

METAMORFITAS DE BAJO GRADO CON AFINIDADES OCEANICAS EN EL BASAMENTO DE TANDIL: SUS IMPLICACIONES GEOTECTONICAS, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Mario Teruggi, María A. Leguizamón, Víctor A. Ramos

RESUMEN

La revisión crítica de una serie de localidades clásicas al sur de la ciudad de Tandil, en las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires, ha permitido reinterpretar su constitución litológica y la evolución geológica y tectónica del Precámbrico de esta área. La definición de la Formación El Cortijo constituida por metabasaltos, metacherts y metawackes a través de una caracterización geoquímica preliminar, indicaría un origen oceánico. Estas rocas, junto con las volcanitas previamente conocidas en los cerros Tandileofú y Vela, permiten postular la existencia de un arco volcánico asociado a obducción de material oceánico. Esta asociación junto con las evidencias previas de granitoides colisionales muestra como una hipótesis plausible que Tandilia ha sido un terreno alóctono acrecionado al resto del cratón del Río de La Plata durante el Proterozoico.

ABSTRACT

The critical appraisal of a series of classic localities south of the Tandil city in the Sierras Septentrionales of the province of Buenos Aires, permitted the reinterpretation of their lithology and their geological and tectonic evolution during Precambrian times. The definition of the El Cortijo Formation bearing metabasalts, metacherts and metawackes, and a preliminary geochemical characterization, indicate an oceanic origin. These rocks together with the previously known volcanics of Cerros Tandileofú and Vela, allow to postulate the existence of a volcanic arc associated with obduction of oceanic materials. This assemblage together with the evidences of previously known collisional granitoids, show as a plausible hypothesis that Tandilia was an allochthonous terrane accreted to the Río de La Plata craton during Proterozoic times.

INTRODUCCION

En una reciente revisión geológica del borde septentrional de las Sierras de Tandil, inmediatamente al este de la ciudad homónima se comprobó la existencia de rocas de grano fino de singular composición. Estas rocas habían sido ya descritas por Teruggi *et al.* (1958 y 1973). Este hallazgo se complementó con un análisis crítico de un complejo de rocas efusivas y subvolcánicas, que había sido mencionado por los trabajos de Lema y Cucchi (1981). Con posterioridad Dristas (1983) describe una metariolita

en la Sierra del Tigre, y Lema y Cucchi (1985), amplían el registro de estas volcanitas a la sierra de Vela.

Los nuevos datos recolectados, que están siendo investigados en profundidad por los autores, plantean una serie de interesantes interrogantes sobre la evolución geotectónica de la región, a la vez que contribuyen a una mejor comprensión de los procesos tectónicos en el Precámbrico.

Se describirán brevemente primero las rocas de grano fino, luego las volcanitas, el metamorfismo regional, y la estructura dominante de la región, para sobre esa base esbozar diferentes hipótesis sobre la evolución geotectónica de la región de Tandil.

LAS ROCAS DE GRANO FINO

Estas rocas afloran al norte del cerro Albión, constituyendo una franja de rumbo general este-oeste, que en su extremo oriental de afloramientos se desvía ligeramente hacia el noreste. Estas rocas de grano fino fueron mencionadas brevemente por Teruggi *et al.* (1958 y 1973), y correlacionadas con las volcanitas del cerro Tandileufú por Lema y Cuchi (1981). Sin embargo, las nuevas investigaciones realizadas han mostrado que sus características litológicas difieren parcialmente de las volcanitas del cerro Tandileufú, correspondiendo a una asociación litológica de distinto ambiente de formación.

La franja tiene una extensión de aproximadamente dos kilómetros y una potencia del orden de 100 a 250 m. El reconocimiento de esta franja es dificultoso tanto en el campo como en las fotografías aéreas, debido a que su menor resistencia relativa hace que esté generalmente cubierta por derrubios y sus suelos o por otros depósitos cuaternarios.

Las rocas de grano fino (tamaño medio de grano entre 0,02 y 0,05 mm) son finamente esquistosas y bandeadas-laminadas, con porciones reducidas de aspecto macizo. Se presentan intercaladas entre rocas de tipo migmatítico con estructuras gneísicas poco marcadas.

Por sus rasgos litológicos distintivos, esta franja fuertemente milonitizada, representaría una unidad independiente del Complejo Buenos Aires definido por Marchese y Di Paola (1975), a la que se propone denominar Formación El Cortijo, nombre derivado de la finca homónima (figura 1).

La estructura milonítica coincide con la estructura laminar bandeada original, que a su vez está conformada por apretados pliegues isoclinales de gran amplitud de onda cuyos planos axiales subverticales, presentan variaciones en su inclinación de unos 10°, tanto hacia el norte como hacia el sur. Es común observar pequeños replegamientos disarmónicos internos en las variedades

más plegadas, que a nivel macro y microscópico semejan un clivaje de flujo.

