

LITOFACIES Y PALEOCORRIENTES DE LA FORMACION SOLARI, PROVINCIA DE CORRIENTES

Guillermo A. Jalfin

RESUMEN

Se distinguen tres litofacies principales: Facies PB (areniscas medianas con laminación paralela producida por tracción de granos), Facies GFL (areniscas muy finas con laminación paralela producida por precipitación de granos) y Facies SF (areniscas finas con estratificación cruzada producida por deslizamientos).

Teniendo en cuenta las relaciones entre cada una de estas facies, el orden de los contactos, tipos de estratificación y edad de las sedimentitas se interpreta que la Formación Solari representaría el suroeste del paleoerg Botucatú y que la sedimentación habría tenido lugar a través de dunas complejas o draas separadas por extensas áreas de interduna. Se interpreta también que los vientos dominantes habrían soplado del cuadrante SSO habiéndose obtenido una dirección de paleocorrientes de 58°.

ABSTRACT

Three main psamitic lithofacies can be distinguished: Facies PB (medium sandstone with planebed lamination produced by grain traction), Facies GFL (very fine sandstone with grainfall lamination) and Facies SF (fine sandstone with sandflow cross-stratification).

Taking in account the facies relations, the hierarchy of bounding surfaces, types of stratification and age of the sediments, it is interpreted that the Solari Formation represent the SW Botucatú paleoerg, and that sedimentation took place through complex dune or draas separated by extended interdune areas. Dominant winds probably blown from the SSW, mean paleocurrents direction is 58°.

INTRODUCCION

El presente trabajo forma parte de las investigaciones que viene llevando a cabo el Programa de Investigaciones Geológicas y Paleontológicas (PRINGEPA - CONICET) en relación con las sedimentitas aflorantes en la provincia de Corrientes. En esta oportunidad se analizan las colianitas pertenecientes a la Formación Solari en los alrededores de las localidades de Mercedes, Mariano I. Loza (Solari) y Curuzú Cuatiá. En la fase preliminar de este trabajo se ubicaron geográficamente los afloramientos, confeccionándose un bosquejo geológico a escala 1:50.000. Al mismo tiempo, se levantaron perfiles estratigráficos, reconociéndose como la sección más representativa de la unidad, en el área estudiada, al perfil ubicado sobre la ruta provincial 119 en las proximidades de Mariano I. Loza (figura 1). En segunda instancia, se definieron cada una de las litofacies sobre la base de las estructuras primarias y atributos granulométricos. Asimismo, se investigó sus relaciones espaciales a través de la geometría de los estratos y tipos y jerarquía de las superficies limitantes. A partir de esta información se elaboró un modelo depositacional que intenta explicar tanto las condiciones aerodinámicas de sedimentación como la arquitectura de las paleoformas.

ESTRATIGRAFIA

Las sedimentitas que hoy se entienden como pertenecientes a la Formación Solari ya habían sido reconocidas por Hausen (1919) y posteriormente incluidas en la Serie Saobentina por Bonarelli y Longobardi (1929). Sin embargo, recién Herbst (1971) introduce en la literatura el término Formación Solari, contemplando en su definición dos miembros: Miembro Solari (clástico) y Miembro Serra Geral (volcánico).

Posteriormente, Gentili y Rimoldi (1979) enmiendan esa definición, proponiendo el nombre de Formación Curuzú Cuatiá dividiéndola también en dos Miembros: Miembro Solari, convalidando la definición de Herbst (1971) y Miembro Posadas para denominar a las coladas basálticas.

Recientemente, Herbst y Santa Cruz (1985) proponen la creación del "Grupo Solari-Serra Geral" (denominación informal) elevando al rango de formaciones a los miembros que definiera Herbst (*op. cit.*). Es dable destacar, que lo sugerido por estos investigadores resulta atractivo ya que el conjunto volcánico-clástico representa una unidad litoc.estratigráfica mayor y por ende el criterio de grupo reflejaría mejor una realidad observable en el campo. Sin embargo, será necesario que en el futuro se formalice ese

status estratigráfico de acuerdo con el Código de Nomenclatura Estratigráfica (1972) vigente. Asimismo, se cree prudente no acuñar aquí la definición del grupo ya que los aspectos estratigráficos formales escapan a los objetivos de este trabajo.

Por otra parte, antes de adoptar formalmente algún nombre geográfico que denomine al grupo deberán reconsiderarse las entidades ya propuestas dado que todas las definiciones estratigráficas hechas hasta el presente carecen de perfiles y/o áreas tipo. En el mejor de los casos se cuenta con descripciones litológicas generalizadas (Herbst, 1971; Herbst y Santa Cruz, 1985) mientras que en otras oportunidades, sólo se reconstruyen columnas sobre la base de observaciones hechas por terceros (Gentili y Rimoldi, 1979 - com. pers. de Rosemann y Cosentino). En lo que se refiere al área tipo tampoco hay claridad en cual sería la comarca más representativa de la entidad. Existen al respecto, marcadas diferencias de opinión entre las expresadas por Herbst (1971), Herbst y Santa Cruz (1985) y las de Gentili y Rimoldi (1979).

