo subglaciares, o por corrientes submarinas de tipo geostrofico que habrían servido de cauce para la distribución de los flujos de dérito. Como posibles causas para la inestabilidad, resedimentación y acumulación de las diamictitas de la AL2 se puede contar con: a) acentuación de la pendiente deposicional, b) grandes descargas de aguas de deshielo de tipo catastrófico, c) tormentas y sobrepresión originada por el oleaje de las tormentas, d) erosión, ablación y deshielo del frente de los glaciares, e) cambios relativamente rápidos del nivel del mar, y f) terremotos asociados a inestabilidad tectónica.

En cuanto a las lentes de conglomerados de la AL3, en este trabajo se propone que están relacionadas con el flujo en profundidad de las aguas de deshielo subglaciares, lo cual significaría una relativa proximidad del frente del glaciar al área de sedimentación. Las figuras 6 y 7 resumen de forma esquemática el modelo de distribución de ambientes sedimentarios para la Formación Cumaná, con indicación de las relaciones laterales propuestas para las asociaciones de litofacies descritas anteriormente. Según este modelo, las facies del noroeste serían más distales que las que afloran al sudeste. Sin embargo, teniendo en cuenta (1) la

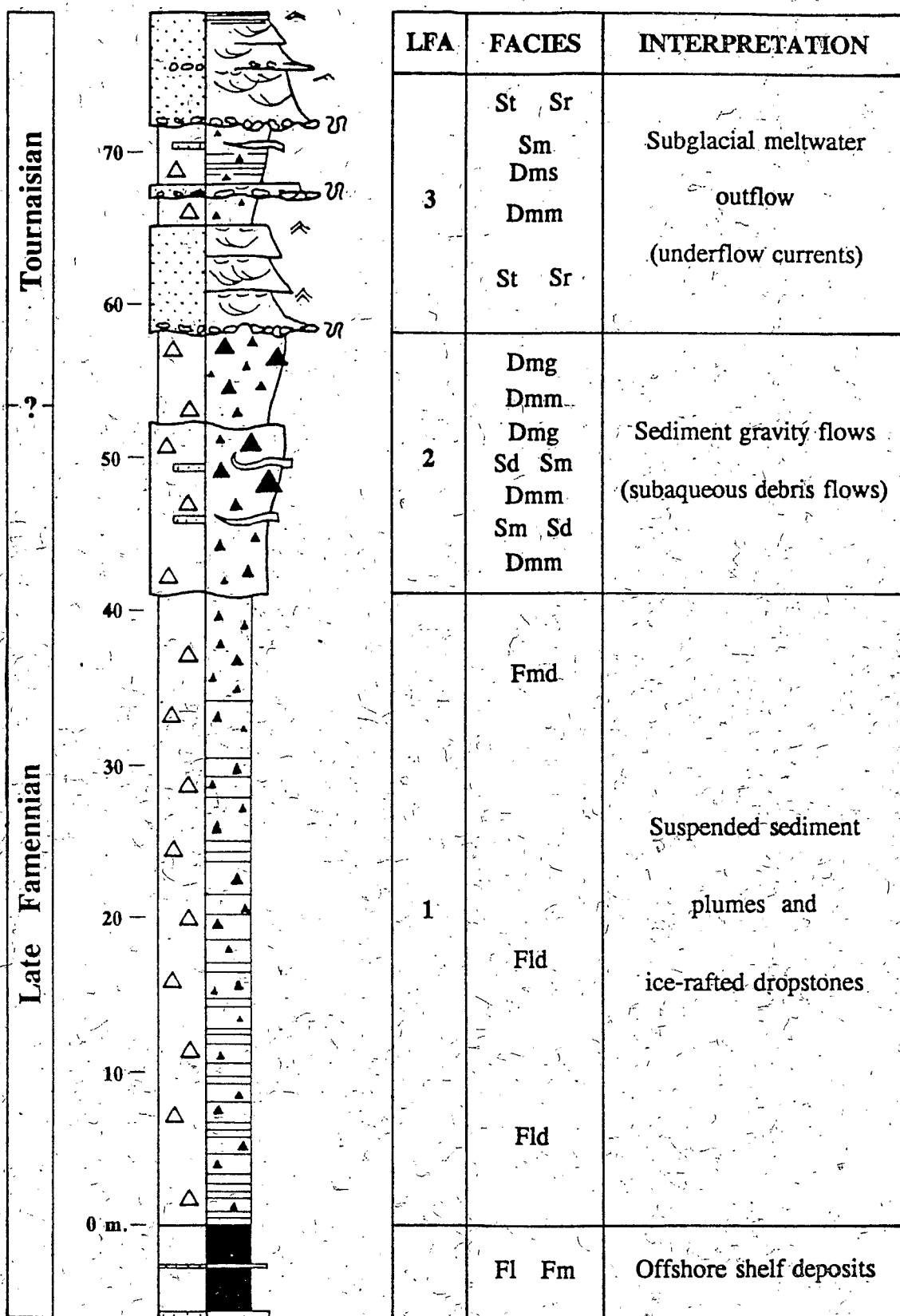


Fig. 5.- Columna estratigráfica representativa de la sección de la Isla del Sol (ver situación en la figura 1) con las asociaciones de litofacies observadas y su interpretación. Leyenda en la figura 3.

distribución alineada de los afloramientos en el Altiplano, (2) la ausencia de otras secciones estratigráficas que sirvan de control para determinar las variaciones laterales de facies hacia el nordeste y sudoeste, y (3) el considerable acortamiento tectónico que ha sufrido la zona durante el Cenozoico, no es posible establecer con seguridad hacia donde se situaba el área de procedencia de los glaciáres, del que únicamente se puede afirmar con certeza que no estaba hacia el norte ni hacia el noroeste.