La formación está constituida principalmente por tres tipos de rocas:

a) **Metacherts** de colores grises blanquecinos hasta grises verdosos azulados, que son notables por su compacidad y fina laminación. La composición es fundamentalmente cuarzosa en un mosaico muy fino y recristalizado, que forma bandas delgadas entre las que se intercalan trenes y masas alargadas de gránulos de clinzoisita, zoisita y escasos granos de pumpelleíta y prehnita. La pumpellita a menudo está reemplazada por gránulos de epidoto.

Los análisis globales efectuados con la microsonda del CINDECA (Centro de Investigación y Desarrollo de Procesos Catalíticos), realizado mediante el programa EDAX SW 9100, que ofrece un error del orden del 2 %, aunque en ciertas circunstancias puede ser mayor, dieron los siguientes resultados:

Cuadro I: Análisis químicos de la Formación El Cortijo

	CC1	LP3	F1-1	F1-2	U-8	CB-5
SiO ₂	84,26	71,71	80,34	55,84	51,34	52,75
TiO ₂	---	0,43	0,12	0,35	1,29	0,77
Al ₂ O ₃	7,72	11,63	8,60	20,14	9,93	9,99
FeO	3,07	9,32	6,53	12,46	21,45	25,42
MgO	---	---	---	1,02	4,17	5,93
CaO	4,30	6,37	2,25	5,62	7,91	1,16
Na ₂ O	0,62	---	0,37	0,31	---	2,44
K ₂ O	---	0,52	1,07	3,05	3,89	1,95
NiO	---	---	0,73	0,51	---	(*)
TOT.	100,00	100,00	100,01	99,30	99,98	100,01

Referencias: CC1: metachert gris; LP3: metachert verde; F1-1: metachert bandeado; F1-2: metachert lutítico bandeado; U-8: metaferrobasita; CB-5: metawake ferrobásica. (*) Aparece 0,91 % de NiO y 3,15 % de CuO en análisis puntuales de filosilicatos.

b) Los niveles de cherts presentan intercalaciones de **metaferrobasitas** que por su composición química (U-8, cuadro I), parecen corresponder a ferrobasaltos o ferrodibasas, que han sido transformados en **esquistos verdes actinolíticos y hornbléndicos**, con clorita, escaso talco, una mica blan-