Se reconoce aquí como Formación Solari a las sedimentitas de origen eólico que se hallan intercaladas entre las coladas basálticas de la "Formación Serra Geral" o bien yacen inmediatamente a ellas. Litológicamente, está integrada por areniscas predominantemente finas con intercalaciones de areniscas medianas a gruesas subordinadamente, de composición cuarzosa, muy maduras textural y mineralógicamente, coherentes a muy coherentes, frecuentemente silicificadas y térmicamente metamorfizadas de colores predominantemente rojizos (10R 4/6, 10R 6/6, 10R 5/4 de la Rock Color Chart). Domina la estratificación cruzada planar cuneiforme de mediana a gran escala, ocurren subordinadamente la estratificación horizontal y la cruzada linguoide.

Los espesores observables en superficie son del orden de las decenas de metros. Herbst (1971) menciona una potencia de 80 m en la localidad de Tres Cerros, puntualizando que es el máximo espesor ocuriente en afloramientos. En la zona estudiada el máximo espesor continuo relevado, corresponde al perfil tipo (figura 1) con una potencia de 46 m aproximadamente.

En cuanto a las relaciones que guarda la Formación Solari con otras unidades, puede decirse que la base permanece oculta, desconociéndose esta relación aún en perforaciones. Sobre su techo se apoyan los basaltos de la "Formación Serra Geral". Existe consenso generalizado en considerar que ambas unidades se hallan en parte interdigitadas (Cortelezzi y Gómez, 1965; Herbst, 1971; Herbst y Santa Cruz, 1985; Gentili

y Rimoldi, 1979), lo cual se acepta también en este trabajo y se incorpora a la definición misma de la formación. No obstante, se hace hincapié en que dicha interdigitación sólo ocurre en la sección media superior de la secuencia. Es decir, que la relación entre ambas formaciones sería homologable a la que propusiera Salamuni y Bigarella (1967: 199 fig. 1 y pág. 201) para las unidades equivalentes del Brasil.

La Formación Solari no ha brindado fósiles hasta el presente, inclusive, en lo que se refiere a ichnofósiles.

La edad de esta entidad ha sido conferida sobre la base de las dataciones practicadas sobre los basaltos intercalados. Estas edades absolutas han arrojado valores desde 153 ± 5 Ma (Herbst y Santa Cruz, 1985) hasta 117 Ma (Stipanovic y Linares, 1975). Por lo tanto puede admitirse que la edad de la Formación Solari es jurásica superior (Malm) alcanzando quizás el Cretácico inferior en sus términos más altos.

Sobre la base de las consideraciones hechas sobre las relaciones de techo y base, y edad de la Formación Solari ésta podría ser correlacionada con la sección más alta de la Formación Botucatu (Brasil), con la sección superior de la Formación Tacuarembó (sensu Herbst y Ferrando, 1985) en el Uruguay, con la Formación Misiones (Paraguay) y con la Formación San Cristóbal en la llanura chaco-santafesina (Padula y Mingram, 1968).

ANÁLISIS DE FACIES

Para el reconocimiento de campo, descripción e interpretación de las litofacies se emplearon los criterios básicos expresados por Hunter (1977a, 1977b). Asimismo, para la denominación de cada una de ellas se utilizó el código de facies que propusieron Clemmensen y Abrahamsen (1983), reconociéndose en la Formación Solari tres facies principales: PB, GFL y SF. Estas serán descritas detalladamente e interpretadas a continuación.

Descripción

Facies PB

Está compuesta por areniscas medianas con una participación subordinada de areniscas gruesas en aproximadamente 5 %. Presenta laminación plano-paralela en capas de espesor variable, oscilando entre 2 mm y 2 cm. La actitud de las capas es horizontal a subhorizontal con inclinaciones que promedian los 3°. Internamente, cada una de las capas resultan totalmente macizas, no gradadas tanto en sentido vertical

como horizontal. Lateralmente, se muestra continua siendo esta característica, conjuntamente con la lineación por partición (figura 2) las más conspicuas de la facies PB. Se presenta en estratos tabulares de 0,20 m a 3 m de potencia con techo y base planar y neto (figura 3).

Esta facies se halla generalmente asociada a la facies SF, mediando entre ambas un contacto de primer orden (sensu Brookfield, 1977), subordinadamente está relacionada con la facies GFL. En ambos casos los contactos son horizontales a subhorizontales y marcadamente netos.



Figura 3: Facies PB, limitada por contactos planares y netos. Facies GFL y SF por debajo y por encima respectivamente. Formación Solari.



Figura 4: Delgada laminación producida por precipitación de granos (*grainfall lamination*). Facies GFL, Formación Solari.

Facies GFL

Está integrada por areniscas muy finas (60 %) y finas (+35 %) con una participación variable de areniscas medianas en una proporción siempre menor al 5 %, muestra una delgada laminación producida por precipitación de granos (*grainfall lamination*). Ocurre en láminas generalmente no gradadas, ocasionalmente con gradación normal en capas de 2 mm a 8 mm de espesor, continuas por decenas de metros. Forma estratos con espesores que van desde 0,10 m a 2,50 m de forma tabular con base y techo planar y neto. Frecuentemente, existen diferencias texturales entre láminas adyacentes dando lugar a secuencias rítmicas de hasta 5 cm de espesor.

