

TRABAJO 21

ORIGEN Y SIGNIFICADO ESTRATIGRAFICO DE LAS DIAMICTITAS DEL MIEMBRO SUPERIOR DE LA FORMACION CORTADERAS (CARBONIFERO), PRECORDILLERA DE SAN JUAN

Limarino, C. (1-2), Page, R. (1-3)
y Caselli, A. (1)

- 1: Dto. Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.), Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.
2: CONICET.
3: Servicio Geológico Nacional.

ABSTRACT. In this paper a new occurrence of glacial Carboniferous diamictites is considered. These rocks are found in the Upper Member of the Cortaderas Formation which forms the lower half of the Angualasto Group in the Río Blanco Basin (northwest Argentina).

The Cortaderas Formation is mainly composed of sandstones, mudstones, shales, conglomerates and some diamictites (paraconglomerates). The diamictites are not abundant in this Formation but they form thick beds in determined stratigraphic levels of the Upper Member. According to the Eyles' classification the diamictites are divided in four types named: Dmm (Matrix-supported masive diamictites), Dmg (matrix-supported graded diamictites), Dms (matrix-supported stratified diamictites) and Dml (matrix-supported laminated diamictites).

The sedimentological evidences suggest that Dmg and Dms types are resedimented diamictites. On the contrary in the major part of the matrix-supported laminated diamictites (Dml) have not been found evidences of resedimentation. In addition Dml type shows dropstones, striated and faceted clasts, suggesting that Dml type was formed by drop of clasts contained in iceberg. Therefore the Dml lithofacies is genetically similar to the "iceberg dump till deposits described by Thomas and Connell (1985).

Finally the stratigraphic and paleoenvironmental significance of the diamictites is considered. These rocks are here related to the glacial episode occurred in this part of Gondwana during the latest Early Carboniferous- earliest Late Carboniferous; so that these rocks can be considered an excellent stratigraphic correlation level for intercuencial studies. In this sense the glacial diamictites here considered may correlate with the described in the Agua Colorada Formation (Paganzo Basin), Hoyada Verde Formation (Calingasta-Uspallata Basin) and Carboniferous rocks of the northern Precordillera.

INTRODUCCION

La Formación Cortaderas (Scalabrini Ortiz, 1973) conforma una potente secuencia silicoclástica depositada en la Cuenca del Río Blanco durante el Carbonífero. Esta unidad corona la secuencia neopaleozoica aflorante sobre la vertiente occidental de la Sierra de La Punilla en las proximidades de la localidad de Malimán (Precordillera de San Juan, fig. 1). De acuerdo a Scalabrini Ortiz (1973) la Formación Cortaderas puede ser dividida en tres miembros, a los que propuso

llamar: 1. de conglomerados gris verdosos oscuros (base), 2. de areniscas gris verdosas y 3. de limolitas y conglomerados verdosos (techo). La existencia de diamictitas en el miembro 3 ha sido recientemente dada a conocer para la unidad (Limarino y Page, 1987).

El paleoambiente sedimentario del miembro superior fue interpretado como lacustre y fluvial por Scalabrini Ortiz (1970, 1973). La información aquí obtenida concuerda con un ambiente de sedimentación subacuoso para la unidad, pero claramente sugiere que la misma fue sedimentada en ambiente marino de plataforma.

El propósito de este trabajo es 1) reportar la existencia de diamictitas en la Formación, describiendo sus características y mecanismos de sedimentación; 2) estudiar el paleoambiente sedimentario del miembro superior y 3) discutir el significado paleoclimático y la importancia estratigráfica de las diamictitas en cuestión.

GEOLOGIA DE LA QUEBRADA DE LA CORTADERA

La figura 1 muestra un bosquejo geológico de la parte superior y media de la quebrada de La Cortadera. Las unidades más antiguas del área son de edad devónica y corresponden a las Formaciones Chigua (miembro Chavela, Furque y Baldi, 1973) y Punilla (Furque, 1963). La primera asignada al Devónico superior (Furque y Baldi, 1973) está mayormente formada por areniscas (medianas y finas), pelitas laminadas y algunas calizas. En lo que respecta a la Formación Punilla presenta una posición estratigráfica bastante incierta, tradicionalmente se la ha considerado devónica (frecuentemente devónica media) aunque no puede descartarse una edad devónica superior o aún carbonífera inferior temprana para la unidad. Punilla esta compuesta por areniscas, pelitas y escasos conglomerados de colores verde, gris verdoso, hasta gris oscuro y alcanzaría más de 3.000 metros de espesor.

Sobre la Formación Chigua y en discordancia angular se disponen las sedimentitas carboníferas divididas en dos formaciones, Malimán (la inferior; Scalabrini Ortiz, 1973) y