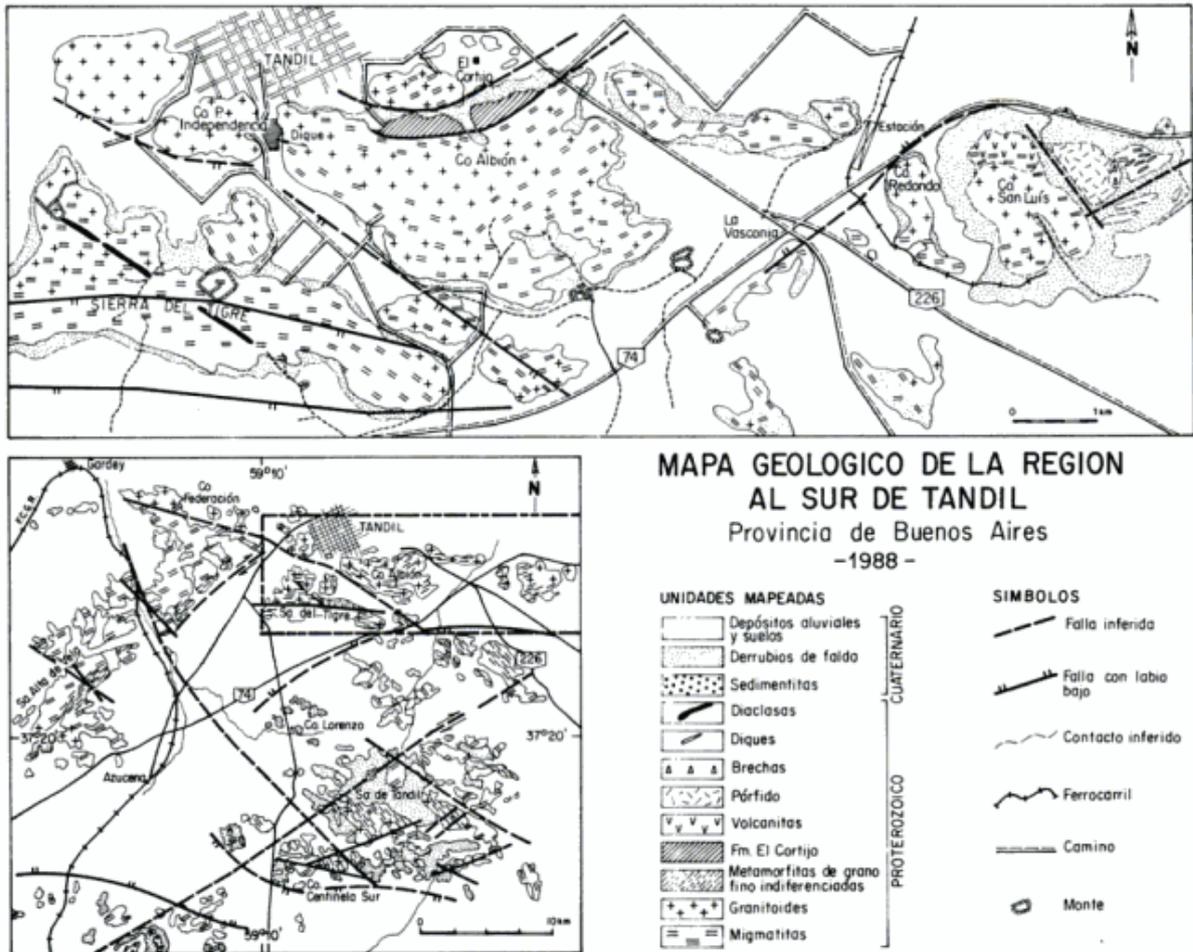


Figura 1: Esquema geológico del área al sudeste de la ciudad de Tandil, con ubicación del área analizada en las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires (basado en Teruggi et al., 1973).

ca del tipo sericita y escasos relictos de los piroxenos originales.

De similar filiación (muestra CB-5, cuadro I), con colores verdosos oscuros, estructura maciza a la que la milonitización le otorga un aspecto algo esquistoso, se intercalan rocas similares que sin embargo poseen clastos reconocibles de albita (An 8 %) en una matriz recrystalizada de cuarzo, albita y sericita, con variable cantidad de clinzoisita, zoisita, pumpellita y granos de prehnita. Por sus rasgos sedimentarios las rocas se clasifican como **metawacke ferrobasáltica**.

c) El tercer grupo de rocas corresponde a **esquistos cloríticos sericíticos epidóticos**, de color verde intenso, con esquistosidad perfecta, la que frecuentemente forma fuertes replegamientos apretados; la mineralogía de estas rocas es la siguiente: cuarzo,

albita, sericita, clorita, zoisita, clinzoisita y calcita introducida.

Análisis geoquímico de los metacherts

La interpretación química de los cherts, según Steiberg *et al.* (1977) y Fersythe y Mpodozis (1983) permite comprobar que las rocas de la Formación El Cortijo caen en conjunto en el campo de los cherts verdes y/o rojos (figura 2). En la sedimentación moderna estos cherts caracterizan, de acuerdo a su estado de oxidación, a una fracción biogénica silíceica con ciertas afinidades hidrotermales, similares a los chert metalíferos que se desarrollan como delgadas capas, en las dorsales oceánicas activas (Bonatti *et al.*, 1976; Marching y Gundlach, 1982).

En el diagrama $MgO/CaO/Na_2O + K_2O$ se advierte un enriquecimiento en CaO , por lo que las muestras se ubican en el extremo cálcico de los cherts rojos y metalíferos. La tendencia hacia los cherts metalíferos se registra claramente en el diagrama $SiO_2/Al_2O_3 \times 10/Fe_2O_3$, ya que las rocas caen en el campo de los cherts verdes (dos muestras) y en el límite entre éstas y los metalíferos, las dos restantes. En el diagrama $TiO_2/Na_2O/K_2O$ se repite la ubicación dentro de los cherts verdes y rojos, con pasaje a los metalíferos por su riqueza en soda.

En el diagrama de discriminación $Al/Al + Fe + Mn$ vs. Anomalía de Mn , (entendiéndose como anomalía de manganeso al logaritmo de la razón Fe/Mn de una muestra, dividida por la razón Fe/Mn promedio de los basaltos de fondo oceánico, Mpodozis, 1977) utilizado para discriminar ambientes oceánicos y sedimentarios, el campo A corresponde a sedimentos metalíferos modernos con valores de anomalía de Mn entre 1,5 y 0,8; el campo B corresponde a sedimentos pelágicos normales y el C a lutitas marinas terrígenas.

Los metacherts analizados muestran una anomalía de $Mn = 0$, lo que no se corresponde con los valores de los océanos actuales. Teniendo en cuenta la gran movilidad del Mn durante la diagénesis, con la subsiguiente removilización ayudada por la deformación y/o el metamorfismo de bajo grado, sería de esperar que todos los valores caigan debajo de los campos A, B y C. No obstante, se puede suponer que de haber habido Mn en los sedimentos, las muestras caerían dentro del campo B de los sedimentos pelágicos. Una muestra (LP3) presentaría afinidades metalíferas por estar encima del valor 0,38 próxima al límite con el campo A, mientras que otra muestra (CC1) mostraría afinidades lutíticas (figura 3). Los valores 0,40-0,70 de $Al/Al + Fe + Mn$ marcan sedimentos argiláceos prácticamente libres o con poca influencia hidrotermal.