La facies GFL (figura 4) se distingue en el campo de la facies PB por ser texturalmente más fina, por poseer una laminación más delgada y por la ausencia de lineación por partición.

Su abundancia relativa es de aproximadamente el 30 % del total de las facies y se halla más frecuentemente asociada a la facies SF, intercalándose con ella.

Facies SF

Compuesta por areniscas finas (70 %) y areniscas medianas (25 %) con participación subordinada de areniscas muy finas y gruesas (5 %). Está representada por las láminas frontales de los sets cruzados cuyas inclinaciones oscilan entre 10° y 25°.

La gradación normal es frecuente en la base de las láminas. Estas, en la mayoría de los casos, ocupan la parte inferior de los sets de bajo ángulo. Lateralmente, posee continuidad muy variable desde 0,50 m a 10 o 12 m como máximo. Su potencia oscila alrededor de los 10 cm dando lugar a sets que van desde los 0,30 m a varios metros. Cabe señalar que no se han observado variaciones texturales entre capas adyacentes.

Sin lugar a dudas ésta es la facies más abundante (aproximadamente 50 %) y se halla representada en todos los perfiles observados.

INTERPRETACION

Las litofacies descriptas permitirán inferir acerca de las condiciones aerodinámicas de sedimentación como así también las posiciones donde habrían tenido lugar dentro de la duna (Hunter, 1977a, figura 1; Fryberger y Schenk, 1981, figura 4; Kocurek y Dott, 1981, figura 4). Sin embargo, la morfología externa quedará tipificada a través de la forma, tipo y abundancia de los estratos cruzados y las relaciones

geométricas entre las superficies de truncamiento (Brookfield, 1977; Kocurek, 1981a, 1981b; Kocurek y Dott, 1961).

Sobre esa base se interpreta que las condiciones energéticamente más altas del medio están representadas por la facies PB. La misma se habría depositado en condiciones de alto régimen de flujo similares a las condiciones de lecho plano superior subácueas (Hunter, 1977a). El transporte de los granos habría sido predominantemente por tracción sobre una superficie relativamente plana (Hunter, 1977a), consecuentemente se habría favorecido la alineación de granos de cuarzo que dan origen a la conspicua lineación por partición presente en la facies PB de la Formación Solari. Hunter (1977a) asume que se desarrolla estratificación horizontal en condiciones de alto régimen de flujo ante la imposibilidad de formarse ondas de arena. A juzgar por la falta de gradación podría suponerse que las condiciones de velocidad del viento se habrían mantenido constantes en el momento de depositación de cada capa. La facies PB habría ocupado fundamentalmente los sectores de interduna (Clemmensen y Abrahansen, 1983).

La facies GFL se habría generado a partir del transporte de los granos por saltación sin experimentar verdaderamente suspensión. Según Hunter (1977a) la precipitación de los granos ocurre sobre pendientes tendidas a sotavento en áreas de relativa calma donde se produce la separación del flujo. En esta zona los granos "precipitan" sobre la superficie a causa de las variaciones energéticas que tienen lugar alrededor de la cara de sotavento de la duna, pudiendo experimentar posterior reptación o no. Las superficies donde tiene lugar la sedimentación por precipitación de granos habría sido principalmente plana y sin mayores irregularidades teniendo en cuenta la tabularidad de las capas halladas (Hunter, 1977a). Asimismo, la gradación normal observada en algunas ocasiones puede ser atribuida a variaciones temporarias del régimen de flujo produciéndose una merma en la velocidad del viento (Fryberger y Schenk, 1981).

La facies SF sería el producto del descenso de masas de arena sobre la cara de deslizamiento de la duna. Según Hunter (1977a) existirían tres procesos generadores de flujos de arena: deslizamientos descendentes (*slump degeneration*), escarpas de retroceso (*scarp recession*) y un mecanismo combinado a través del cual el flujo de arena se origina simultáneamente por la pérdida de cohesión y movimiento continuo de la masa de arena alrededor de una superficie de

corte. Los deslizamientos son frecuentes sobre la cara de avalancha de dunas de gran altura y éstos en contraposición a aquellos que se producen en las de pequeñas dimensiones, pueden degenerar en flujos de arena (Hunter, 1977a). Los granos son transportados por tracción (arena gruesa y mediana) y/o saltación (arena fina y muy fina) hasta la cresta y luego se desliza por la cara de sotavento por tramos y sólo alcanzan el seno de la duna si ésta es de pequeñas dimensiones (Hunter, *op. cit.*). Los depósitos de avalancha son el resultado de la residentación de granos que son movidos pendiente abajo por efectos de la gravedad (Fryberger y Schenk, 1981). La intercalación entre las facies GFL y SF observada resulta frecuente en las eolianitas (Hunter, 1977a), asimismo se interpreta que muchas de las capas frontales adjudicadas a la facies SF se habrían generado a partir de la resedimentación de la facies GFL.