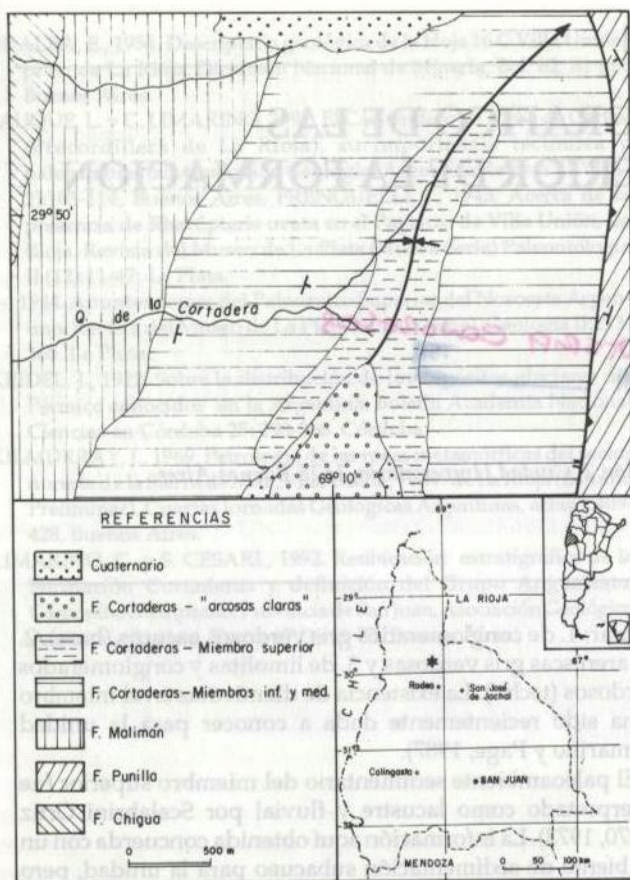


Figura 1: Mapa de ubicación y geología de la quebrada de La Cortadera (modificado de Scalabrini Ortiz, 1973).

Cortaderas (la superior; Scalabrini Ortiz, 1973) ambas recientemente incluidas en el Grupo Angualasto (Limarino y Césari, 1993). La Formación Malimán (1100 metros de espesor) es principalmente arenosa, con algunos niveles de diamictitas en la base y en la parte media asociados a potentes intercalaciones de pelitas laminadas. Todo el conjunto fue depositado en ambiente marino de plataforma (Limarino y Césari, 1993), aunque la parte superior, junto con la base de la Formación Cortaderas, probablemente representan facies de abanicos deltaicos progradantes (Limarino y Caselli, 1992).

La Formación Cortaderas (Carbonífero inferior a superior temprano), que incluye a las diamictitas aquí analizadas, cubre en concordancia (Limarino y Caselli, 1992; Limarino y Césari, 1993) o discordancia erosiva (Scalabrini Ortiz, 1973) a la Formación Malimán. Se trata de una potente secuencia de unos 1100 metros de espesor integrada mayormente por areniscas (wackes), aunque los conglomerados son dominantes en el miembro inferior y las pelitas en el superior.

Las diamictitas afloran próximas al techo de la Formación Cortaderas, en la quebrada homónima, sobre la vertiente occidental de la Sierra de La Punilla (noroeste de la provincia de San Juan). Esta quebrada ha sido propuesta como perfil tipo de la Formación por Scalabrini Ortiz (1973) y como estratotipo del Grupo Angualasto por Limarino y Césari (1993). Debido principalmente a la falla que cercena el techo de la Formación (fig. 1) y a la existencia de una estructura

sinclinal en el área de la quebrada de La Cortadera, el miembro superior (y por lo tanto las diamictitas) afloran únicamente en esta quebrada. Hacia el sur los niveles se adelgazan progresivamente hasta desaparecer a la altura de la quebrada de Chavela, mientras que hacia el norte se encuentran cubiertos por sedimentos cuaternarios (fig 1).

Las diamictitas aquí tratadas no son las únicas que muestra la Formación Cortaderas, algunos escasos y poco potentes (pocas decenas de centímetros) niveles de paraconglomerados y pelitas guijarrosas macizas han sido también observados en el miembro medio, pero ellos no son aquí objeto de estudio y resultan genéticamente diferentes a las consideradas en este trabajo.

Una aclaración debe ser hecha con respecto a un conspicuo paquete de areniscas gris blanquecinas, arcósicas, a menudo guijarrosas, que se disponen sobre las pelitas verdosas y diamictitas que caracterizan al miembro superior de Cortaderas. Scalabrini Ortiz (1973) no hizo referencia explícita a estas rocas al definir la Formación, aunque de su mapa geológico puede deducirse que las incluyó en los niveles más altos de la unidad, conformando el núcleo de una estructura sinclinal. En este trabajo nosotros identificamos informalmente a estas rocas como "nivel de arcosas claras", al que incluimos con reservas en la Formación Cortaderas (siguiendo el mapeo efectuado por Scalabrini Ortiz), aunque aceptando que futuros estudios regionales lleven a reubicarlas en la base del Grupo Paganzo.

LITOLOGIA DEL MIEMBRO SUPERIOR

Conforman la mayor parte de este miembro areniscas muy finas y pelitas de color gris verdoso, entre las que se interponen varios niveles de diamictitas y pelitas guijarrosas (en ocasiones laminadas). Este miembro, de unos 150 metros de espesor, es marcadamente diferente al resto de la Formación Cortaderas, en su litología y en el color verde que la caracteriza. Teniendo en cuenta la interpretación paleoambiental de la que será objeto se utiliza aquí la nomenclatura de litofacies propuesta por Eyles *et al* (1983), ligeramente modificada y adaptada a los fines de la presente contribución (figura 2).

Psefitas

Las psefitas componen aproximadamente el 15% del miembro. Se trata en su mayoría de paraconglomerados matriz-sostenidos y en mucha menor proporción de ortoconglomerados, también con elevados porcentajes de matriz.