Las areniscas medias a gruesas y diamictitas intercaladas en la secuencia Tournaisiano-Viseano suprayacente (Formación Kasa) muestran probable evidencia de que la actividad glaciárica continuó en el área de procedencia después de que los glaciáres se retiraran de la cuenca de sedimentación. La Formación Kasa se interpreta como depósitos deltaicos de sistemas aluviales de tipo *braided* situados en la zona proglaciárica distal de relieves montañosos con glaciáres (*proglacial outwash braided deltaic systems*).

### IMPLICACIONES PALEOGEOGRAFICAS Y PALÉOTECTONICAS

Para la reconstrucción paleogeográfica de la cuenca del Paleozoico superior de los Andes Centrales es de mayor importancia la identificación del área de procedencia de los clastos de la diamictita. La cuenca Paleozoica de trasarco de los Andes Centrales, de dirección NO-SE (Sempere, 1989) estaba limitada al oeste por el Macizo de Arequipa (Isaacson, 1975) con un arco magmático del Paleozoico inferior y medio sobreimpuesto (Mukasa & Henry, 1990), y al este por el escudo brasileño. La evolución de esta cuenca estuvo temporalmente afectada por el llamado "cinturón eohercínico" del Fameniano al Viseano (Dalmayrac *et al.*, 1980; Sempere, 1989, 1990). El análisis de la procedencia de los clastos de granitoide presentes en la diamictita aportaría información sobre los relieves montañosos existentes durante el periodo de sedimentación de esta unidad. El tamaño de los bloques (de hasta más de dos metros en la Quebrada de Chamacani) y emplazamiento geológico (de bajo grado metamórfico) podrían haber conservado la composición geoquímica e isotópica original en el núcleo de los bloques. Sin embargo, por el momento no se ha realizado ningún estudio para resolver este problema, lo cual deja tres áreas potenciales para su procedencia: (a) el "cinturón eohercínico" que limitaba la cuenca hacia el este (Sempere, 1987; Díaz *et al.*, 1993), (b) el arco magmático o "faja eruptiva de la Puna" del Paleozoico inferior del norte de Argentina (Coira *et al.*, 1982; Allmendinger *et al.*, 1983), incluida su extensión hacia el norte dentro de Bolivia (y por lo tanto al sur de la zona objeto de este estudio), o (c) el Macizo de Arequipa, con un arco magmático sobreimpuesto, hacia el oeste (Isaacson, 1975; Mukasa & Henry, 1990).