Tipos de estratificación y superficies limitantes

Precedentemente se han descripto las facies en términos genéticos (Fryberger y Schenk, 1981), utilizando los criterios de estos autores a continuación se considerarán los distintos tipos de estratificación en términos estructurales (Fryberger y Schenk, *op. cit.*).

Teniendo en cuenta la clasificación de estratos cruzados dada por McKee y Weir (1953) puede decirse que el tipo de estratificación cruzada cuneiforme es la más comunmente observable en la Formación Solari. Varios autores (McKee, 1966; Bigarella, 1972; por citar sólo algunos) coinciden en que éste tipo de estratificación es la más frecuente en las sedimentitas eólicas.

Los espesores de los sets cruzados observados muestran una alta variabilidad, pudiéndose distinguir claramente dos poblaciones principales: 1) sets de mediana escala con potencias que oscilan entre 0,30 m y 1 m; y 2) los de gran escala, mayores a 1 m alcanzando un máximo de 6 m de espesor. Estos dos grupos no sólo se diferencian por la potencia sino también por el ángulo de inclinación de las capas frontales. Los de mediana escala inclinan en promedio, alrededor de 12° a 15° mientras que los de gran escala inclinan con valores del orden de los 25° a 35° como máximo.

En orden de importancia, secunda a la estratificación horizontal, la cual ya ha sido colateralmente descripta con las facies PB y GFL y de la que no pueden agregarse nuevos datos aquí. Por último, la estratificación cruzada linguoide es la menos frecuente en la Formación Solari (figura 5). Sin embargo, Bigarella (1972) observa que para otros sectores de esta misma cuenca (Uruguay y Brasil, en los estados del sur), este tipo de estratificación resulta muy común. Cada uno de los sets posee espesores de aproximadamente 1 m dando lugar a grandes lóbulos extendidos lateralmente por 2,50 m a 3,50 m de ancho, se la ha visto asociada lateralmente con estratificación de barlovento (figura 5). Asimismo, en alguna de las capas frontales se advirtió gradación normal de arena mediana en la base a arena fina en el tope del set.

Basándose en su extensión y relaciones de truncamiento se distinguen para las eolianitas en general tres superficies limitantes (Stokes, 1968; Brookfield, 1977, figura 3). En el perfil de la figura 1 se detallan cada uno de estos tipos de contacto de tal manera que para su reconocimiento se consideró que: los de 1° orden corresponden a



Figura 5: Estratificación cruzada festoneada, lateralmente pasa a estratificación cruzada planar de barlovento. Formación Solari.

aquellos límites de mayor extensión que cortan más de un set y que generalmente subyacen a estratos con estratificación horizontal pertenecientes a la facies PB, los de 2º orden corresponden a los límites entre los sets de un mismo coset, y los de 3º orden corresponden a las superficies de reactivación dentro de un set, truncando alguna de las láminas frontales del set. La observación de las superficies de truncamiento de 1º orden resultan difíciles dado que en la mayoría de los casos los afloramientos son de pequeñas dimensiones. Sin embargo, pueden verse con claridad en la antigua cantera de Wernicke en la localidad de Yofre, en la parte media del perfil tipo (figura 1) y en los frentes de algunas de las canteras abandonadas del cerro Pajarito.

INTERPRETACION

Según Bigarella (1972) la estratificación cruzada planar cuneiforme es el tipo de estratificación dominante en dunas de tipo barján y barjanoide o transversales. Al mismo tiempo sugiere que la variabilidad en el espesor de los sets (como en el caso de la Formación Solari) indicaría grandes variaciones de tamaño en las dunas que conforman el depósito.

Los estratos cruzados linguoides son interpretados como el resultado del relleno de las depresiones ocasionadas por el viento sobre la cresta de la duna. La posición cuspidal de estos estratos quedaría avalada por su estrecha relación con estratificación de barlovento.

La estratificación horizontal asimilable a la facies PB representaría los depósitos de interduna donde se habrían desarrollado las condiciones energéticamente más altas. La ausencia de materiales sefíticos residuales asociados con estos depósitos se debería quizás a un problema de disponibilidad de materiales concomitantemente con la relación espacial que habría ocupado la Formación Solari dentro del paleoerg.

Se interpreta que los límites de primer orden representarían la migración de las áreas de interduna (McKee y Noiola, 1975; Brookfield, 1977; Kocurek, 1981a, 1981b). Al mismo tiempo, estos contactos de 1º orden están delimitando cuerpos samíticos que son interpretados como dunas complejas o draas (Wilson, 1972). Los contactos de segundo orden representarían la migración de dunas simples sobre la superficie del draa (Brookfield, 1977; Kocurek, 1981a, 1981b). Los contactos de 3º orden representarían las superficies de reactivación que tienen lugar en los distintos estadios de avance de una duna simple.