Estas rocas se disponen principalmente en dos niveles estratigráficos, el inferior ubicado aproximadamente en la base del miembro tiene un espesor de unos 30 metros y se haya compuesto por diamictitas matriz-soportadas (Dmm, fig. 3). Se trata en su mayoría de paraconglomerados, de color gris pardo a gris verdoso, con matriz limosa y diámetros máximos de clastos que oscilan entre 15 y 30 centímetros. La fracción mayor está formada principalmente por rodados de rocas metamórficas de bajo grado, conglomerados, cuarzo de

vena, pelitas, areniscas finas y calizas; todos estos probablemente provenientes de la Formación Punilla a excepción de las calizas las que corresponderían a la Formación San Juan. También en este intervalo ha sido registrada la presencia de escasos ortoconglomerados polimícticos, matriz-sostenidos, macizos (Gmm) y de muy delgados niveles de areniscas guijarrosas (SGmm).

El nivel estratigráfico superior (fig. 3), próximo al techo del miembro, no conforma un único horizonte definido, ya que en realidad se trata de varios niveles de pefitas intercaladas entre secuencias de pelitas y areniscas finas. Dos tipos de rocas son reconocibles en este conjunto; por un lado diamictitas estratificadas en bancos lenticulares, las que a menudo muestran gradación positiva (Dmg) u otros tipos de estratificación como el desarrollo de una imperfecta fábrica plana donde los ejes "a" de clastos se disponen paralelos a los planos de estratificación (Dms).

Por otro lado, existen potentes paquetes, más o menos tabulares a escala de afloramiento (de hasta 3 metros de espesor), de diamictitas matriz-soportadas, las que pueden resultar macizas (Dmm, foto 1) o con matriz laminada (Dml, foto 2). Estas rocas son similares a las ya descritas en el nivel inferior (especialmente en la composición de los clastos), pero a diferencia de aquellas muestran: mucha más baja relación clasto/matriz, mayor diámetro de clastos (hasta 120 centímetros, foto 3), frecuentes bloques facetados y estriados (foto 4) y comunes estructuras de impacto.

Psamitas

Componen aproximadamente el 35% del miembro y con la excepción de algunas areniscas gruesas (en parte guijarrosas) cerca de la base y el techo de la unidad, la gran mayoría son areniscas finas y muy finas gris verdosas. Conforman bancos tabulares, generalmente medianos hasta delgados, de base plana. Estas areniscas por regla general se asocian a pelitas

CODIGO	DESCRIPCION	PARTICIPACION
Dmm	Diamictitas matriz-soportadas macizas	6%
Dmg	Diamictitas matriz-soportadas gradadas	4%
Dms	Diamictitas matriz-soportadas estratificadas	2%
Dml	Diamictitas matriz-soportadas laminadas	7%
Gmm	Conglomerados matriz-soportados macizos	2%
SGm	Areniscas guijarrosas macizas	2%
Sh	Areniscas con laminación horizontal	16%
Sr	Areniscas con laminación ondulítica	10%
Sd	Areniscas con deformación sinsedimentaria	3%
Fl	Pelitas laminadas	35%
Fm	Pelias macizas	6%
Fd	Pelitas con cadilitos	5%
Fb	Pelitas bioturbadas	2%

Figura 2: Código de litofacies empleado en este trabajo (modificado de Eyles et al (1983).

conformando secuencias de hasta 30 metros de espesor caracterizadas por la alternancia rítmica de bancos delgados de areniscas finas y pelitas laminadas (en ocasiones conteniendo "clastos fuera de tamaño", foto 5). Internamente las capas arenosas muestran laminación horizontal (Sh) o exhiben bien desarrollada laminación ondulítica de corriente (Sr). Sólo en casos excepcionales ha sido identificada la presencia de calcos de surco o punzamiento y deformación sinsedimentaria (Sd).

Aunque cuantitativamente muy minoritarias, es destacable la existencia de delgados niveles de areniscas guijarrosas (SGm) especialmente asociadas a las diamictitas arriba descritas. Se trata preferentemente de areniscas medianas a gruesas de color verde, que contienen dispersos guijarros y guijones de hasta 8 centímetros de diámetro máximo.

Pelitas

Se trata de limolitas y arcilitas que componen el 50% del miembro, son de color verde oscuro, están estratificadas en bancos tabulares, delgados, por lo general laminados (Fl), raramente macizos (Fm).

Algunas pelitas suelen contener clastos de gran tamaño (hasta 15 cm de diámetro máximo), que deforman la laminación y presentan estructuras de impacto (cadilitos, Fd; foto 6).

Por último, ha sido identificado, próximo a la base del miembro, un banco de limolita arenosa de color gris con importante bioturbación vegetal y numerosos pedotúbulos (Fb).

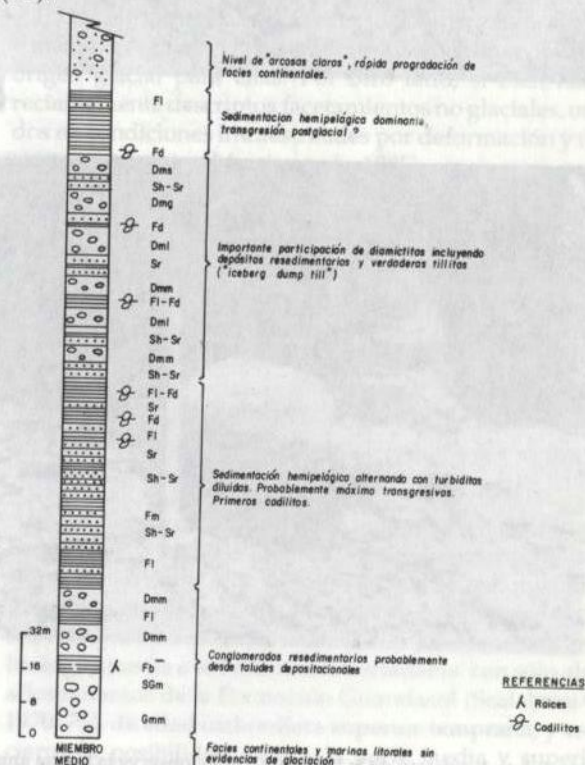


Figura 3: Perfil esquemático del miembro superior de la Formación Cortaderas.

