

## GEOLOGIA DE LAS SIERRAS DE TANDIL <sup>1</sup>

POR MARIO E. TERUGGI, VICTOR E. MAURIÑO, TULIO A. LIMOUSIN  
Y OSVALDO C. SCHAUER

### RESUMEN

El presente trabajo comprende el relevamiento geológico de una superficie de 4.000 km<sup>2</sup> de la parte central y más elevada de las sierras de Tandil.

El estudio comprende, además de una parte de morfología, la descripción del basamento cristalino precámbrico, compuesto esencialmente por migmatitas, y de la serie de ortocuarcitas de la serie de La Tinta. Estructuralmente, la región está constituida por un campo de fallas, que han delimitado bloques de diversas dimensiones y con distintas altitudes.

### ABSTRACT

This paper deals with the geological survey of an area of some 4.000 km<sup>2</sup> of the central and most elevated part of the Tandil range.

Besides a geomorphological description, attention is paid to the Precambrian rocks of the crystalline basement - mainly migmatites - and the orthoquartzites of the La Tinta Series.

The area surveyed is on the whole a fault-field, in which the separate blocks have different altitudes through differential vertical movements.

### INTRODUCCION

El presente estudio —que incluye el relevamiento geológico de un área cercana a los 4.000 km<sup>2</sup>— tiende a completar el conocimiento de la geología de las sierras septentrionales de la Provincia de Buenos Aires y comprende la porción más elevada del bloque fracturado de dichas sierras.

Las sierras de Tandil no constituyen una unidad orográfica defi-

<sup>1</sup> Este trabajo es un resumen del original, realizado por el Laboratorio de Ensayo de Materiales e Investigaciones Tecnológicas de la Provincia de Buenos Aires, con cuya autorización se publica.

nida, sino una sucesión de cerros y lomadas, resultantes de la acción tectónica y de la erosión.

Litológicamente, representan una prolongación de las de Olavarría y Azul, constituídas por rocas ígneas y metamórficas de edad supuestamente precámbrica. En la parte meridional de la región relevada, a causa de la posición ligeramente inclinada de los bloques fracturados, que se hundén suavemente hacia el SW, se ha conservado la cubierta de ortocuarcitas y escasas calizas, paleozoicas. Esta serie es idéntica a la que aflora en Sierras Bayas y en la región de Balcarce-Mar del Plata.

### FISIOGRAFIA

Las Sierras del Tandil se conectan hacia el NW por medio de suaves lomadas con las serranías de Azul. Hacia el N, E y S desaparecen gradualmente debajo de los depósitos de la llanura pampeana. El ancho máximo de las sierras en el meridiano de la ciudad de Tandil, alcanza unos 55 km; la altura de las sierras es moderada; las máximas se encuentran en el grupo del C<sup>o</sup> Las Animas (485 m s.n.m.) y en la parte septentrional de los cerros situados al E de Barker (524 m s.n.m.). Fuera de estas elevaciones la altura de los cerros más elevados varía entre 300 y 400 m s.n.m. Hay, además, gran cantidad de lomas y lomadas que no exceden de 250 a 300 m s.n.m. En líneas generales pueden distinguirse dos grupos de sierras, uno septentrional y otro meridional, cuyas características fisiográficas son el resultado de diferencias litológicas.

### GRUPO SEPTENTRIONAL

Comprende toda la región situada al N de una línea imaginaria de rumbo aproximado E-W que pasa por la zona del A<sup>o</sup> Viejo Malo. Litológicamente está constituída por rocas del basamento cristalino. Dentro de ella se reconocen dos zonas características: zona de las sierras y zona de lomadas.

*Zona de las sierras.* — Se extiende desde la ciudad de Tandil hasta el camino Juárez-Ayacucho; lateralmente está limitada por los caminos que unen esa ciudad con Mar del Plata y Juárez, respectivamente. Todos los cerros de esta zona tienen laderas suaves con pendientes entre 8° y 14°; en algunos lugares, sin embargo, están limitados por

escarpas de fallas, y entonces la pendiente puede ser de 25° o más. La erosión ha redondeado considerablemente todas las formas del relieve, y aparte del control estructural, han sido influenciadas por los planos de diaclasas, lo que determina que algunos cerros tengan un perfil suavemente escalonado, generalmente enmascarado por la acumulación de detritos del falda. Los bloques de basamento que constituyen estas sierras han sido labrados —bajo la influencia tectónica— por numerosas y pequeñas corrientes de agua. Las principales dentro de esta zona son: el arroyo Langueyú, que recibe el aporte de numerosos diminutos cursos de agua, y el de las Mercedes, que colecta las aguas del pequeño arroyo Tandileofú.

*Zona de lomadas.*— Comprende el resto del grupo septentrional, con un relieve bajo y redondeado, constituido por rocas del basamento. Su altura se halla comprendida entre los 250 y 300 m s.n.m., por lo que el desnivel es pequeño con respecto a la llanura circundante, no sobrepasando los 100 m. Forman grupos, a veces extensos, pudiendo entre las mismas levantarse cerros a mayor altura, como el Centinela (440 m) y la Sierra Alta de Vela (480 m). Los afloramientos son escasos y están muy meteorizados.