Tipos de dunas

Tal como se adelantara en párrafos anteriores, los cuerpos samíticos delimitados por lo que aquí se ha interpretado como depósitos de interduna (Facies PB) representarían dunas complejas o draas similares a las descritas por Wilson (1972) y Breed y Grow (1979) para ambientes actuales. Los draas son grandes cuerpos de dunas que migran a través de las áreas de interduna y sobre los cuales progradan dunas simples de menor tamaño. Consecuentemente, un depósito asimilable a este modelo de sedimentación mostrará en la vertical una secuencia cíclica dada por la repetición de cosets truncados por contactos de 1º orden, cubiertos por depósitos de interduna (figura 1), límites de 2º orden separando los sets individuales representando la migración de las dunas simples sobre la superficie del draa y contactos de 3º orden dentro de cada set representando el avance de cada duna simple (Kocurek, 1981b; Clemensen y Abrahansen, 1983).

La velocidad de migración del draa queda, en parte, controlada por sus dimensiones ya que cuanto mayor es su tamaño más grande es el volumen de materiales a transportar y por ende más lento es su avance. Wilson (1972, 1973) estima que la velocidad de migración de los grandes draas actuales del norte de África es del orden de cm/año. McKee y Bigarella (1979) señalan que cuanto más lenta es la migración de las dunas mayor será la cantidad de sedimentos acumulados en las áreas de interduna antes de quedar soterrados. Consecuentemente, teniendo en cuenta el espesor observado para lo que se interpreta como sectores de interduna de la Formación Solari en adición al espesor de los cosets que representarían el draa, podría suponerse que las dunas complejas habrían sido de pequeñas dimensiones.

Es dable destacar que los draas no habrían sido la única geoforma desarrollada en tiempos de la depositación de la Formación Solari. En varias oportunidades, se han observado sets cruzados de mediana escala entre contactos de 1º orden en ausencia de los de 2º orden (figura 1). Esta situación es interpretada como el resultado de la migración de pequeñas dunas simples de tipo barján sobre las áreas de interduna.

Paleocorrientes

Para el cálculo de paleocorrientes se llevaron a cabo 97 mediciones de la dirección de máximo buzamiento de los estratos cruzados sobre un total de 11 localidades de muestreo. Al mismo

tiempo, se registraron las inclinaciones de las capas frontales y el espesor de los sets. Para su posterior análisis se tuvieron en cuenta algunas de las correcciones que sugirieron Bossi *et al.* (1977) para no mezclar poblaciones evitándose así interpretaciones espúreas. De este modo, en una de las localidades fue necesario sumar 180° a todas las mediciones obtenidas ya que se consideró que tales mediciones provenían de estratos depositados sobre la cara de barlovento. Sin embargo, no se creyó necesaria la corrección a la horizontal en virtud de no haber hallado en la zona estudiada, estratos fuertemente inclinados por tectónica, por lo tanto, el error que se introduciría puede considerarse despreciable.

Para el tratamiento estadístico de los datos se utilizó la metodología sugerida por Agterberg y Briggs (1963) la cual sustenta la base teórica del programa AZMED (Bossi, 1982). Para cada localidad se calcula la media, la varianza, desviación típica, resultante porcentual (Potter y Pettijohn, 1977) y los límites de confianza de la media. Asimismo, se calcula la gran media, sus límites de confianza y otros estadísticos. Por razones de espacio no se presentan los valores tabulados sin embargo, todos los resultados pueden hallarse en el mapa de la figura 6 donde se destacan la gran media y sus límites de confianza a través de los borde de la flecha. En forma similar se representaron las medias por localidad y sus respectivos límites de confianza.

Cabe destacar que en dicho mapa (figura 6) también se han incluido las direcciones medias obtenidas a partir de la medición de lineaciones por partición.

INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS

La gran media obtenida (58°) indicaría que los vientos jurásicos que habrían dominado la sedimentación de la Formación Solari soplaban del cuadrante sur-suroeste. Asimismo, se infiere que habrían poseído una dirección relativamente constante a juzgar por los bajos valores obtenidos de la varianza media por localidad en relación con la varianza de la gran media ($So^2 = 370,81$). Se interpreta aquí como la mayor fuente de varianza a los sets de mediana escala que representarían a los pequeños barjanes migrantes sobre la superficie del draas o bien sobre las áreas de interduna. Estos estarían más influenciados por direcciones de vientos locales que los draas. En otras palabras, los datos provenientes de los sets de gran escala poseen siempre menor varianza y

estarían indicando el sentido regional de los paleovientos y concomitantemente la dirección de migración del draas sobre el paleoerg.

Las direcciones de flujo (no el sentido) indicadas por la lineación por partición, guarda estrecha relación con la gran media, aportando así consistencia interna a los resultados.