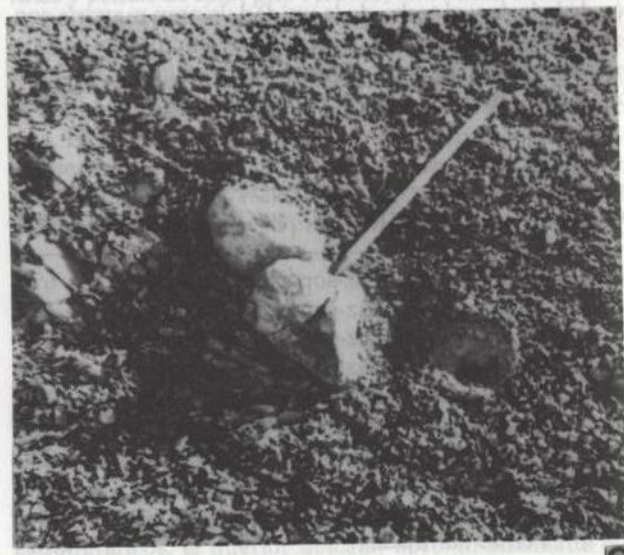
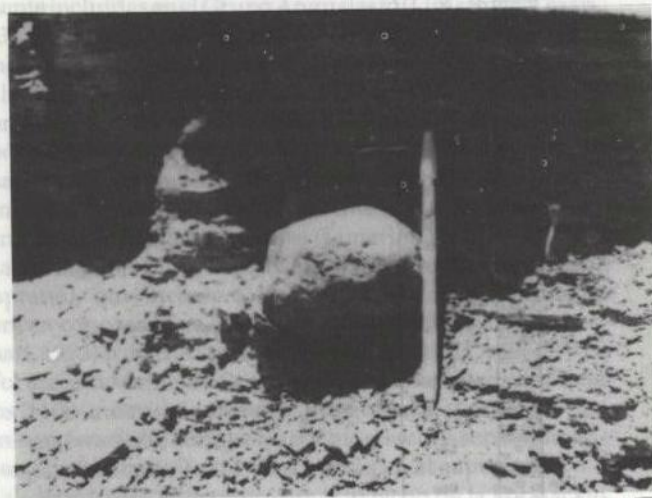
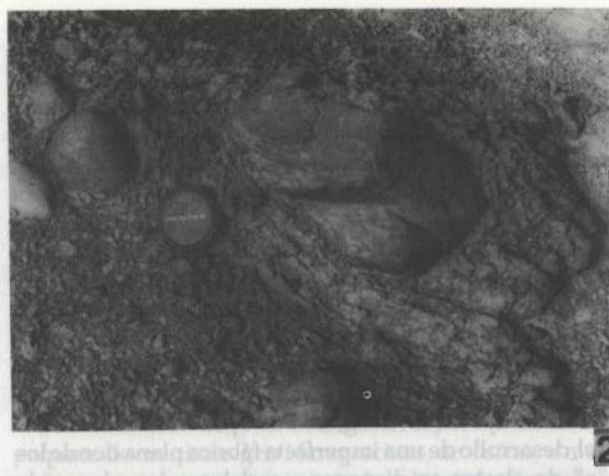


Lámina 1: foto 1, aspecto de la litofacies Dmm, observe la forma angulosa de los clastos y el carácter macizo de la matriz; foto 2, diamictita del tipo Dml conteniendo clastos de hasta 45 cm de diámetro máximo; foto 3, bloque de caliza (cadilito) de 120 cm de diámetro en litofacies Dml; foto 4, clasto de arenisca fina muy silicificada (proveniente de la F. Punilla ?) facetado y estriado (litofacies Dmm); foto 5, clasto "fuera de tamaño" (probable cadilito) en turbiditas distales del tipo Sh—Sr—Fl; foto 6, cadilitos sobreimpuestos en litofacies Fd.

INTERPRETACION

El origen del miembro superior de la Formación Cortaderas había sido considerado por Scalabrini Ortiz (1970, 1973) como lúmnico. Nuestras observaciones coinciden en un origen subacuático, pero las evidencias sedimentológicas y el hallazgo de acritarcas (Césari y Limarino, 1992) en varios niveles de pelitas laminadas (Fl) sugiere un ambiente marino de sedimentación.

El tramo inferior del perfil (fig. 3), está formado por depósitos litorales que incluyen un nivel de pelitas con importante bioturbación vegetal (Fb) indicando la presencia de paleosuelos. Las psefitas identificadas en este intervalo corresponden a diamictitas del tipo Dmm junto a ortoconglomerados (Gmm) y areniscas guijarrosas (SGm). Es muy probable que Gmm y SGm (asociados al nivel de paleosuelo Fb) correspondan a depósitos fluviales, cubiertos por diamictitas (Dmm) que indicarían el inicio de la transgresión marina (fig. 3). Estas últimas son aquí interpretadas como diamictitas resedimentadas por corrientes densas, probablemente desde un talud depositacional, en regiones próximas a la línea de costa.