El ambiente nerítico profundo de plataforma siliciclástica que se atribuye a las capas inmediatamente por debajo y por encima de la Formación Cumaná (parte superior de la Formación Colpacucho y miembro inferior de la Formación Kasa, respectivamente) implica que al mismo tiempo que se depositó esta unidad en la zona estudiada, estaba teniendo lugar sedimentación en las zonas proximales, de la cuenca cercanas a la costa, con una mayor velocidad de acumulación de sedimentos (Powell, 1988, 1991). La ausencia de las correspondientes facies y espesores de sedimentos

para esta unidad en las secciones estratigráficas del este y norte favorece la idea de que el área fuente de las diamictitas se situaba hacia el sur.

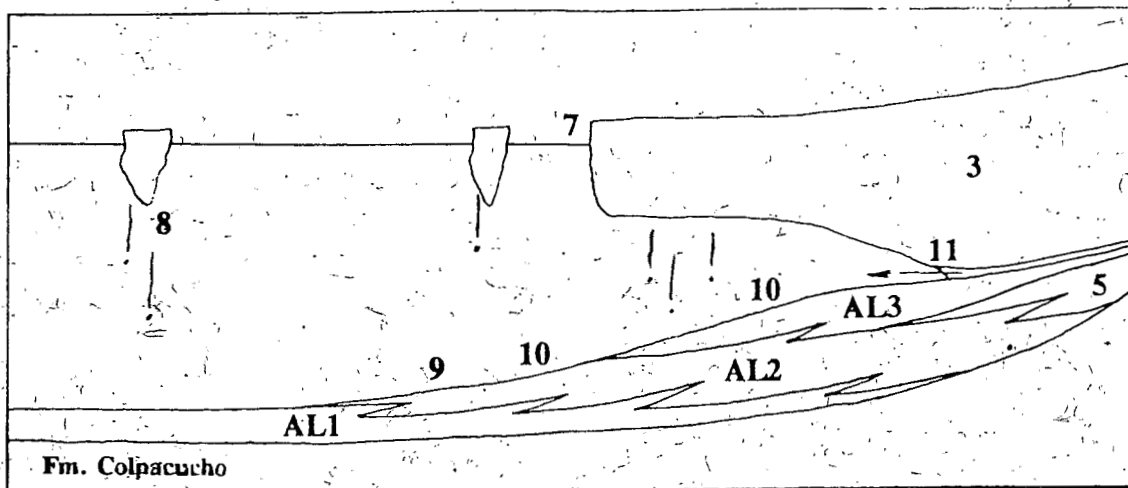
### IMPLICACIONES PALEOCLIMATICAS

Los depósitos glaciomarininos de la Formación Cumaná del Fameniano superior del Altiplano, al oeste de Bolivia, constituyen nueva evidencia para el episodio glaciárico del Devónico superior en Sudamérica, que ya fue propuesto por Caputo (1985), Caputo & Crowell (1985), y Veevers & Powell (1987). A partir de la secuencia de facies presente en esta unidad y su escaso espesor se puede deducir un avance y retroceso general de los glaciáres en la zona de estudio. Recientes estudios de sistemas glaciomarininos modernos y antiguos permiten diferenciar en estos ambientes estilos deposicionales de tipo polar, subpolar y templado (Crowell, 1988; Molnia, 1988; Brodzikowsky & Van Loon, 1991; Matsch & Ojakangas, 1991). La frecuencia de clastos redondeados, el aporte episódico de sedimentos por "plumas" de sedimento en suspensión y flujos en masa por gravedad, la abundancia de clastos caídos (cadilitos o *dropstones*), la frecuencia de clastos estriados, y los depósitos de salida de aguas de deshielo subglaciáres, todos en conjunto indican una masa de hielo de base "húmeda/cálida" y un probable ambiente glaciárico templado.