#### GRUPO MERIDIONAL

Comprende toda el área situada al S de la anterior. Se caracteriza por la presencia de una cubierta de ortocuarcitas paleozoicas que se asienta en discordancia erosiva sobre las rocas niveladas del basamento.

Las cuarcitas confieren a este grupo una fisiografía característica al actuar como manto protector de la acción erosiva. De este modo se originan cerros aislados de tipo *butte*, tal como El Sombrerito, frente a la sierra de la Tinta, a pesar de que la forma *butte* es rara en esta región, siendo lo común que las sierras con cubierta cuarcítica tengan cumbres planas, más bien alargadas. Lo más frecuente, debido al escaso buzamiento S-SW de las cuarcitas, es que la forma topográfica sea intermedia entre una mesa y una cuesta. El perfil de estas sierras es ligeramente asimétrico, ya que la ladera septentrional se levanta generalmente en forma de escarpa hasta el plano superior, para descender hacia el S, hundiéndose en el relleno cuaternario o descender en forma de una escarpa menos marcada, apareciendo las capas de cuarcitas como escalones o bardas. Si el basamento no está muy profundo, aparece al pie de las faldas.

Esta zona, lo mismo que la anterior, ha estado sometida a una intensa erosión que ha eliminado mucho de la cubierta cuarcítica.

Los cursos de agua más importantes de la región son el del Quequén Chico y el del arroyo de Quillancinta, Diamante.

### GEOLOGÍA

Los trabajos publicados sobre la geología de esta zona son muy someros y carecen de relevamientos geológicos (Aguirre, 1897; Hautal, 1896; Nágera, 1940; Zeballos, 1877; Heuser y Claraz, 1863). Igualmente existen algunas interpretaciones tectónicas de la región (Tapia, 1937) u otras vecinas (Schiller, 1930, 1938). Los únicos relevamientos disponibles son los de Teruggi (1951) y las hojas 32p y 33p, realizados por Villar Fabre (1954, 1956), que abarcan la mayor parte del área relevada por nosotros.

La sucesión de las formaciones reconocidas, desde la más reciente a la más antigua, es la siguiente:

FORMACIONES	EDAD
Sedimentos loessoides eólicos y fluviales	Cuaternario (Pampeano)
(Discordancia)	
Calizas	
Ortocuarcitas (con algunas intercalaciones de arcillas y calizas).	Paleozoico Medio (Serie de la Tinta)
(Discordancia)	
Basamento Cristalino (migmatitas, milonitas, anfibolitas, calizas cristalinas)	Precámbrico

La edad de la serie de La Tinta (Nágera, 1940) no está fehacientemente establecida. En la zona estudiada no aflora en ningún lugar la serie completa, observable en Sierras Bayas (González Bonorino, 1954), ni se han encontrado restos fósiles. Según el hallazgo de *Spiriferina campestris* efectuado por Harrington (1940), la dolomía de Sierras Bayas —intercalada entre las cuarcitas inferiores y las superiores— sería de edad carbónica superior. Los hallazgos de *Artrophyucus*, *Cruziana*, etc., en el cerro San Agustín, de Balcarce (Nágera, 1919) harían suponer una edad algo mayor, posiblemente gotlándica o devónica. Hasta tanto no se hallen nuevos elementos de juicio, la edad de esta formación sólo puede atribuirse de manera aproximada.

## BASAMENTO CRISTALINO

El basamento cristalino constituye todos los cerros del grupo septentrional, hasta las últimas lomadas, que hacia el W, N y E de la región relevada se hundan bajo el relleno cuaternario. En el grupo meridional el basamento se halla cubierto en gran parte por los estratos de La Tinta y sólo aflora al pie de los faldeos. La observación geológica es sumamente difícil debido a la acumulación de detritos de falda, avanzada meteorización, etc. Esto imposibilita el reconocimiento de los principales tipos litológicos, que son de una gran complejidad petrográfica; por las razones apuntadas, los límites en el mapa de aquellos tipos son necesariamente aproximados.

## PETROGRAFÍA DEL BASAMENTO

De las rocas del basamento cristalino de Tandil sólo se cuentan algunos estudios parciales (Teruggi, 1951; Benvenuti, 1951; Villar Fabre, 1954, 1956; Klee, 1937; Passotti, 1954, 1958).

En líneas generales, puede afirmarse que las rocas predominantes netamente son las migmatitas, que constituyen la casi totalidad de los afloramientos; son frecuentemente cataclásticas, y en muchos lugares, afectados por planos de fallas, han sido transformadas en milonitas y ultramilonitas. Mucho menos abundantes son los filones o masas indefinidas de anfibolitas y lentes de calizas cristalinas. Faltan por completo las rocas típicamente metamórficas o magmáticas.

## MIGMATITAS

Las migmatitas de esta zona, primeramente señaladas por Villar Fabre (1954), se caracterizan por poseer una estructura esquistosa o gnéissica muy difusa e imperfecta, y un aspecto ígneo bien notable. Por estas razones pueden considerarse del tipo *anatexitas*, en el sentido de Jung y Roques (1938) y Roques (1941).