CONSIDERACIONES PALEOGEOGRAFICAS Y PALEOCLIMATICAS

En base al modelo de sedimentación, paleocorrientes y edad de las sedimentitas se admite que la depositación de la Formación Solari habría tenido lugar en el sector sudoeste del paleoerg Botucatu. Ese "mar de arena" ocupaba una superficie de aproximadamente 1.300.000 km² (Salamuni y Bigarella, 1967). Solari sólo habría sido una pequeña porción de aquel inmenso desierto. Sin embargo, su posición relativa dentro del paleoerg no habría sido marginal a juzgar por la ausencia de facies fluviales asociadas (Clemmensen y Abrahansen, 1983). Asimismo, debió haber existido una cobertura de arena lo suficientemente espesa como para favorecer el desarrollo de dunas complejas (Wilson, 1972, 1973).

Ante la falta total de evidencias que avalen la presencia de depósitos subácueos podría pensarse que las condiciones paleoclimáticas habrían sido de rigurosa aridez. Según Bigarella (1970) tales condiciones sólo imperaban en el sector sur de la cuenca ya que en el norte las lluvias habrían sido más abundantes, permitiendo la formación de ríos y oasis como lo demuestran las facies aluviales intercaladas y las faunas de conchostraca descriptos por Almeida (1950) para el estado de San Pablo (Brasil).

Teniendo en cuenta el modelo de circulación de vientos jurásicos propuesto por Bigarella (1970) y las críticas de Bossi *et al.* (1977) se admite aquí que los paleovientos dominantes se habrían generado a partir de un centro de alta presión ubicado en el Paleopacífico sur. En este sector del paleoerg no habrían tenido influencia los vientos de retorno del anticiclón del Protoatlántico sur (Bigarella, *op. cit.*) a juzgar por la marcada unidireccionalidad de las paleocorrientes, la baja varianza y la ausencia de evidencias de lluvias. Tal como lo indicara Bigarella (1970) ese centro de alta presión habría generado los vientos que afectaban el sur del continente africano (Formación Etjo y Cape Sandstone) produciéndose luego una corriente de retorno de nor-noreste a sur-suroeste que influía sobre el

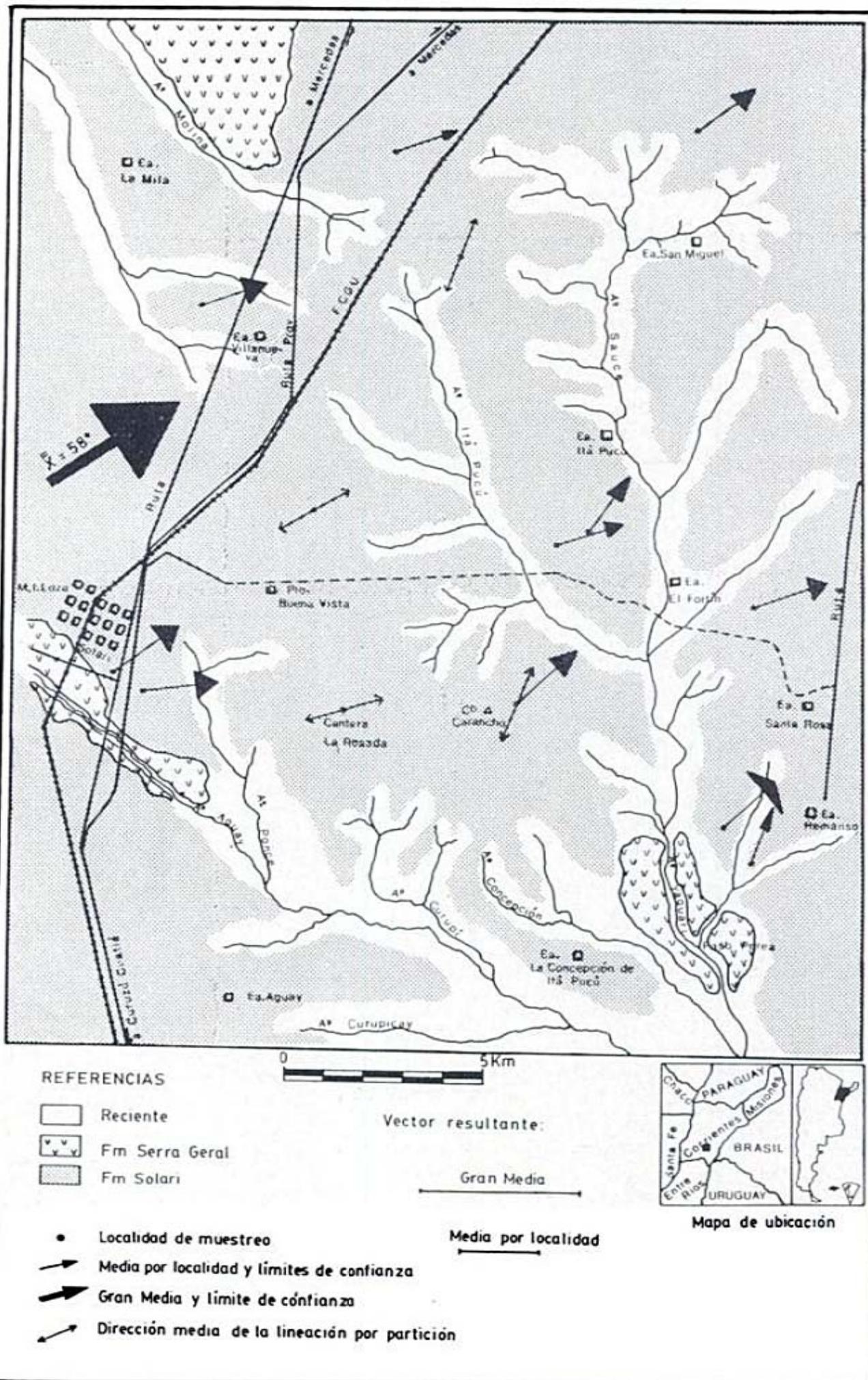


Figura 6: Mapa de paleocorrientes de la Formación Solari en su área tipo.