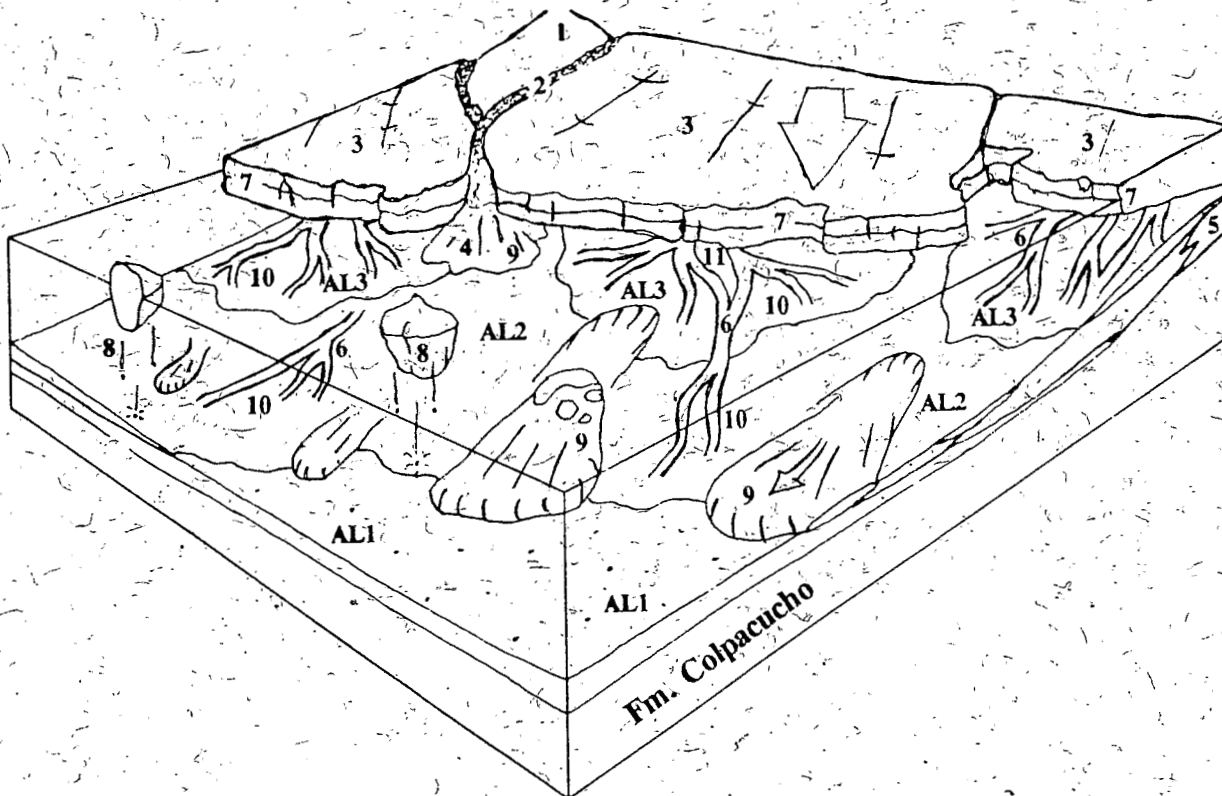
A pesar de la escasez de sedimento transportado por masas de hielo flotantes (icebergs) en el modelo actual de sedimentación glaciárica templada del Golfo de Alaska (Molnia, 1983, 1988), los modelos teóricos de sedimentación por icebergs indican una elevada tasa de sedimentación de este tipo para ambientes glaciáres templados (Dowdeswell, 1988), lo cual parece ser el caso para la parte inferior de la Formación Cumaná hacia el noroeste (figuras 4 a 7). Este ambiente templado, de latitudes medias a altas, concuerda con las reconstrucciones paleogeográficas de Gondwana para el Devónico superior, en las cuales se sitúa el Altiplano de Bolivia entre 55 y 65° de latitud sur (Isaacson & Sablock, 1989, 1990).