El color dominante es el gris o gris verdoso más o menos oscuro; siguen en abundancia las rocas rojas, rojizas o gris rojizas, y otras en que se hallan mezcladas las dos coloraciones fundamentales. La textura dominante, cuando la acción cataclástica es poco marcada, es la granoblástica de grano mediano; en algunas canteras situadas al N y NW de la ciudad de Tandil (La Movediza, Bertagno, Los Leones,

parte septentrional de Los Nogales) hay variedades porfiroblásticas con individuos de microclino, y microclino-micropertita, que pueden tener bordes idioblásticos o crenulados y miden hasta 2 cm de longitud. Casi siempre presentan estructura esquistosa o una lineación de los componentes melanocráticos. Ocasionalmente puede desaparecer esta esquistosidad por lo que el aspecto es granudo. En concordancia con la esquistosidad, suelen aparecer filones pegmáticos y aplíticos. El material pegmatítico está también muy mezclado con el paleosoma de estas migmatitas.

*Tipos litológicos de migmatitas.* — En el plano geológico se han señalado tres tipos principales de migmatitas sobre la base de la proporción de metasoma (esencialmente feldespato potásico, y cuarzo con algo de plagioclasa ácida): Migmatitas graníticas, migmatitas granodioríticas y migmatitas tonalíticas, sobreentendiéndose que existen todos los tipos intermedios entre estos tres.

Según la mayor o menor interacción entre paleosoma y metasoma, se distinguen tres tipos estructurales principales:

1) Poca interacción entre paleosoma y metasoma. Como buenos ejemplos se citan los afloramientos al E del camino Azucena-Gardey y al N del Cerro El Centinela. En muchos casos el paleosoma está formado por agregados informes, ovales, estirados, etc., de hornblenda verde, acompañada o no por biotita, y frecuentemente asociados con zoisita (en cristales o masas granulares), epidoto, y más raramente clorita derivada de biotita. Estos restos pueden tener cierta orientación o bien distribuirse irregularmente en la masa metasomática; según el caso, la roca tendrá esquistosidad más o menos marcada. También paleosomáticos se consideran los cristales alterados de plagioclasas (oligoclasa-andesina) diseminados en el metasoma, ya aislados, ya asociados con minerales melanocráticos.

El metasoma, casi sin excepción, está constituido por cuarzo y un feldespato potásico que puede ser microclino, micropertita o microclino-micropertita. El cuarzo es siempre granular y forma mosaico, fino a mediano. El feldespato potásico se halla finamente diseminado por el mosaico cuarzoso, pero en muchas de estas rocas forma porfiroblastos microscópicos. Puede haber un poco de albita formando un ribete metasomático en torno a las plagioclasas. No es posible dar una denominación petrográfica a estas rocas; sin embargo, en su mayor parte, son de naturaleza granodiorítica, adamellitica o granítica-

calco-alcalina (más rara la alcalina). Estructuralmente, son en su mayoría migmatitas foliadas que podrían agruparse bajo la denominación genérica de gneiss de impregnación difusa. Los gneiss de tipo inyectado son muy raros.

2) La mezcla de paleosoma y metasoma es más íntima, por lo que el reconocimiento de ambos es muy difícil o aún imposible a simple vista. Buenos ejemplos son los provenientes de los cerros situados al NE de Barker y de las cercanías de la Cantera Albión.

El metasoma es más abundante que en el grupo anterior (85 % y 90 %). Los minerales metamórficos son siempre cuarzo y feldespato potásico; lo común es que el microclino (o microclino micropertita) forme en la masa metamórfica porfiroblastos que pueden ser idióblásticos, aunque lo normal es que sean xenoblásticos.

El paleosoma está siempre formado por plagioclasa alterada (sericita, zoisita) y escamillas, paquetes ó manojos dispersos de biotita y/o hornblenda, con o sin zoisita. La diferencia de este grupo con el anterior es que el paleosoma no está nitidamente limitado, sino que se halla muy mezclado con el metasoma. En este grupo de migmatitas el aspecto granítico es más pronunciado a causa de la abundancia del metasoma.

3) La penetración metatéxica ha “aflojado” al paleosoma, que pierde su identidad al ser penetrado y reemplazado por el metasoma.

El paleosoma consiste en cristales aislados de plagioclasa bastante ácida (oligoclasa), muy cargada de escamillas de sericita y granos de zoisita, o en mafitos (biotita, clorita, hornblenda, zoisita, epidoto). No es raro que los rebordes de las plagioclasas sean de albita limpia o que estén parcialmente reemplazadas por feldespatos potásicos.

El metasoma está formado por un mosaico cuarzoso, con o sin individuos pequeños de microclino. En algunas de estas rocas, el metasoma es de grano fino y de aspecto aplítico; en cambio, en otras la presencia de cristales grandes de micropertita o microclino les confiere un aspecto pegmatítico muy marcado. Su denominación más correcta sería la de granitos, granodioritas, etc. pero con el calificativo de migmáticos para denotar su origen.

En la casi totalidad de las migmatitas, las características texturales y estructurales que se acaban de describir están modificadas por una acción cataclástica de regular intensidad, que ha afectado tanto el paleosoma como al metasoma.