Si bien el número de muestras es limitado para inferir su paleoambiente de formación en forma más precisa, los valores obtenidos muestran claras afinidades oceánicas

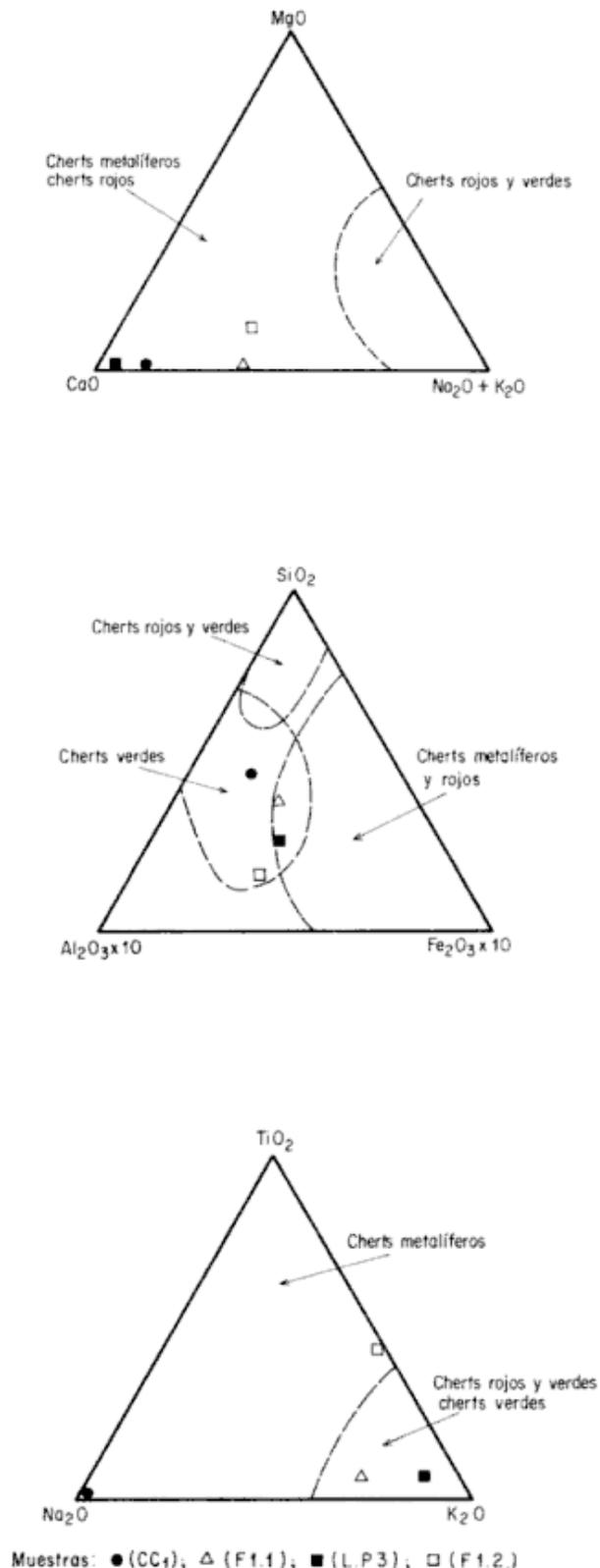


Figura 2: Diagramas ternarios de cherts actuales con campos establecidos según Steiberg et al. (1977) y Forsythe y Mpodozis (1983).

comunes a cherts de ambientes pelágicos actuales.

Interpretación ambiental

La composición química de estas rocas, en las que la abundancia del óxido de hierro (supera el 12 % en algunos cherts y alcanza a más de 20 % en las metaferribasitas y sus sedimentitas asociadas), así como la presencia de cantidades notables de óxido de níquel en chert y metawackes, además del cobre (2,52 %) registrado en una metawacke, permiten inferir que esta asociación litológica presenta afinidades con depósitos oceánicos profundos relacionados con actividad volcánica abisal.

El ambiente de deposición de estas rocas aparecería en principio, vinculado a un volcanismo oceánico, con sedimentos ricos en hierro (y otros metales como Ni, Cu, etc.), en contacto con derrames basálticos, ambos enriquecidos en metales por la acción de fluidos derivados de la interacción de las volcanitas con el agua de mar (Cronan, 1976).