### CONCLUSION

La sedimentología, palinología y análisis de clastos de la unidad de diamictitas (Formación Cumaná) situada en la base del Grupo Ambo (Fameniano superior a Viseano) del Altiplano de Bolivia ha permitido reconocer un avance y retroceso general de los glaciáres sobre la cuenca del Paleozoico superior de los Andes Centrales relacionado con el primer episodio glaciárico en Gondwana durante este periodo. El estilo de sedimentación establecido a partir del análisis de facies indica que se trató de un ambiente glaciárico templado (de base húmeda), en concordancia con la latitud que se asigna a la zona de estudio en las reconstrucciones paleogeográficas de Gondwana. Se ha identificado como posible área de procedencia de los clastos en la diamictita el arco magmático de la Puna ubicado hacia el sur. El análisis secuencial y de las asociaciones de litofacies presentes en la unidad de diamictitas indican la presencia de tres subambientes deposicionales principales como resultado de la progradación progresiva de los glaciáres y sus depósitos sobre la cuenca de sedimentación, seguida de su posterior deshielo y retroceso hacia los relieves montañosos de los que procedían. Esta nueva localidad del



**Fig. 6.-** Corte transversal representando de forma esquemática la distribución relativa de las facies dentro de la Formación Cumaná. Explicación de la numeración para esta figura y la siguiente: 1, *nunatak*; 2, morrena lateral (posteriormente como material englaciar y supraglaciar); 3, masa de hielo parcialmente flotante (*ice shelf* y *outlet glaciers*); 4, abanico submarino, 5, depósitos subglaciares; 6, canal submarino; 7, frente del glaciar (erosión por el oleaje y formación de icebergs); 8, transporte por icebergs y caída de clastos (cadilitos o *irropstones*); 9, transporte en masa por gravedad (resedimentación); 10, transporte por corrientes de fondo; 11, salida de túnel subglaciar; AL: asociaciones de litofacies descritas en el texto.



**Fig. 7.-** Bloque diagrama con una idealización del modelo de distribución de facies y ambientes sedimentarios establecido en este trabajo para la Formación Cumaná (Fameniano superior del Altiplano de Bolivia). Explicación de la numeración en la figura 6.

oeste de Bolivia, en los Andes Centrales, confirma anteriores reconstrucciones paleogeográficas y paleoclimáticas de la zona para el tránsito Devónico-Carbonífero.

### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado con el apoyo económico del "Petroleum Reserch Fund" de la "American Chemical Society". El trabajo de campo habría resultado imposible sin el inestimable apoyo del Servicio Geológico de Bolivia (GEOBOL) y de Yacimientos Petrolíferos Fiscales de Bolivia (YPFB), y en concreto quiero agradecer la colaboración prestada y discusiones mantenidas con L. Barrios, J. C. Lema, R. Mocobono, H. Pérez y R. Suárez. Parte de los datos utilizados en el análisis de clastos fueron tomados por P. E. Isaacson (Univ. de Idaho, EE.UU.) y B. Antelo (Museo de La Plata, Argentina) en diversas campañas durante los años 1971; 1972 y 1977. B. García y A. Martínez ayudaron con la edición, Agradezco también a C.H. Eyles, N. Eyles, O. López Gamundi y B.F. Molnia sus comentarios y las discusiones con ellos mantenidas. Sin embargo, la responsabilidad de las interpretaciones y conclusiones aquí presentadas recaerá únicamente sobre el autor de este trabajo.

Una versión preliminar de este trabajo se presentó en el 6º Congreso Geológico de Chile en Viña del Mar en agosto de 1991. Este trabajo es una versión en español, corregida y ampliada, de otro presentado en el XII Congreso Internacional sobre Carbonífero y Pérmico en Buenos Aires en Septiembre de 1991. Agradezco a R. Suárez Soruco el interés en su publicación y divulgación en Bolivia.