**Gneiss fuertemente inyectado y replegado, junto a gneiss con poca inyección y bandas de anfíbolita. Tomada en la cantera situada a 2 Km al W de El Empalme**



**Inclusión Gneissica densa, contorneada por el gneiss inyectado y parcialmente penetrado por guías pegmatíticas. Tomada en la cantera situada 2 Km al W de El Empalme**



### MILONITAS

La acción cataclástica que se acaba de considerar puede llevar a originar, en las cercanías de los planos de fallas, verdaderas milonitas. Son estas rocas densas, de grano sumamente fino, de color frecuentemente rojizo o rojizo violáceo a causa de que en las zonas de falla se ha producido la alteración alofánica de los feldespatos potásicos, con la correspondiente fijación de óxidos férricos (González Bonorino, 1954). Sin embargo, existen milonitas grises o verdes que aparentemente no han sido afectadas por dicho proceso.

Muchas milonitas tienen aspecto esquistoso, o mejor, pizarroso, a causa del fuerte estiramiento de los minerales, en especial del cuarzo y mafitos. Al microscopio aparecen formadas por una masa totalmente molida sobre la que se destacan ocasionalmente nidos diminutos de biotita (más clorita) o anfíbol, y agregados granulares de zoisita, con prolongaciones estiradas en la dirección de la esquistosidad. Tampoco faltan restos o agrupamientos de feldespato potásico o plagioclasas e inclusive porfiroblastos de micropertita sin señales de acción tectónica, por lo que su formación debe suponerse posterior a la trituración de la roca.

La mineralogía de las milonitas es variable, pues hay tantas variedades como hay migmatitas, de las que han derivado.

### ANFIBOLITAS

Forman por lo general lentes y filones de reducidas dimensiones, concordantes con la actitud regional de las migmatitas y milonitas. Son densas, de grano relativamente fino y color verde oscuro; cuando están alteradas su tonalidad es más clara. Al microscopio aparecen desprovistas de esquistosidad y están constituidas por cristales, agregados irregulares o masas indefinidas de una hornblenda castaño-verdosa o verde, que aparece como "destrozada" en una base de plagioclasas alteradas o frescas, que pueden tener cuarzo como accesorio. La zoisita y el epidoto se hallan normalmente presentes en reducidas cantidades; los granates faltan, salvo en algunas muestras donde forman un porcentaje reducido.

Por disminución del anfíbol, las anfibolitas pasan gradualmente a tonalitas hornbléndicas migmatíticas, tipo intermedio de rocas común en la región.

### CALIZAS CRISTALINAS

Sólo se encontraron en la Cantera San Manuel, al norte de Barker. Los afloramientos consisten en tres o cuatro lentes alineadas, intercaladas en una migmatita granítica pegmatoide. Las calizas son concordantes con la migmatita, con rumbo  $98^{\circ}$  y buzamiento vertical. Están formadas por cristales de calcita de hasta 3 cms. e incluyen granos redondeados de diópsido; ocasionalmente contienen algunos cristales de grosularia castaños, y cerca de los contactos suele hallarse un poco de wollastonita y, más raramente, de hornblenda.

Las calizas cristalinas no son esquistosas, pero presentan un bandeo poco marcado concordante con el rumbo de las lentes.

### PETROLOGÍA DEL BASAMENTO

Como se ha señalado, la región, al igual que su prolongación en las sierras de Azul y Olavarría (González Bonorino *et al.*, 1956), está constituida por anatexitas en las cuales la acción de los procesos ultrametamórficos —con una concurrente permeación granítica— ha obliterado por completo los caracteres de las rocas originales. No obstante estas dificultades, el proceso metamórfico que afectó a las rocas de Tandil podría corresponder a lo que Misch (1949) denomina *granitización sincinemática*.

En tiempos precámbricos, en ambiente geosinclinal, se depositaron areniscas impuras, lutitas y lutitas calcáreas con una muy reducida cantidad de calizas puras. Esta serie sufrió un fuerte proceso orogénico: la acción de fuerzas compresivas y elevada temperatura produjeron la conversión de la pila sedimentaria en una serie de rocas metamórficas que corresponderían, a juzgar por la composición, a la facies de anfibolitas (aproximadamente equivalente a la mesozona de Grubenmann y Niggli).

Sobre la base de esta interpretación, las rocas originales se habrían transformado de la siguiente manera: las areniscas arcillosas y las lutitas en gneiss, las calizas impuras en anfibolitas, y las puras en mármoles y calizas cristalinas. González Bonorino (1954) considera que en Sierras Bayas las rocas originales eran filitas, micacitas y anfibolitas. Nuestras observaciones, y la presencia de gneiss granatífero no migmático y de calizas serpentínicas en la región de Balcarce, nos hace suponer que la serie metamórfica estuvo esencialmente constituida por gneiss y anfibolitas.