COMPLEJO VOLCANICO

Unos 10 km al este-sudeste de la Formación El Cortijo, en el faldeo norte del cerro San Luis (o Tandileufú), y en el cerro Cota 316, situado inmediatamente al naciente, se ha podido identificar un nuevo conjunto de rocas volcánicas, al norte de las localidades previamente mencionadas por Bernasconi (1947) en su tesis doctoral, Benvenuti (1951) y la correspondiente a la cantera San Luis, al sur del cerro homónimo descritas por Lema y Cucchi (1981). El complejo está constituido por una facies subvolcánica intrusiva y una facies lávica. La roca de caja del complejo está constituida por granitoides y migmatitas de naturaleza granítica. Los afloramientos están muy cubiertos y sólo es posible observarlos en los cortes de cantera de la zona. El cuerpo de apariencia subvolcánica es de regulares dimensiones (unos 600 m de diámetro y un espesor aflorante de no menos de 100 m). Está constituido por dos variedades texturales, una de

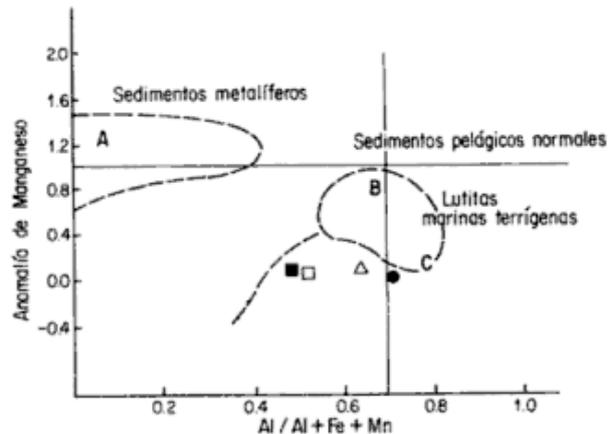


Figura 3: Diagrama de $(Al/Al + Fe + Mn)$ vs. Anomalía de Mn según Steiberg y Mpodozis (1978).

grano fino a medio y de color gris oscuro verdoso, algo lírica, que corresponde a un **pórfido dacítico**, de base microgranuda recristalizada, con pocos fenocristales de plagioclasa intermedia, con rebordes albiticos de crecimiento tardío. Los mafitos están totalmente alterados en opacos, cloritas y epidoto; en la pasta hay haces y escamillas dispersas de clorita, escasa biotita, plagioclasa y cuarzo formando intercrecimientos. Las características litológicas de estas rocas son similares a las descritas en la cantera San Luis por Lema y Cucchi (1981).

Hacia arriba el pórfido pasa a una facies de grano más fino de color gris claro algo rosado.

En uno de los bordes del cuerpo se tiene vinculada como colgajo, una cuña lateral de color verdoso de migmatitas constituidas por venas claras graníticas y paleosomas oscuros, con distintas aureolas de granitización a partir de un núcleo oscuro, que parece ser una volcanita de un ciclo anterior.

Hacia el este del pórfido se ha reconocido una serie de diques verticales de similar composición, al cuerpo subvolcánico con espesores del orden del metro.

Hacia el oeste se ha comprobado también la presencia de estos diques y de una facies lávica, formada por **volcanitas verdosas de tipo basáltico y basandesítico**, con fenocristales de plagioclasa alterada y clinopiroxenos bastante frescos. Estas rocas serían similares a las descritas por Corte-

lezzi y Rabassa (1976) en el cerro Tandileufú (o San Luis). Las **volcanitas basálticas** muestran una estructura vacuolar difusa, con vacuolas de desigual tamaño (entre 0,3 y 0,1 mm) rellenas de clorita y calcedonia; podrían corresponder a basaltos albitizados o espillitas. La mineralogía de estas rocas muestra fenocristales y tablillas menores muy alargadas de albita, con clorita y sericita muy fina. En algunas vacuolas se detectan otros rellenos, tales como opacos, escasa prehnita, y calcita. La mesostasis es muy rica en opacos (magnetita e ilmenita), clorita y gránulos de epidoto.

Dentro de los metabasaltos cabe destacar que hay un grupo que presenta pseudomorfosis de clorita y fibrillas muy delgadas de serpentina según **olivina**; junto a un clinopiroxeno relativamente fresco hay plagioclasa alterada a calcita, clorita y fibrillas de actinolita. El tamaño de grano más grueso y su color gris más oscuro, lo diferencian de los basaltos vacuolares de color verdoso claro.

Tanto los diques como las volcanitas están milonitizadas localmente, en delgadas y dispersas franjas.

Las relaciones de las volcanitas con las rocas circundantes no están bien expuestas; a ésto se suma la complejidad tectónica del sector, que ha colocado en posición casi vertical a los mantos lávicos en forma de láminas y dispuestos de manera similar a los diques intercalados.

METAMORFISMO REGIONAL

En las rocas de la Formación El Cortijo el metamorfismo puede considerarse como de grado bajo de las series de baja presión del metamorfismo de profundidad.