### REFERENCIAS

- ALLMENDINGER, R.W., V.A. RAMOS, T.E. JORDAN, M. PALMA & B.L. ISACKS, 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina: *Tectonics*, 2 (1): 1-16.
- ANDERSON, J.B. & G.M. ASHLEY, eds., 1991. Glacial marine sedimentation: Paleoclimatic significance: *Geological Society of America Special Paper*, 261, 232 p.
- ASCARRUNZ, R. & L. RADELLI, 1964. Geología della Penisola di Copacabana e delle Isole del settore sud del Lago Titicaca: *Atti della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale in Milano*, 103 (3): 273-284.
- BARRIOS, L. & G. BECCAR, 1987. Estratigrafía de detalle en la región NE (Nor-Este) del Lago Titicaca: *Informe interno YPFB*, Santa Cruz.
- BLANCO, F., 1963. Estudio geológico de la región sudoriental del Lago Titicaca (Provincia Manco Kapac, Departamento de La Paz): Tesis de grado, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz.
- BRODZIKOWSKY, K. & A.J. VAN LOON, 1991. *Glacigenic sediments: Developments in Sedimentology*, no. 49. Elsevier, Amsterdam, 674 p.
- CALVO, J.C., 1981. Estudio estratigráfico y sedimentológico de las unidades litoestratigráficas del Paleozoico superior en el área comprendida entre las poblaciones de Tiquina, Cumaná y Yaurichambi, Departamento de La Paz: Tesis de grado, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz.
- CAPUTO, M.V., 1985. Late Devonian glaciation in South America: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51: 291-317.
- CAPUTO, M.V. & J.C. CROWELL, 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic era: *Geological Society of America Bulletin*, 96: 1020-1036.
- CHERRONI, C. & M. SUÁREZ, 1968. Sobre la presencia de estratos de edad Carbónica en la zona de Calamarca: *Boletín IBP*, 8 (1): 30-34.
- COIRA, B., J. DAVIDSON, C. MPODOZIS & V.A. RAMOS, 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile: *Earth-Science Reviews*, 18: 303-332.
- CROWELL, J.C., 1988. The geologic record of polar and temperate ice-sheets: *Geological Society of America Meeting, Abstracts with Programs*, 20 (7): A133.
- DALMAYRAC, B., G. LAUBACHER, R. MAROCCO, C. MARTINEZ & P. TOMASI, 1980. La chaîne hercynienne d'Amérique du sud: structure et evolution d'un orogène intracratonique: *Geologische Rundschau*, 69 (1): 1-21.
- DIAZ, E., 1991. Litoestratigrafía del Carbonífero del Altiplano de Bolivia: *Revista Técnica de YPFB*, 12, (2): 295-302.
- DIAZ, E., 1992. Inestabilidad tectónica en el Devónico superior del Altiplano de Bolivia: evidencias en el registro sedimentario: *VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, Salamanca, 4: 35-39.
- DIAZ, E. & P.E. ISAACSON, 1991. Late Devonian sediment mass movement and gravity flow in the Altiplano of Bolivia: evidence for eohercynian tectonic instability?: *Geological Society of America Annual Meeting, San Diego, Abstracts with Programs*, 23 (5): A69.
- DIAZ, E., P.E. ISAACSON & P.E. SABLOCK, 1993a. Late Paleozoic latitudinal shift of Gondwana: stratigraphic, sedimentologic and biogeographic evidence from Bolivia: *Document des Laboratoires de Géologie*, Lyon, 125: 119-138.
- DIAZ, E. & J.C. LEMA, 1991a. Revisión litoestratigráfica del Carbonífero del Altiplano norte de Bolivia: *6º Congreso Geológico de Chile, Viña del Mar, Resúmenes Expandidos*: 574-578.
- DIAZ, E. & J.C. LEMA, 1991b. Diamictitas glaciomarinas en el Carbonífero del Altiplano norte de Bolivia: sedimentología e interpretación de ambientes sedimentarios: *6º Congreso Geológico de Chile, Viña del Mar, Resúmenes Expandidos*, p. 268-271.
- DIAZ, E., B.A. PALMER & J.C. LEMA, 1993b. The Carboniferous sequence of the northern Altiplano of Bolivia: from glacial-marine to carbonate deposition: *XII International Congress on the Carboniferous and Permian*, Buenos Aires, *Compte Rendu*, 2: 203-222.
- DOMACK, E.W. & D.E. LAWSON, 1985. Pebble fabric in an ice-rafted diamict: *Journal of Geology*, 93: 577-592.
- DOWDESWELL, J.A., 1988. A model for iceberg sedimentation in varying glaciological and oceanographic settings: *Geological Society of America Meeting, Abstracts with Programs*, 20 (7): A84.
- DREWRY, D.J., 1986. *Glacial geologic processes*: Edward Arnold, London, 277 p.
- DREWRY, D.J. & A.P.R. COOPER, 1981. Processes and models of Antarctic glaciomarine sedimentation: *Annals of Glaciology*, 2: 117-122.
- 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.