Hacia niveles estratigráficos superiores la secuencia demuestra haber sido depositada en condiciones de mayor profundidad, que llevaron a la formación de algunos niveles de turbiditas delgadas (ciclos Sh—Sr—Fl), junto a la depositación por decantación de gran parte de las pelitas laminadas (Fl). Todo este conjunto habría sido sedimentado en áreas de plataforma, por debajo de la base del tren de olas, donde las turbiditas podrían haber sido generadas a favor de taludes depositacionales probablemente relacionados a las diamictitas del tipo Dmm arriba descritas. Sin embargo, no puede descartarse que parte de los ciclos Sh—Sr—Fl puedan haber sido originados por acción de tormentas y deban ser considerados tempestitas (c.f. Swift *et al.*, 1987). Asociados a estos niveles es frecuente la presencia de cadilitos (Fd, foto 5).

Los importantes espesores de pelitas laminadas (Fl) y algunas pelitas macizas muy bioturbadas (Fm-Fb, probablemente "homogeneizadas") corresponden a altas tasas de sedimentación hemipelágica concomitante con las condiciones glaciales. En este sentido Pickering *et al.* (1986) han señalado que en altas latitudes el balsaje glacial contribuye a la formación de potentes secuencias de sedimentos pelíticos hemipelágicos. Sin embargo una explicación alternativa ha sido propuesta por McCabe (1986) quien ha relacionado la existencia de este tipo de secuencias a la formación de corrientes densas y turbulentas durante períodos de retracción glacial. En fecha reciente Kuvaas y Leitchenkov (1992) han también recalcado la importancia de las corrientes de fondo oceánico como medio de transporte de sedimentos de grano fino en secuencias glaciomarinas. Es más, los citados autores han demostrado una estrecha interacción entre las corrientes de fondo y turbiditas glaciomarinas como las consideradas en este trabajo.

Las diamictitas ubicadas próximas al techo del miembro, deben ser, desde el punto de vista genético, divididas en dos tipos principales. Por un lado la mayor parte de las diamictitas clasto-soportadas, imperfectamente estratificadas, que conforman bancos lenticulares (Dmg y Dms). Estas rocas serían el resultado de corrientes de densidad y deslizamientos

subacuáticos, representando por lo tanto diamictitas resedimentadas.

En contraposición, la mayor parte de las diamictitas matriz-soportadas laminadas (Dml), no exhiben evidencias de resedimentación y serían el resultado de dos procesos de sedimentación independientes pero sobreimpuestos. Por un lado la decantación de material fino (o eventualmente corrientes tractivas de fondo oceánico) que producirían la laminación y por el otro la caída de guijas, guijarros y aún bloques a consecuencia del desmembramiento de témpanos (c.f. Visser y Looek, 1987). La génesis sugerida es avalada por la frecuente existencia de estructuras de impacto (Crowell, 1976), el gran tamaño de algunos de los bloques incluidos y la existencia de clastos estriados y facetados. Es importante destacar que este tipo de diamictitas grada lateral y verticalmente a pelitas con cadilitos (Fd) que presentarían origen análogo. Teniendo en cuenta que de acuerdo al mecanismo propuesto la mayor parte del material grueso ha sido depositado por el hielo (témpanos), nosotros consideramos a estos depósitos como "tillitas de caída de iceberg" ("iceberg dump till") de acuerdo a lo propuesto por Thomas y Connell (1985, véase también Ovenshine, 1970 y Anderson *et al.*, 1980).

De acuerdo con lo expuesto podemos sugerir un modelo de sedimentación glaciomarina medio a distal para el miembro superior de la Formación Cortaderas (c.f. Eyles *et al.* 1985). Es importante aclarar que la mera presencia de diamictitas no es el único criterio utilizado para suponer la existencia de condiciones glaciales. En este sentido debe recordarse la existencia de estructuras de impacto en las diamictitas Dml y en las pelitas con cadilitos Fd, la presencia de clastos facetados y de estrías glaciales.

En el caso particular de las estrías, la existencia de dos o más juegos de estrías es un fuerte argumento en favor de un origen glacial para ellas. Por otro lado, si bien han sido recientemente descriptos facetamientos no glaciales, originados en condiciones intraestrateles por deformación y disolución por presión (Martín *et al.*, 1985), en nuestro caso esa posibilidad debe ser totalmente excluida, debido a la falta de recristalización de la matriz y de evidencias de condiciones diagénicas extremas. Además, la asociación superficie facetada-estriada es un fuerte argumento en favor de un origen glacial (cf. Limarino y Gutierrez, 1990).