Si se tiene en cuenta el conjunto de asociaciones minerales, la falta de laumontita y lawsonita, en las rocas estudiadas hasta el momento, indicaría la parte alta de la facies de pumpellita-prehnita, en el límite de la isograda que marca la aparición de clinozoisita-zoisita, con temperaturas entre 300° y 350° y presiones entre 2,5 y 3 kbars. Tales condiciones marcarían la entrada a la **facies**

de esquistos verdes de grado bajo. Las asociaciones sericita-clorita-epidoto de los esquistos verdes plegados confirmaría esta interpretación.

A su vez los cherts marcarían la entrada a facies con asociaciones de más bajo grado, en tanto que los esquistos verdes actinolíticos y hornbléndicos, serían de un grado poco mayor, como lo denota la aparición de la hornblenda.

Las rocas del complejo volcánico preservan sus fábricas ígneas originales, pues debido a la falta de movimientos penetrativos resultan en rocas no esquistosas cuya recristalización es a menudo incompleta, afectando fundamentalmente a la pasta y en grado variable a los fenocristales. El metamorfismo es también de grado bajo, no obstante que, al igual de las rocas de la Formación El Cortijo se encuentran intercaladas en un ambiente de alto grado granitoide-migmático.

Las asociaciones plagioclasa albitizada y epidotizada, la pseudomorfosis de clorita-serpentina según olivina, la pasta recristalizada en finos agregados de ilmenita magnetita, clorita y epidoto, podrían indicar **facies de esquistos verdes** de bajo grado con temperaturas cercanas a 500°, dado que la estabilidad de la lawsonita común en estas asociaciones, no supera estos valores, pasado los cuales es substituida por epidoto.

La asociación clorita-albita-calcita, típica de basaltos albitizados o espillitas, indicaría también condiciones de formación de **facies de esquistos verdes** (Coombs, en Winkler, 1978).

Esta facies metamórfica es coherente con la propuesta por Dristas (1983) en la Sierra del Tigre, para quien la metariolita fue modificada por un metamorfismo de baja temperatura bajo condiciones de esquistos verdes.

ESTRUCTURA Y DEFORMACION

Es oportuno señalar que como las rocas de la Formación El Cortijo, han sido fuertemente afectadas por cataclasis y milonitización, habrá que considerar en las próximas

investigaciones las posibles reacciones vinculadas al metamorfismo dinámico y sus posibles y eventuales efectos retrógrados. Esta alternativa no se observa en el complejo volcánico, donde la acción cataclástica falta o es reducida a pequeñas franjas.

Actualmente se observa como lo ha destacado oportunamente González Bonorino (1954) en la región, una fuerte milonitización y cataclasis, concentrada a lo largo de fajas de diferente orientación. La configuración geométrica de esta deformación fue descrita por Teruggi *et al.* (1973) y los mecanismos de formación por Dalla Salda (1981), para quien correspondían a una zona regional de cizalla producida por importantes movimientos transcurrentes.

La zona analizada denota la existencia de dos orientaciones dominantes. Una de ellas de rumbo este-oeste coincidente con la faja de la Formación El Cortijo, controla aparentemente el emplazamiento de estas rocas oceánicas. Su traza en forma de arco pareciera indicar cabalgamientos de sur a norte, aunque sus planos son actualmente subverticales. La otra dirección dominante en el sector más occidental tiene un rumbo noreste y presenta similares características.

Se interpreta al sistema principal de rumbo este-oeste como la expresión actualmente en superficie de raíces de corrimientos (Hotches *et al.*, 1982), con componentes transpresivas como las denotadas por Dalla Salda (1981). Los sistemas oblicuos serían fracturas de cizalla con desplazamiento de rumbo. Ambos sistemas se desarrollaron en una zona de deformación por cizalla dúctil, a niveles estructurales medios a profundos como se infiere de su asociación con amplias fajas de milonitización como las observadas por González Bonorino (1954) y Teruggi *et al.* (1958, 1973).

INTERPRETACION GEOTECTONICA

La presencia de esta asociación de metamorfitas de bajo grado, con afinidades oceánicas, junto con el desarrollo de una intensa zona de milonitización y cataclasis, permite identificar un típico ambiente de

obducción donde la Formación El Cortijo se ha emplazado tectónicamente. Si bien no hay criterios definitivos con respecto a la dirección de transporte, esta pareciera ser de sur a norte.

Los estudios realizados por Lema y Cucchi (1981) así como las presentes observaciones en las volcanitas, permiten reconstruir una serie de episodios volcánicos de composición básica a ácida, intruidos en rocas de un mayor grado de metamorfismo. Esto permitiría sustentar un diferente nivel estructural, con respecto a los granitoides y las migmatitas asociadas. Se estaría aparentemente en presencia de un arco volcánico como lo sugeriría la petrografía de estas rocas volcánicas, así como el análisis químico disponible de la metariolita de la Sierra del Tigre (Dristas, 1983), que indicaría condiciones calcoalcalinas medias. Sin embargo, es necesario para confirmar esta aseveración una caracterización geoquímica más completa de las volcanitas.