- EYLES, C.H., N.EYLES & A.D.MIALL, 1985. Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51 : 15-84.
- FRAKES, L.A. & J.C.CROWELL, 1969. Late Paleozoic glaciation: I, South America: *Geological Society of America Bulletin*, 80 : 1007-1042.
- FRAKES, L.A., A.AMOS & J.C.CROWELL, 1969. Origin and stratigraphy of Late Paleozoic diamictites in Argentina and Bolivia: IUGS Symposium "Gondwana stratigraphy", UNESCO, Earth Sciences, 2 : 821-843.
- ISAACSON, P.E., 1975. Evidence for a western extracontinental land source during the Devonian period in the Central Andes: *Geological Society of America Bulletin*, 86 : 39-46.
- ISAACSON, P.E. & P.E.SABLOCK, 1989. Devonian System in Bolivia, Perú and northern Chile, in N.J. McMillan, A.F. Embry, and D.J. Glass, eds., Devonian of the World: *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir* 14, I : 719-728.
- ISAACSON, P.E. & P.E.SABLOCK, 1990. Devonian palaeogeography and palaeobiogeography of the Central Andes, in W.S. McKerrow and C.R. Scotese, eds., *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*: Geological Society of London Memoir 12 : 431-435.
- ISAACSON, P.E. & E.DIAZ, 1994. Evolución paleogeográfica del Paleozoico medio y superior de los Andes Centrales (14 a 18°S) en Bolivia: evidencia del desplazamiento latitudinal de una cuenca de antepaís, *Revista Técnica de YPF*, este volumen.
- LOBO, J., 1989. El límite Devónico-Carbonífero en el Subandino sur de Bolivia: *Revista Técnica de YPF*, v. 10, no. 3-4, p. 213-217.
- LOHMANN, H.H., 1961. Un nuevo método para la determinación de la dirección glacial, aplicado al horizonte Zapla en el Gotlándico de Bolivia: *Petróleo Boliviano*, 3 (3) : 32-41.
- LOPEZ GAMUNDI, O.R., 1984. Origen y sedimentología de las diamictitas del Paleozoico superior de Argentina (con especial referencia a la cuenca Calingasta-Uspallata): Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, 251 p.
- LOPEZ GAMUNDI, O.R., 1987. Depositional models for the glaciomarine sequences of Andean Late Paleozoic basins of Argentina: *Sedimentary Geology*, 52 : 109-126.
- MAROCCHO, R., T.SEMPERE, D.MERINO, J.OLLER, M.PEREZ & E.SORIA, 1987. Le Permo-Carbonifère du Lac Titicaca (nord de la Bolivie): un exemple d'inversion de polarité dans un bassin: Séminaire "Géodynamique des Andes Centrales", *Résumés des Communications, ORSTOM*, Paris : 48-51.
- MATSCH, C. L. & R.W.OJAKANGAS, 1991. Comparisons in depositional style of "polar" and "temperate" glacial ice; Late Paleozoic Whiteout Conglomerate (West Antarctica) and late Proterozoic Mineral Fork Formation (Utah), in J.B. Anderson & G.M. Ashley, eds., Glacial marine sedimentation; Paleoclimatic significance: *Geological Society of America Special Paper*, 261 : 191-206.
- MOLINA, C., 1969. Estudio geológico de la Península de Cumaná y contribución al conocimiento de los foraminíferos pérmicos de Yaurichambi, Colquencha y Apillapampa (Provincia Los Andes, Departamento La Paz): Tesis de grado, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz.
- MOLNIA, B.F., 1983. *Glacial-marine sedimentation*: Plenum Press, New York, 844 p.
- MOLNIA, B.F., 1988. Comparison of glacial-marine depositional environments of polar Antarctica and the temperate Gulf of Alaska: *Geological Society of America Meeting, Abstracts with Programs*, 20 (7) : A84.
- MUKASA, S.B. & D.J.HENRY, 1990. The San Nicolás batholith of coastal Perú: early Paleozoic continental arc or continental rift magmatism?: *Journal of the Geological Society of London*, 147 : 27-39.