IMPORTANCIA ESTRATIGRAFICA DE LAS DIAMICTITAS DE LA FORMACION CORTADERAS

La existencia de diamictitas en el miembro superior de la Formación Cortaderas es un importante elemento de correlación, que por otro lado permite ajustar la antigüedad de la glaciación gondwánica en esta parte de Argentina. Los primeros trabajos de Scalabrini Ortiz (1970, 1973) correlacionaron litológicamente a la Formación Cortaderas con sólo algunos afloramientos de la Formación Guandacol (Scalabrini Ortiz, 1970: 75), de edad carbonífera superior temprana, y establecieron la posibilidad de que la parte media y superior de Cortaderas se hubieran depositado sincronicamente con las Formaciones Tupe (Carbonífero superior tardío) y Patquía (Pérmico inferior). Por lo tanto, y de acuerdo a este modelo de

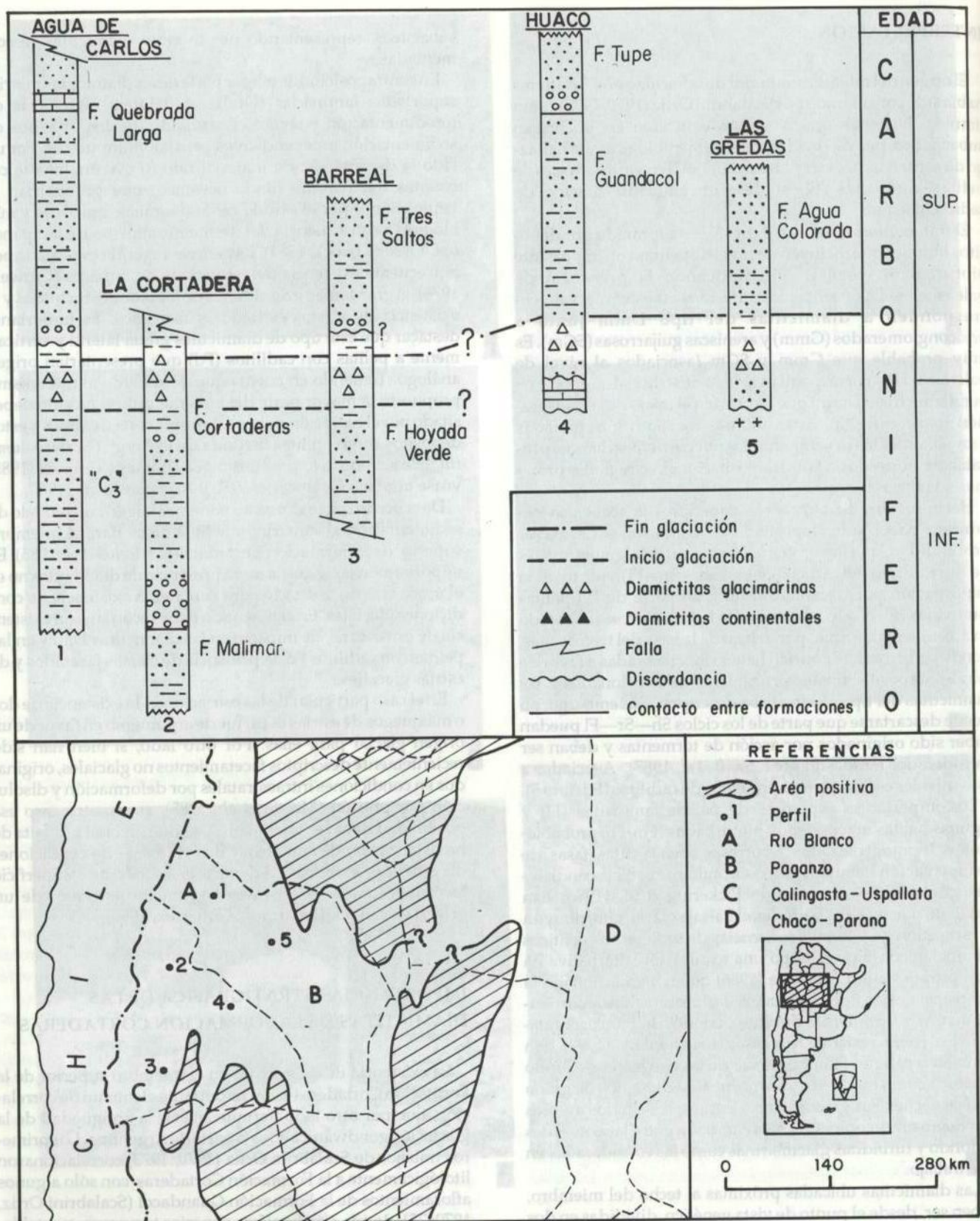


Figura 4: Modelo de correlación intercultural utilizando al "horizonte glacial" como nivel guía.

correlación, la edad de la Formación Cortaderas se extendería desde el Carbonífero superior temprano hasta quizás el Pérmico.

Más recientemente Césari y Limarino (1992) dieron a conocer la existencia de asociaciones palinológicas provenientes de tres niveles de pelitas laminadas interestratificadas entre las diamictitas aquí tratadas (parte superior de la Formación). La asociación en cuestión incluía esporas (tales como *Verrucosporites congestus*, *Emphanisporites rotatus*, *Dibolisporites microspicatus*) acritarcas, que aunque subordinados en número están presentes en todas las asociaciones (*Maranhites brasiliensis*, *Dictyotidium cavernosulum*, *Verhyachium downiei*) junto a algunos chitinozoarios y escolecodontes.

Todas las especies encontradas en esta asociación presentan un rango estratigráfico restringido al Carbonífero inferior, siendo algunas especies abundantes también durante el Devónico (Césari y Limarino, 1992).

Por otro lado, es destacable la falta total de granos de polen y de esporas integrantes de las bien conocidas palinozonas del Carbonífero superior.