Los datos obtenidos pueden complementarse con los resultados recientes presentados por Dalla Salda *et al.* (1986) sobre los granitoides de la región más al sur, los que sobre la base de su composición química, en especial sus elementos traza, fueron clasificados como granitoides colisionales.

Si se combinan la estructura de la comarca, su metamorfismo, y sus diferentes asociaciones petrotectónicas se puede esbozar a nivel de hipótesis de trabajo, un modelo bastante coherente sobre el ambiente geotectónico y la evolución de este sector de la sierra de Tandil como se ilustra en la figura 4.

En el mismo es evidente que la presencia de rocas oceánicas de bajo grado metamórfico, asociadas a las de las volcanitas del cerro San Luis, están indicando un posible frente volcánico desmembrado tectónicamente por procesos posteriores. La presencia de fajas de milonitas paralelas a la estructura de estas rocas, puede ser interpretada como las raíces de sistemas de corrimiento, expuestas sólo a través de un importante levantamiento del área. Si se tiene en cuenta la profundidad de generación de los

complejos metamórficos de mayor grado, su asociación a fajas miloníticas, se estaría en presencia de un importante levantamiento tectónico de índole regional, producido en forma previa a la depositación de la cobertura sedimentaria proterozoica. La asociación de granitoides colisionales con zonas de intensa milonitización es similar a la observada en otras áreas donde con posterioridad al consumo de corteza oceánica, se produce la colisión de bloques continentales con subducción del tipo A (Hotches *et al.*, 1982), que lleva a niveles superficiales las milonitas y asociaciones metamórficas de mayor grado.

Si se acepta esta hipótesis, se puede inferir una secuencia evolutiva de la región de Tandil, en las siguientes etapas:

a) La existencia durante el Proterozoico inferior de una zona de subducción buzante hacia el sur que se ubicaría paralela a la costa de Heusser en la margen norte de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires.

b) El desarrollo de un arco magmático representado por granitoides cuyo eje sería paralelo a la región central del sistema serrano. Las volcanitas podrían representar, ya sea un nivel estructural o un episodio diferente a ese arco magmático.

c) Una intensa colisión con obducción de material oceánico, intensa deformación y el desarrollo de granitos postcolisionales. Esta etapa culminaría con el desarrollo de intensa milonitización asociada a subducción del tipo A, que expondría las raíces del orógeno (Hotches *et al.*, 1982).

La evolución presentada, si bien en parte especulativa, tiene importantes connotaciones para la evolución del Precámbrico del cratón del Río de La Plata. En primer lugar "Tandilia" sería un terreno alóctono independiente del cratón del Río de La Plata que recién a los 1760 Ma habría estado vinculado a través de su amalgamación con el resto del continente brasiliano. La hipótesis presentada necesita de observaciones de campo complementarias, análisis geoquímicos de las volcanitas, y de una di-

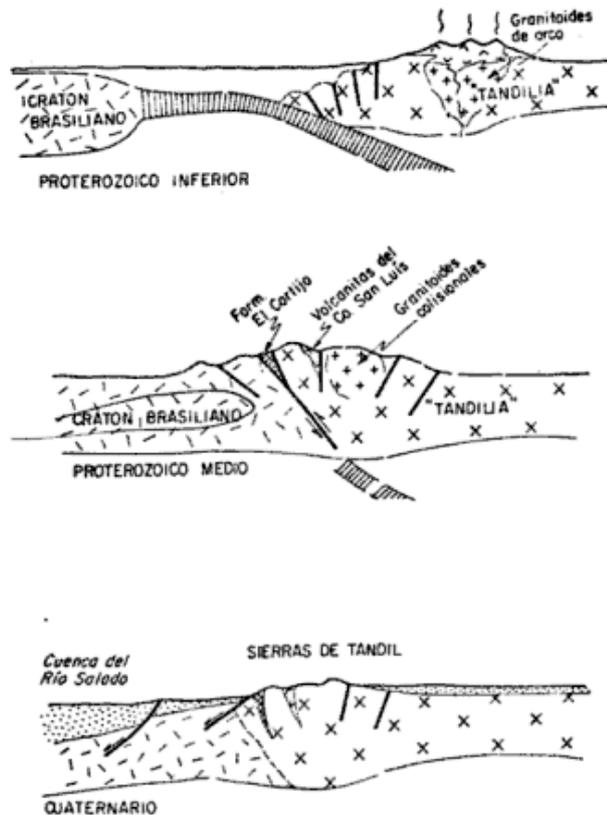


Figura 4: Hipótesis evolutiva propuesta basada en Dalla Salda *et al.*, 1986 y las presentes observaciones.