- ORELLANA, N., 1968. Estudio sedimentológico y petrográfico de la Península de Cumaná (Provincia Los Andes, Departamento La Paz): Tesis de grado, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz.
- OVIEDO, C., 1965. Estratigrafía de la Península de Copacabana, Lago Titicaca, Departamento de La Paz: *Boletín IBP*, 5 (1-2) : 5-15.
- POWELL, R.D., 1988. Sediment accumulation rates as second order controls of glacial fluctuations of tidewater fronts: *Geological Society of America Meeting, Abstracts with Programs*, 20 (7) : A85.
- POWELL, R.D., 1991. Grounding-line systems as second-order controls on fluctuations of tidewater termini of temperate glaciers, in J.B. Anderson & G.M. Ashley, eds., Glacial marine sedimentation; Paleoclimatic significance: *Geological Society of America Special Paper*, 261 : 75-93.
- SCHWAB, W.C. & H.J.LEE, 1983. Geotechnical analyses of submarine landslides in glacial-marine sediment, northeast Gulf of Alaska, in B.F. Molnia, ed., *Glacial-marine Sedimentation*: Plenum Press, New York : 145-184.
- SEMPERE, T., 1987. Caracteres geodinámicos generales del Paleozoico superior de Bolivia: *4th Annual Meeting, IGCP no. 211 "Late Paleozoic of South America"*, Santa Cruz : 9-19.
- SEMPERE, T., 1989. Paleozoic evolution of the Central Andes (10-26°): *28th International Geological Congress, Abstracts*, Washington D.C., 3, p. 73.
- SEMPERE, T., 1990. Cuadros estratigráficos de Bolivia: propuestas nuevas: *O.R.S.T.O.M.*, 20, 26 p.
- SEMPERE, T., G.HERAIL & J.OLLER, 1988. Los aspectos estructurales y sedimentarios del oróclino boliviano: *5° Congreso Geológico de Chile*, Santiago, 1 : A127-A142.
- SEMPERE, T., P.BABY & J.OLLER, 1989. Geological structure and tectonic history of Bolivian oroclyne: *28th International Geological Congress, Abstracts*, Washington D.C., 3 : 72-73.
- SEMPERE, T., J.OLLER, E.AGUILERA, J.LOBO, D.MERINO, R.MAROCCHO & R.GARCÍA, 1990. Elementos para una estratigrafía secuencial del Paleozoico superior de Bolivia: *9° Congreso Geológico de Bolivia, Cochabamba*.
- SUAREZ-SORUCO, R., 1989. El ciclo cordillerano (Silúrico-Carbonífero inferior) en Bolivia y su relación con países limítrofes: *Revista Técnica de YPF*, 10 (3-4) : 233-243.
- URDININEA, M.H., 1968. Estudio geológico y paleontológico de la región de la Isla del Sol: Tesis de grado, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz.
- VAVRDOVA, M., P.E.ISAACSON, E.DIAZ & J.BEK, 1991. Palinología del límite Devónico-Carbonífero entorno al lago Titicaca, Bolivia: resultados preliminares: *Revista Técnica de YPF*, 12 (2) : 303-313.

VAVRDOVA, M., P.E.ISAACSON, E.DIAZ & J.BEK, 1993. Devonian-Carboniferous boundary at Lake Titicaca, Bolivia, preliminary results: *XII International Congress on the Carboniferous and Permian*, Buenos Aires, Comptes-Rendu, 1: 187-199.

VEEVERS, J.J. & C.M.POWELL, 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euroamerica: *Geological Society of America Bulletin*, 98: 475-487.

WRIGHT, R. & J.B.ANDERSON, 1982. The importance of sediment gravity flow to sediment transport and sorting in a glacial environment: Eastern Weddell Sea, Antarctica: *Geological Society of America Bulletin*, 93: 951-963.

WRIGHT, R. , J.B.ANDERSON & P.P.FISCO, 1983. Distribution and association of sediment gravity flow deposits and glacial/glacial-marine sediments around the continental margin of Antarctica, in B.F. Molnia, ed., *Glacial-Marine Sedimentation*: Plenum Press, New York: 265-300.