Todo lo dicho hace suponer que las diamictitas aquí analizadas se habrían depositado durante el más tardío Carbonífero temprano, sin descartar que los niveles cuspidales puedan haber alcanzado el inicio del Carbonífero tardío. Esta última posibilidad parece estar reforzada por el hallazgo de *Nothoracopteris argentinica* y *Botrychiopsis* sp. (integrantes de la Flora NBG del Carbonífero superior) en "un paquete de areniscas por arriba de un miembro de diamictitas y pelitas oscuras" (Carrizo, 1990). El nivel señalado por Carrizo corresponde con gran probabilidad al "nivel de arcosas claras" considerado en este trabajo, no solo por su ubicación por encima de las diamictitas y pelitas oscuras, sino también porque de acuerdo a Carrizo (1990) el nivel fosilífero se ubica entre "los estratos más altos de la sección superior de la Formación".

La existencia de diamictitas relacionadas al evento glacial apoya la edad Carbonífera inferior a superior temprana para la Formación Cortaderas. Esto es así debido a que la finalización del evento glacial en la vecina Cuenca Paganzo tiene una edad Carbonífera superior temprana a juzgar por información paleontológica (Limarino y Gutiérrez, 1990).

Es además destacable que los depósitos glaciales reconocidos en este trabajo señalarían el inicio de la glaciación carbonífera en Argentina, ya que ellos se disponen sobre secuencias marinas (litorales) y continentales (miembro medio de la Formación Cortaderas) que no muestran evidencia alguna de clima glacial (Limarino y Césari, 1993). Resultan pues estas diamictitas, tal cual lo atestiguan los datos paleontológicos señalados, uno de los más antiguos testimonios de la glaciación gondwánica conocidos hasta la fecha. Las diamictitas de origen glacial, tratadas en este trabajo, resultan además un importante elemento de correlación intercuenal. En la figura 4 hemos ensayado un modelo de correlación cronoestratigráfica utilizando al "horizonte glacial" como nivel guía, sobre esta base hemos vinculado secuencias pertenecientes a tres cuencas del noroeste (Paganzo, Río Blanco y Calingasta-Uspallata). Bajo la denominación de "horizonte glacial" nosotros incluimos al intervalo estratigráfico comprendido entre el inicio y el fin de la

glaciación en las tres cuencas consideradas, sin importar sus ambientes y mecanismos depositacionales. De esta forma el "horizonte glacial" queda definido por rocas de distinto origen (verdaderas tillitas, depósitos glacialacustres, glacialfluviales, glacialmarinos proximales, glacialmarinos distales etc.) pero que como rasgo común muestran evidencias de acción glacial durante su depositación.

Aceptando la validez de este nivel guía es posible vincular temporalmente a las diamictitas aquí analizadas con aquellas encontradas en la zona de Agua de Carlos (Fauqué y Limarino, 1992), con las decriptas por Gonzalez (1981) y López Gamundi (1985) en la Formación Hoyada Verde, con las diamictitas de la Cuesta de Huaco (Formación Guandacol, Martinez, 1992) y finalmente con las tillitas continentales de la base de la Formación Agua Colorada (Limarino y Gutierrez, 1990).

CONCLUSIONES

De lo hasta aquí expuesto pueden extraerse las siguientes conclusiones:

1. El miembro superior de la Formación Cortaderas corresponde a sedimentos marinos de plataforma, formados como resultado de un importante evento transgresivo producido a fines del Carbonífero temprano.

2. Este miembro además incluye diamictitas, las que resultan de al menos dos procesos depositacionales: 1) decantación de material fino (matriz) con simultánea acumulación de cadilitos (clastos mayores) como resultado de la fusión de témpanos, y 2) resedimentación por flujos de gravedad. La existencia de las diamictitas del primer tipo y las características de las litofacies asociadas llevan a describir a estos depósitos como muy probables secuencias glacialmarinas medias a distales.

3. La identificación de un intervalo estratigráfico que registra la fase glacial neopaleozoica en la Formación Cortaderas es de gran valor para la correlación estratigráfica intercuenal. En efecto, estas diamictitas pueden ser consideradas aproximadamente sincrónicas con otras de origen glacial descriptas en las Cuencas Paganzo, Calingasta-Uspallata y en la parte septentrional de la Cuenca Río Blanco. De esta forma puede comenzar a definirse un "horizonte de correlación" entre las tillitas continentales de la parte basal de la Formación Agua Colorada (Limarino y Gutierrez, 1990), las secuencias glacialgenicas de la Precordillera central (Bercowski y Milana, 1990), los niveles glacialmarinos de la Formación Hoayada Verde (González, 1981; López Gamundi, 1987) y las diamictitas reconocidas en la parte septentrional de la Precordillera riojana (Fauqué y Limarino, 1992).