El metamorfismo de la serie sedimentaria fué acompañado, o culminó, con la invasión de material granítico. El hecho de que no existan en la Sierras de Tandil ni intrusiones ni plutones definidos, sino que todo el material supuestamente magmático ha impregnado las rocas metamórficas, hace suponer que la teoría transformista sería la más acertada. La mezcla de material metamórfico (paleosoma) y granítico (metasoma) no parece haber alcanzado gran movilidad, pues la actitud tectónica de las rocas de basamento descartan la posibilidad de que haya habido masas líquidas apreciables o que el migma o el neomagma haya sido reinyectado en distintos niveles.

La naturaleza de los ichores no se puede establecer con toda precisión, pero aparentemente ha sido de carácter potásico-silíceo, según la mineralogía del metasoma, con porfiroblastos de micropertita y microclino acompañados de abundante cuarzo. De esta forma, las variedades psammíticas y pelíticas fueron penetradas por estas emanaciones que pudieron estar acompañadas además por un poco de soda (albita) y las convirtieron en anatexitas de aspecto más o menos "ígneo". La permeación de los gneiss derivados, se efectuó o por reemplazo de casi toda la roca o por reemplazo más moderado.

En cuanto a las rocas que originariamente tenían mayor proporción de carbonato de calcio, han sufrido una granitización muy reducida o nula y las emanaciones han actuado no químicamente, sino térmicamente, con la consiguiente recrystalización. Las margas y rocas afines originaron las anfibolitas, en tanto que las calizas dieron origen a los mármoles cristalinos. Finalmente, la serie no totalmente granitizada de adamellititas, granodioritas y tonalitas, representarían sedimentos originalmente con cantidades crecientes de carbonato de calcio, lo que dificultó la penetración potásica. La migmatización sin-cinemática fué seguida de un período de granitización post-cinemática, que actuó sobre las rocas sólidas deformadas.

#### ORTOCUARCITAS

La serie sedimentaria se asienta sobre el basamento en discordancia erosiva, pudiéndose observar, en los pocos lugares en que el contacto es visible, que falta el conglomerado basal, o que está muy escasamente desarrollado.

La potencia máxima observada es de 80 mts. al E de la Estación Barker, debiendo ser mayor el mismo, aunque no se puede apreciar, al S de la falla que pasa por la cantera El Infierno. Se presenta en

bancos de un espesor de 0.50 a 2 mts., muchos de ellos separados por diaclasas de estratificación, buzando entre 4º y 5º hacia el S-SW.

El grano de las ortocuarcitas está generalmente bien seleccionado, considerándose que aquellas partes conglomerádicas (en las que los clastos raramente exceden de un centímetro) indican únicamente una variación en la velocidad del agente de transporte. Su aspecto va del sacaroide, muy deleznable, hasta aquellas de aspecto cuarcítico marcado, muy cementadas por sílice, con fractura concóidea a través de los granos. Su color va desde el blanco puro hasta el rojo morado oscuro, presentando las superficies expuestas a la alteración, un color amarillento por hidratación de la hematita que las tiñe; el mismo está condicionado al porcentaje de hematita, que oscila entre un 5 % a 1 % desde las más oscuras a las más claras, que son las que predominan ampliamente.

Microscópicamente tienen aspecto muy similar, estando compuestas todas las muestras casi exclusivamente de cuarzo. En ínfima proporción se observan: turmalina castaña o verdosa, piroxeno de tipo augítico, mica blanca y rarísimo zircón y apatita. Los clastos presentan un redondeamiento muy marcado, en aquellos pocos casos en que un crecimiento secundario no enmascara la forma original, siendo frecuente observar entre los mismos una escasa matriz arcillosa de caolinita o dickita.

Entre los bancos de ortocuarcitas se hallan intercalados niveles de arcillitas u ocre hematítico. La mayor abundancia de ellas se encuentra en la Sierra de La Tinta, al W de Barker, donde alcanzan espesores irregulares de hasta más de 5 m de potencia; sin embargo, las mayores concentraciones corresponden a "bolsones", limitados en su parte inferior por ftanitas de superficies redondeadas que llegan a medir más de 1 m de diámetro. También en esta zona se encuentra desarrollada en el techo de las intercalaciones arcillosas, una concentración de hierro sedimentario. Su origen es metasomático y en un corte de dicha mena se comprobó que a hematita-magnetita reemplaza la mayor parte de una ortocuarcita, del la cual quedan algunos clastos "flotantes" o aislados, como remanente.

#### EL PROBLEMA DE LAS CUARCITAS SUPERIORES E INFERIORES

La ausencia de la intercalación dolomítica en las Sierras de Tandil, que se encuentra completando la serie en la zona de Sierra Bayas, hace imposible el reconocimiento de los dos niveles de ortocuarcitas

en esta región, y también hacia Balcarce y Mar del Plata. La conclusión que puede extraerse es que, o no se produjo la depositación de dolomías (o calizas) o que si se produjo fueron posteriormente eliminadas por erosión. Se ha comprobado en los cortes delgados de algunas ftanitas que se encuentran en la base del depósito ocre-arcilla



Fenómeno de erosión en las cuarcitas, en un cerro al NE de La Numancia

de la Sierra de La Tinta, que se han formado por reemplazo metasomático silíceo de una caliza oolítica, cuya estructura se conserva borrrosa. Esto demostraría que efectivamente hubo depositación de calizas, aunque restringida, que fueron obliteradas posteriormente por reemplazo.