sector norte del desierto Botucatu. De este modo, podrían explicarse las diferencias de humedad entre las áreas norte y sur del paleoerg. Posiblemente, las corrientes de retorno provenientes del Protoatlántico habrían ingresado al continente sudamericano con un alto contenido de humedad, la que se habría ido perdiendo paulativamente de norte a sur consecuentemente con la dirección de los vientos predominantes en esa zona (Bigarella y Salamuni, 1967). Los vientos que procedían del anticiclón del Paleopacífico sur habrían recorrido muchos kilómetros antes de llegar al extremo sur del desierto, perdiendo en su viaje el contenido de humedad. Además, pueden tenerse en cuenta los argumentos de Bossi *et al.* (1977) sobre la existencia de barreras al oeste de la cuenca.

CONCLUSIONES FINALES

Se concluye que esta unidad representaría un campo de dunas complejas o draas de bajo relieve. Las mismas habrían estado acompañadas por pequeños barjanes que migraban sobre ellas o bien lo hacían aisladamente sobre los sectores de interduna.

Este campo de dunas habría ocupado el sector sudoeste del paleoerg Botucatu, depositándose grandes volúmenes de arena en condiciones de aridez extrema bajo la influencia de vientos secos que habrían soplado predominantemente del cuadrante sur-suroeste provenientes del anticiclón del Paleopacífico sur.

AGRADECIMIENTOS

El autor quiere expresar su agradecimiento al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por el financiamiento de las tareas de campaña y dejar constancia de su gratitud al Dr. Rafael Herbst quien siguió de cerca este trabajo y aportara algunas ideas a través de las provechosas discusiones sostenidas con el autor sobre aspectos estratigráficos regionales. Asimismo, se agradece la invaluable colaboración del Dr. Gerardo E. Bossi por su lectura crítica del manuscrito como así también por sus sugerencias sobre las metodologías de campo para el estudio de las colianitas y la colaboración prestada por el Sr. Orlando Bertoni en las tareas de campo y la licenciada Nora Herbst por la confección de los gráficos.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AGTERBERG, F. P. y G. BRIGGS, 1963. Statistical analysis of ripple marks in Atokan and Desmoinesian Rocks in the Arkoma of East Central Oklahoma. J. Sed. Petrol., 33 (2): 393-410, Tulsa.
- ALMEIDA, F. F. M., 1950. Uma fauna de crustáceos bivalvos do arenito Botucatu no Estado do Sao Paulo. D. N. P. M. Dir. Geol. Mineral, Bol. 134: 134 p., Rio de Janeiro.
- BIGARELLA, J. J., 1970. Continental drift and paleocurrent analysis (A comparison between Africa and South America). II^o Gondwana Simp.: 73-97, Pretoria.
- , 1972. Eolian environment their characteristic, recognition and importance. En: Recognition of sedimentary environments. Ed. Rigby J.K. y W.K. Hamblin. Sp. Pub. Soc. Econ. Paleont., Min. 16; 12-62, Tulsa.
- , y SALAMUNI, 1961. Early Mesozoic wind patterns as suggested by dune bedding in the Botucatu Sandstone of Brasil and Uruguay. Geol. Soc. Am. Bull. 72: 1089-1106, Colorado.
- , 1967. Some palaeogeographic and palaeotectonic features of the Paraná Basin. En: Problems in Brazilian Gondwana geology. Ed. Bigarella J. J., R. D. Becker y I. D. Pinto: 235-304, Curitiba.
- BOSSI, G. E., 1982. Descripción del programa AZMED, para análisis de paleocorrientes. Bol. Sed. 1 (1): 17-39, S. M. de Tucumán.
- *et al.*, 1977. Paleocorrientes da Formacao Botucatu nas folhas do Montenegro. Novo Hamburgo. Taura. Gravata e Sao Leopoldo. R. S. Act. Geol. Leopoldensia, 2 (3): 83-109, Porto Alegre.
- BONARELLI, G. y E. LONGOBARDI, 1929. Memoria explicativa del mapa geológico y minero de Corrientes. Imprenta del Estado, Tomos I, II, Corrientes.
- BREED, C. S. y T. GROW, 1979. Morphology and distribution of dunes in sand seas observed by remote sensing. En: A study of global sand seas. Ed. McKee E. D., Prof., Pap. U. S. Geol. Surv., 1052: 253-302, Washington.
- BROOKFIELD, M. E., 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstone. Sedimentology 24: 303-332, Amsterdam.
- CLEMMENSEN, L. B. y K. ABRAHANSEN, 1983. Eolian stratification and facies association in desert sediments Arran Basin (Permian) Scotland. Sedimentology, 30: 311-339, Amsterdam.
- CODIGO DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA, 1972. Asoc. Geol. Arg., Serie B (Did. y Comp.), 2, 40 p., Buenos Aires.
- CORTELEZZI, C. F. y V. GOMEZ, 1965. Los basaltos tholeíticos de la perforación Nogoyá, provincia de Entre Ríos. Aplicación de métodos químicos para la determinación de FeO en minerales y rocas. Act. Geol. Lilloana, 6: 87-98, Tucumán.
- FRYBERGER, S. G. y C. SCHENK, 1981. Wind sedimentation tunnel experiments on the origin of aeolian strata. Sedimentology, 28: 805-821, Amsterdam.
- GENTILI, C. A. y H. V. RIMOLDI, 1979. Mesopotamia. II^o Simp. Geol. Arg., Acad. Nac. Cienc., I: 185-223, Córdoba.
- HANSEN, R., 1919. Contribución al estudio de la petrografía del territorio de Misiones. Bol. 21, Serv. B. Geol., Dir. Nac. Geol. Min. e Hidrol., Buenos Aires.
- HERBST, R., 1971. Esquema estratigráfico de la provincia de Corrientes, República Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVI (2): 221-243, Buenos Aires.
- y SANTA CRUZ, 1985. Mapa litoestratigráfico de la provincia de Corrientes. D'Orbignyana, 2: 50 p., PRINGEPA, Corrientes.
- y L. A. FERRANDO, 1985. Cyzicus (litoestheria) ferrandoi nov. sp. (Conchostraca, Cyzicidae) de la Formación Tacuarembó, Triásico superior de Uruguay. Asoc. Cs. Nat. del Litoral, Rev., 16 (1): 29-47, Santa Fe.
- HUNTER, R. E., 1977a. Basic types of stratification in small aeolian dunes. Sedimentology 24: 361-387, Amsterdam.