AGRADECIMIENTOS

El presente estudio fue financiado con el PID 1989/91 otorgado por el CONICET.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ANDERSON, J., D. KURTZ, E. DOMACK y K. BALSHAW, 1980. Glacial and glacial marine sediments of the Antarctic continental shelf. *Journal of Geology* 88: 399-414.
- BERCOWSKI, F. y J. MILANA, 1990. Sedimentación glacimarina: nueva interpretación para la Formación Guandacol, (Carbonífero) en el perfil del Río Francia, Precordillera Central, San Juan. III Reunión Argentina de Sedimentología, Actas I: 37-42.
- CARRIZO, H., 1990. Nuevos hallazgos de componentes de la Flora NGB en la Formación Cortaderas, Precordillera, y en la Formación Las Salinas, Patagonia extraandina. Annual Meeting Working Group, Project 211 (IUGS-UNESCO), Late Paleozoic of South America, Abstracts: 31, Santa Cruz de La Sierra.
- CESARI, S. y C. LIMARINO, 1992. Palinomorfos eocarboníferos en la Formación Cortaderas, provincia de San Juan, Argentina. VIII Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Actas: 45-48.
- CROWELL, J., 1976. Gondwanan glaciation, cyclothems, continental positioning and climate change. *American Journal Science* 278: 2165-2182.
- EYLES, N., C. EYLES y A. 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., N. EYLES y A. MIAL, 1985. Models of glacimarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 51: 15-84.
- FAUQUE, L. y C. LIMARINO, 1992. El Carbonífero de Agua de Carlos (Precordillera de La Rioja), su importancia tectónica y paleoambiental. *Asociación Geológica Argentina Revista XLVI*: 103-114.
- FRENGUELLI, J., 1952. Floras devónicas de la Precordillera de San Juan. *Asociación Geológica Argentina Revista VI*: 83-94.
- FURQUE, G., 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b, Guandacol. Provincia de La Rioja y San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería Boletín 92, 100 pp. Buenos Aires.
- FURQUE, G. y B. BALDIS, 1973. Nuevos enfoques estratigráficos en el Paleozoico del noroeste de la Precordillera. V Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 241-251. Buenos Aires.
- GONZALEZ, C., 1981. Pavimento glaciario en el Carbónico de la Precordillera. *Asociación Geológica Argentina Revista* 36: 262-266.
- KUVAAS, B. y LEITCHENKOV, G., 1992. Glaciomarine turbidite and current controlled deposits in Prydz Bay, Antarctica. *Marine Geology* 108 (4): 347-365.
- LIMARINO, C. y R. PAGE, 1987. Nuevos depósitos de diamictitas en unidades carboníferas del noroeste de la República Argentina. Proyecto IUGS-UNESCO 211, Paleozoico tardío de América del Sur. Resúmenes: 20-22. Buenos Aires.
- LIMARINO, C. y P. GUTIERREZ, 1990. Diamictites in the Agua Colorado Formation (northwestern Argentina): New evidence of Carboniferous glaciation in South America. *Journal of South America Earth Sciences*, 3 (1): 9-20.
- LIMARINO, C. y A. CASELLI, 1993. Análisis paleoambiental de los conglomerados del miembro inferior de la Formación Cortaderas (Carbonífero inferior de la Cuenca del Río Blanco). Implicancias tectónicas y estratigráficas. IV Reunión Argentina de Sedimentología Actas I: 143-150.
- LIMARINO, C. y S. CESARI, 1993. Reubicación estratigráfica de la Formación Cortaderas y definición del Grupo Angualasto (Carbonífero inferior de la Precordillera de San Juan). *Asociación Geológica Argentina Revista* 47: 61-72.
- LOPEZ GAMUNDI, O., 1985. Modelo de sedimentación glacimarina para la Formación Hoyada Verde, Paleozoico superior de la provincia de San Juan. *Asociación Geológica Argentina Revista XXXVIII*: 60-72.
- LOPEZ GAMUNDI, O., 1987. Depositional models for the glaciomarine sequences of Andean Late Paleozoic Basins of Argentina. *Sedimentary Geology*, 52: 109-126.
- MARTIN, H., H. PARADA y O. WALLISER, 1985. Mixtite deposits of the Damara sequence, Namibia, problems of interpretation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 51: 159-196.
- MARTINEZ, M., 1992. Marine fauna occurrence in the Guandacol Formation (Carboniferous) at Agua Hedionda, San Juan, northeastern Precordillera Argentina. XII International Congress of Carboniferous and Permian Stratigraphy, Resúmenes 2:3.
- MCCABE, A., 1986. Glaciomarine facies deposited by retreating tide-water glaciers: an example from the Late Pleistocene of Northern Ireland. *Journal of Sedimentary Petrology* 56: 880-894.
- OVENSHINE, A., 1970. Observations of icebergrifting in Glacier Bay, Alaska and the identification of ancient ice-rafted deposits. *Geological Society of America Bulletin* 81: 891-894.
- PICKERING, K.; STOW, D.; WATSON, H. Y HISCOTT, R., 1986. Deep-water facies, processes and models. A review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Science Reviews*, 23: 75-174.
- SCALABRINI ORTIZ, J., 1970. Litología, variaciones faciales, proveniencia y paleocorrientes del Carbónico de la Hoja 17b, Guandacol. Norte de la Precordillera Sanjuanina. Tesis Doctoral (inérita). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
- SCALABRINI ORTIZ, J., 1973. El Carbónico en el sector septentrional de la Precordillera sanjuanina. *Asociación Geológica Argentina Revista XXVII*: 351-377.
- SWIFT, D., P. HUDELSON, R. BRENNER y P. THOMPSON, 1987. Shelf construction in a foreland basin: storm beds, shelf sandbodies, and shelf-slope depositional sequences in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Book Cliffs, Utah. *Sedimentology* 34: 423-457.
- VISSER Y LOOCK, 1987. Ice margin influence on glaciomarine sedimentation in the Permo-Carboniferous Dwyka Formation from the Southwestern Karoo, South Africa. *Sedimentology* 34: 929-941.
- THOMAS, G. y R. CONNELL, 1985. Iceberg drop, dum and grounding structures from Pleistocene glacio-lacustrine sediments, Scotland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 243-249.