Las observaciones de campaña hacen suponer que existen dos niveles de cuarcitas. La mayoría de los cerros situados al E y SE de la Estación Barker, presentan en su faldeos dos bardas bien visibles;

por otra parte, en Sierras de Barrientos y al E de la Numancia, la presencia de niveles ortocuarcíticos con cemento hematítico hacen suponer sean equivalentes de las cuarcitas superiores de Sierra Bayas, en contraste con las inferiores totalmente desprovistas de este cemento.

#### CALIZAS

Al SE de Barker aflora caliza en lomadas de poca elevación y cubiertas de suelo vegetal. Por no haber sido posible observar la base, y carecer de techo, no se las puede correlacionar estratigráficamente con las de Sierra Bayas, pero litológicamente son similares a las mismas. Son rocas muy homogéneas de color gris negro intenso, debido al alto contenido de materia orgánica, que forman bancos de hasta un metro de espesor, separados por diaclasas de estratificación. Son concordantes con las ortocuarcitas, es decir subhorizontales, manteniendo por lo tanto igual rumbo y buzamiento.

Microscópicamente, están formadas por un fino mosaico de granos de calcita recristalizada.

Solamente en la Cantera La Calera se observó una caliza de aspecto similar a dolomía, que puede considerarse como un pequeño bioherma.

#### PETROLOGÍA DE LA SERIE DE LA TINTA

Se trata de una facies de plataforma, la que típicamente consiste de los siguientes términos:

4. Lutitas con calizas autóctonas intercaladas.
3. Ortocuarcitas y calcarenitas, intercaladas.
2. Ortocuarcitas.
1. Arcosa basal o tilita.

Mientras que en Sierras Bayas están representados los tres miembros superiores (González Bonorino, 1954), en Tandil falta el 1, encontrándose el 2 y 3 (en parte). Son depósitos de un mar costanero poco profundo, en cuya parte inferior (1, 2 y 3) existió un ambiente litoral, que pasa a batial en 4. La actividad de este mar estable poco profundo determinó la neta predominancia del cuarzo sobre los otros minerales menos resistentes, destruidos junto con los restos orgánicos (ausentes en estos sedimentos). Luego de la sedimentación de las arenas cuarzosas, e intercaladas entre éstas, se produce la de las calizas,



que son de tipo clástico (calcarenitas), es decir, el detrito calcáreo proveniente de la destrucción de estructuras orgánicas. La ausencia o poco desarrollo de los dos miembros superiores debe atribuirse o a una acción erosiva posterior, o a fenómenos locales que impidieron su depositación.

Las ortocuarcitas se cementaron por diversos procesos diagenéticos, bajo la presión de las capas superiores y por acción del agua circulante cargada de sílice que puede provenir de la solución parcial de los granos de cuarzo o bien de las capas de lutitas (arcillas) que pierden su agua de porosidad por compactación. Las calizas clásticas sufren también una modificación profunda, observándose microscópicamente que consisten en un fino mosaico recristalizado. No se encuentran dolomias como en Sierras Bayas, excepto una dolomitización incipiente en el posible bioherma de La Calera.

#### SEDIMENTOS CUATERNARIOS

Son sedimentos con aspecto de loess o limos loessoides, de color castaño rojizo claro, carentes de estratificación, o muy poco marcada, que se encuentra cubriendo, en forma más o menos continua, la mayor parte de las zonas deprimidas y muchas de las lomadas. No es posible determinar su edad por no haber sido encontrado fósiles característicos, pero según Tapia (1937) corresponderían al postpampeano, aproximadamente al Lujanense o Platense. Su origen es netamente volcánico-piroclástico de acumulación eólica, con modificaciones locales por aguas fluviales (Teruggi, 1954; 1957).

En aquellas partes en que los cursos de agua han cortado estos sedimentos, se puede observar su uniformidad de composición, encontrándose solamente concreciones calizas o planchas de tosca, que son comunes en toda la región. Se presenta en casi todos las lomadas de los valles interserranos, de las que forma sus cumbreres, y también en los cerros con basamento cristalino, entre éste y el suelo chernozoide.

#### ESTRUCTURA

Las rocas del basamento cristalino sufrieron en el Precámbrico una fuerte acción tectónica compresiva, cuyas consecuencias se manifiestan en la esquistosidad y lineación de las migmatitas, que sería en realidad herencia de la fase orogénica del geosinclinal en la cual los



Vista panorámica N-S, donde puede apreciarse el basamento cristalino y un cerro tipo mesa con enarcitas en su parte superior  
Foto tomada 7 Km al N de La Numancia

terrenos metamórficos fueron simultánea y posteriormente granitizados en vasta escala.

La esquistosidad regional es aproximada entre E-W, rumbo que puede sufrir variaciones de hasta unos 15° hacia el N o el S; el buzamiento es vertical o muy cercano a él (de alrededor de 80 a 85°, inclinados hacia el S).