- , 1977b. Terminology of cross-stratified sedimentary layers and climbing ripple structures. J. Sed. Petrol., 47: 697-705, Tulsa.
- KOCUREK, G., 1981a. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in eolian dune sands. Sedimentology, 28: 753-780, Amsterdam.
- , 1981b. Erg reconstruction: The Entrada Sandstone (Jurassic) of northern Utah and Colorado. Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoecol., 36: 125-153, Amsterdam.
- y R. H. DOTT Jr., 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. J. Sed. Petrol., 51 (2): 579-595, Tulsa.
- MC KEE, E. D., 1966. Significance of climbing ripple structure. U. S. Geol. Surv. Profess. Papers, 550D, D94-D103, Washington.
- y G. W. WEIR, 1953. Terminology for stratification and cross stratification in sedimentary rocks. Geol. Soc. Am. Bull., 64: 381-390, Colorado.
- y R. J. MOIOLA, 1975. Geometry and growth of the White Sands Dune Field, New Mexico. J. Res. U. S. Geol. Surv., 3: 59-66, Washington.
- y BIGARELLA, 1979. Sedimentary structures in dunes. En: A study of global sand seas. Mc.Kee, E. D. (Ed.). U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1052: 83-133, Washington.
- PADULA, E. y C. A. MINGRAMM, 1968. Estratigrafía, distribución y cuadro geotectónico-sedimentario del "Triásico" en el subsuelo de la llanura Chaco-sanftecina. IIIº Jom. Geol. Arg., Actas, I: 291-331, Buenos Aires.
- POTTER, P. E. y F. J. PETTJOHN, 1977. Paleocurrents and basin analysis. Springer Verlag, 425 p., 2ª ed., Berlin.
- SALAMUNI, R., y J. J. BIGARELLA, 1967. The Botucatu Formation. En: Problems in Brazilian Gondwana geology. Bigarella, J. J., R. D. Becker y I. D. Pinto (Eds.): 197-206, Curitiba.
- STIPANICIC, P. N. y E. LINARES, 1975. Catálogo de edades radiométricas determinadas para la República Argentina. I: Años 1960-1974. Asoc. Geol. Arg., Serie B (Didáctica y Complementaria), 3, 42 p., Buenos Aires.
- STOKES, S. L., 1968. Multiple parallel truncation bedding planes a feature of wind deposited sandstone formation. J. Sed. Petrol., 38: 510-515, Tulsa.
- WILSON, I. G., 1972. Aeolian bedforms - their development and origin. Sedimentology, 19: 173-210, Amsterdam.
- , 1973. Ergs. Sed. Geol., 10: 77-106, Amsterdam.

Recibido: 7 de noviembre, 1985

Aceptado: 17 de mayo, 1987

GUILLERMO A. JALFIN

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
 Universidad de Buenos Aires
 Departamento de Ciencias Geológicas
 Ciudad Universitaria, Pabellón II
 1428, Buenos Aires