lucidación fehaciente de la dirección de vergencia de la deformación y del transporte tectónico de las metamorfitas de la región. Mientras tanto será sólo una hipótesis fecunda que pueda guiar las investigaciones futuras en la región.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BENVENUTTI, J. C., 1951. Fenómenos de granitización en el cerro Tandileufú, provincia de Buenos Aires. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, VI (3-4): 207-212, Buenos Aires.
- BERNASCONI, O., 1947. Contribución al estudio hidrogeológico en el partido de Tandil. *Univ. Nac. La Plata, Tesis Doct.*, (inéd.), La Plata.
- BONATTI, E., M. ZERBI, R. KAY, 1976. Metalliferous deposits from oceanic spreading center. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 87: 83-94, Boulder.
- CORTELEZZI, C. R. y J. RABASSA, 1976. Contribución al conocimiento de la geología del área del cerro Tandileufú. VIº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 475-480, Buenos Aires.

- CRONAN, D. S., 1976. Basal metalliferous sediments from the Eastern Pacific. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 87: 928-934, Boulder.
- DALLA SALDA, L., 1981. Tandilia, un ejemplo de tectónica de transcurrancia en basamento. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVI (2): 190-196, Buenos Aires.
- _____, V. GOMEZ DE POSADAS y J. FRANCISE, 1986. Elementos traza en la interpretación geotectónica del basamento de Tandilia. Iº Reun. Cient. CAPLI, Res. (en prensa), Horco Molle.
- DRISTAS, J. A., 1983. Petrología de una metariolita en la Sierra del Tigre, Tandilia. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XXXVIII (2): 192-200, Buenos Aires.
- FORSYTHE, R. y C. MPODOZIS, 1983. Geología del basamento pre-Jurásico superior en el archipiélago Madre de Dios, Magallanes, Chile. *Serv. Nac. Geol. y Min. Chile, Bol.*, 39: 1-63, Santiago.
- GONZALEZ BONORINO, F., 1954. Geología de las Sierras Bayas, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires. *LEMIT, serie 2*, 55: 5-37, La Plata.
- HOTCHES, K. V., J. M. BARTLEY y B. C. BURCHFIEL, 1982. Structural evolution of an A-type subduction zone, Lofoten-Rombak area, Northern Scandinavia, Caledonides. *Tectonics*, 1 (5): 441-462, Washington.
- LEMA, H. y R. CUCCHI, 1981. Hallazgo de metavulcanitas en el cerro Tandileufú, provincia de Buenos Aires. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVI (1): 103-104, Buenos Aires.
- _____, y _____, 1985. Geología de la Sierra Alta de Vela. Iº Jorn. Geol. Bonaeren., (en prensa), La Plata.
- MARCHESE, H. G. y E. C. DI PAOLA, 1975. Mio-geosinclinal Tandil. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXX (2): 161-179, Buenos Aires.
- MATCHING, V. y H. GUNDLACH, 1982. Iron-rich metalliferous sediments on the East Pacific Rise, prototype of undifferentiated metalliferous sediments on divergent plate boundaries. *Earth & Planet. Sc. Lett.*, 58 (3): 361-382, Amsterdam.
- MPODOZIS, C., 1977. Etude géologique de la région d'Agropha (Zone de Punde, Euritanie, Grèce): Essai de classification géochimique des sédiments hipersiliceux marins. Thesis de Doctorat, Univ. Paris, 1-245, París.
- STEIBERG, M., A. DESPRAIRES, J. F. FOGELGSANF, A. MARTIN, D. CARON y R. BLANCHET, 1977. Radiolarites et sédiments hipersiliceux océaniques: une comparaison. *Sedimentology*, 24: 547-563, Amsterdam.
- _____, y C. MPODOZIS, 1978. Classification géochimique des radiolarites et des sédiments siliceux océaniques, signification paleo-océanique. *Oceanologica Acta*, 1: 525-530.
- TERUGGI, M. E., V. E. MAURIÑO, T. LIMOUSINE y O. SCHAUER, 1958. Geología de las Sierras de Tandil. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XIII (3): 185-204, Buenos Aires.
- _____, J. O. KILMURRAY y L. DALLA SALDA, 1973. Los dominios tectónicos de la región de Tandil. *Soc. Cient. Arg., An.*, CXCIV (1-2): 81-96, Buenos Aires.
- WINKLER, H. G. F., 1978. Petrogénesis de rocas metamórficas. Ed. Blume, 1-346, Madrid.

Recibido: 30 de noviembre, 1987

Aceptado: 15 de diciembre, 1988

MARIO TERUGGI

MARIA AMALIA LEGUIZAMON

Universidad Nacional de La Plata
Paseo del Bosque s/n
1900 La Plata

VICTOR A. RAMOS

Universidad de Buenos Aires
Departamento de Ciencias Geológicas
Pabellón II - Ciudad Universitaria
1428 Buenos Aires