Además de la esquistosidad, las rocas del basamento están atravesadas por numerosos planos de diaclasas agrupados en diversos sistemas. El más frecuente y más estrechamente espaciado (leptoclasas) es el que se encuentra en las franjas milonitizadas, en concordancia con la esquistosidad de las migmatitas (*strain-slip-cleavage* o *Auswichungsclivage*). Otro sistema de diaclasas es el que resulta normal a las anteriores y por ende a la esquistosidad regional; corresponde, por lo tanto, a cruceros o *cross-joints*. Un tercer sistema es el de diaclasas subhorizontales u horizontales, mucho más reducido que los anteriores.

Desde el punto de vista tectónico, toda la región puede considerarse un campo de fallas, que han fracturado en bloques al basamento cristalino y su cubierta ortocuarcítica. En el mapa sólo se ha señalado las fallas que son más o menos fáciles de reconocer por su influencia sobre la morfología o por la producción de franjas de milonitas. Las más notables son las que corren con dirección aproximada E-W, siendo las principales: 1) la que pasa frente al Cerro Parque Independencia y Cerro de Las Animas; 2) la que pasa por la ruta Juárez-Ayacucho, al E de donde está cruzada por el camino de tierra que viene de Tandil; 3) la que corre a la Altura del Arroyo Viejo Malo y que da origen a las serranías cubiertas de ortocuarcitas que se encuentran inmediatamente al S; 4) la que pasa inmediatamente al S de la Cantera el Infierno.

Además de estas fallas paralelas a la esquistosidad, existen otras transversales u oblicuas, entre las que se pueden mencionar: 1) la falla que originó la escarpa de la Cascada; 2) una falla probable por donde corre el Quequén Chico sobre relleno pampeano; 3) otra posible falla coincidente con el cauce del Arroyo Napaleoufú; 4) otra posible falla en la zona de estación Barker.

Las fallas que corre E-W han originado una serie de bloques sucesivos también fracturados por fallas oblicuas o transversales. Un ascenso diferencial de los bloques ha originado escalones ligeramente volcados hacia el S y SW; esta inclinación ha permitido la preservación

de las calizas en la zona de Barker, pues por su posición topográfica baja han sido protegidas de la erosión.

El movimiento de los bloques a lo largo de los planos de falla ha originado frecuentes franjas miloníticas de poca potencia, lo mismo que ha determinado que, a lo largo de los planos de diaclasas, se produjeran ligeros movimientos de bloques contiguos, determinando espejos de fricción en diaclasas epidotizados y cloritizados, o ligeras cataclasis en las rocas contiguas. Todos estos son pequeños movimientos de ajuste de los bloques.

En cuanto a la edad de las fallas, la misma es indeterminable. Los movimientos de ascenso de los bloques se suelen ubicar en el Plioceno, con posible continuación en el Cuaternario como repercusión de la orogénesis andina. El estudio de cataclasitas y milonitas, sin embargo, demuestran que los procesos granitizantes continuaron después de la milonitización de las rocas. Esto hace suponer la existencia de una tectónica antigua (Precámbrica), que produjo la esquistosidad de las migmatitas y, concordantemente, por los planos de debilidad existentes, el fallamiento y milonitización. En consecuencia, se deduce que la tectónica precámbrica ha estado en buena parte controlada por la esquistosidad del basamento, habiendo sido reactivada pero no modificada esencialmente por los movimientos posteriores.

La serie sedimentaria no está afectada por plegamientos; sólo en la región de la Sierra de la Tinta se observan que los ocreos y arcillas intercalados en las cuarcitas se hallan localmente plegados en estructuras menores (drag-folds), como así también existen algunos pliegues menores en las ortocuarcitas del Cerro Gruta de Oro. No se encontraron en ningún lugar milonitas de ortocuarcitas. Las diaclasas en estas rocas tienen su orientación general similar a la del basamento cristalino, predominando netamente las verticales. Sobre esta base puede suponerse que el sistema de diaclasas sea post-palcozoico, del Mesozoico o Terciario.

#### GEOMORFOLOGÍA

Las características geomorfológicas de la región son el resultado de la acción de los agentes erosivos en un relieve de bloques fracturados, junto con la naturaleza de las rocas integrantes de los mencionados bloques. A medida que los bloques fueron elevándose, la erosión comenzó a rebajarlos en forma diferencial; en el grupo septentrional de sierras, la cubierta ortocuarcítica fué totalmente eliminada, probablemente debido al mayor ascenso de este conjunto de blo-



ques, siendo posteriormente labrados bajo control estructural. La orientación general de los cerros W a E coincide con las fallas principales y la esquistosidad.

Sobre la base de estas observaciones se concluye que la erosión, en la zona del basamento cristalino denudado de su cubierta ortocuarcítica, ha producido un relieve de meteorización profunda que tiende a acercarse a una penillanura, salvo en aquellos lugares donde han quedado rocas resistentes sobresaliendo como colinas de erosión o *monadnocks*.

La acumulación loésica ha suavizado el relieve primitivo. Posteriormente se implantó el drenaje actual, que se encauzó a lo largo de las zona deprimidas que representan los valles tectónicos erosivos, parcialmente colmados por sedimentos eólicos.

En el grupo meridional de serranías, la geomorfología se ha desarrollado bajo el mismo control estructural, pero la cubierta sedimentaria paleozoica ha sido el factor dominante en la elaboración del paisaje, esculpiéndose en los bloques las características formas de mesas.

En ambas regiones serranas el ascenso diferencial de los bloques originó *horsts* y *graben*. Las diferencias de nivel posibilitaron la implantación de un sistema de drenaje ecuaternalario de tipo consecuente, que profundizó los valles y rebajó las alturas. Todo este drenaje quedó sepultado (Lujanense?) por un depósito eólico de tipo loessoide, sobre el cual se implantó la red actual de arroyos.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ACUIRRE, E. (1897). *Notas geológicas sobre la Sierra de la Tinta*. Anal. Mus. Nac. Bs. As., vol. V, pp. 334-347.
- BENVENUTI, J. C. (1951). *Fenómenos de granitización en el Cerro Tandileofú (Tandil)*. Rev. Asoc. Geol. Arg. vol. VI, pp. 207-212.
- GONZÁLEZ BONORINO, F. (1954). *Geología de las Sierras Bayas*. L.E.M.I.T. Serie II, nº 55, pp. 1-37.
- GONZÁLEZ BONORINO, F., ZARDINI, R. A., FIGUEROA, M. Y LIMOUSIN, T. (1956). *Estudio geológico de las Sierras de Olavarría y Azul*. L.E.M.I.T., Serie II, nº 63, pp. 1-23.
- HARRINGTON, H. J. (1940). *La edad de la dolomita de Olavarría*. — Rev. Museo La Plata, N. S., Sec. Geol., t. I, pp. 233-258.
- HAUTHAL, R. (1896). *Contribución al estudio de la geología de la Provincia de Buenos Aires. I. Las Sierras entre Cabo Corrientes e Hinojo*. — Rev. Mus. La Plata, t. VII, pp. 477-489.
- HEUSSER, J. C. Y CLARAZ, G. (1863). *Ensayos de un conocimiento geognóstico físico de la Provincia de Buenos Aires*.



- JUNG, J. Y ROQUES, M. (1938). *Les schistes cristallins du Massif Central.* — Bull. Carte Geól. France.
- KLEE, G. (1937). *Sobre la naturaleza de las rocas de la cantera Aguirre de las sierras de Tandil.* — Rev. Fac. Quím. Industr. y Agric. Santa Fe, tomo VI.
- MISCH, P. (1949). *Metasomatic granitization of batholithic dimensions.* — A. Jour. Science, vol. 247, pp. 209-245; 372-406; 673-705.
- NÁGERA, J. J. (1919). *Nota geológica sobre el Cerro San Agustín.* — Dir. Gen. Minas, Geol. e Hidrol., Bol. 22.
- (1940). *Historia física de la Provincia de Buenos Aires. Tomo I. Tandilia.* — Biblioteca Humanidades (La Plata), t. XXIV., pp. 1-272.
- PASOTTI, P. (1954). *Sobre una roca filoniana adamellitica del cerro Tandileofú (Pcia. Bs. Aires).* — Inst. Fisiografía y Geología (Rosario), Publ. XLI, pp. 1-25.
- PASOTTI, P. (1958). *Rasgos tectónicos de las sierras de Tandil.* — Inst. Fisiografía y Geología, Rosario, Publ. XLIII; 28 págs.
- PETTIJOHN, F. J. (1949). *Sedimentary rocks.* — Harper y Bros., New York.
- ROQUES, M. (1941). *Les schistes cristallins de sud-ouest Massif Central.* — Bull. Carte Géol. France.
- SCHILLER, W. (1930). *Complicaciones tectónicas (cobijaduras) en las sierras del Tandil.* — Rev. Mus. La Plata, t. XXXII, pp. 299-306.
- (1938). *Cobijaduras tectónicas en el Paleozoico de las sierras de La Tinta.* — Notas Museo La Plata, t. III, Geol., n° 5.
- TAPIA, A. (1937). *Las cavernas de Ojo de Agua y Las Hachas.* — Dir. Minas y Geol., Bol. 43, pp. 1-124.
- TERUGGI, M. E. (1951). *Contribución a la petrología del Partido de Tandil. El cerro Noceti.* — Rev. Inst. Nac. Inv. Cienc. Nat., Geol., t. III, n° 1, pp. 1-53.
- (1954). *El material volcánico piroclástico en la sedimentación pampeana.* — Rev. Asoc. Geol. Arg., t. IX, pp. 184-191.
- (1957). *The nature and origin of Argentine loess.* — Jour. Sed. Petrology, vol. 27, pp. 322-332.
- VILLAR FABRE, J. F. (1954). *Resumen geológico de la hoja 32q Sierras del Tandil.* — Rev. Asoc. Geol. Arg., t. IX, pp. 109-130.
- (1956). *Informe geológico de la hoja 33q Barker (Pcia. Bs. As.).* — Inédito Dir. Nac. de Minería, Bs. As.
- ZESALLOS, E. (1876-77). *Estudio geológico de la Provincia de Buenos Aires.* — Anales Soc. Cient. Arg., vols. III-III, pp.

Manuscrito recibido en noviembre de 1959.