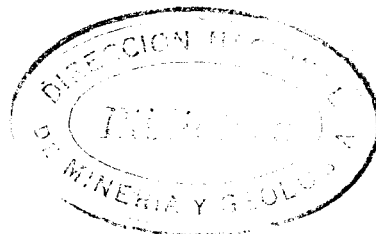


CONSIDERACIONES ESTRUCTURALES DE LA FORMACION PIEDRAS
DE AFILAR EN SU AREA TIPO, EN LOS ALREDEDORES DE LA
ESTACION PIEDRAS DE AFILAR, DPTO. DE CANELONES, URUGUAY

Por: N. Coronel, P. Oyhançabal, J. Spoturno

Octubre 1982



Dirección de los autores: Dirección Nacional de Minería y Geología
Hervidero 2853, Montevideo - Uruguay.

RESUMEN

Se presentan las relaciones estructurales de la Formación Piedras de Afilar de supuesta edad Paleozoico Inferior que se apoya discordantemente sobre rocas de la Orogénesis Trans-amazónica. Mediante la red de Schmidt se ha podido reconstruir las direcciones de paleocorriente en la parte basal, y la tectónica a la que estuvo sometida la Formación. Estos sedimentos marinos compuestos por areniscas, limolitas y calizas, fueron depositados por aguas con dirección de corriente predominantemente NE, y fueron afectados por un evento de distensión que produjo el basculamiento de las capas al SW, y una compresión posterior, que origina importantes fallas en dirección y plegamiento. En el período post-sedimentario y precompresión hacen intrusión rocas básicas con estructura de filones capa.

ABSTRACT

The Piedras de Afilar Formation of lower Paleozoic age is discordant over rocks of the Trans-amazonic orogenesis. By the use of the Schmidt net, it was possible to find the principal directions of paleocurrents in the bottom part, and the tectonic events of the area. These sediments of marine character are integrated by sandstones, siltstones and limestones, and were deposited by water with current directions principally NE. They were affected first by events of tension that tilted the beds to SW and secondly by compression associated with important strike-slip faults and folding. Basic rocks with sill structure were intruded in the period between the end of the sedimentation and the compressive tectonic efforts.

INTRODUCCION

En la Formación Piedras de Afilar, en gran parte desconocida, se han reunido un conjunto de afloramientos espacialmente relacionados con las rocas de la orogénesis Baikaliana, no estando aún establecidas las relaciones entre ambas unidades (Ferrando, Fernández; 1971). La edad de esta formación no se conoce con exactitud, aunque las relaciones estructurales conocidas la ubican en el Paleozoico Inferior (Ordoviciano tentativo, según Bossi y col. 1975 y Cámbrico, según Preclozzi y col. 1979).

Los únicos trabajos publicados en el país sobre la Formación Piedras de Afilar son los de Walther (1919 y 1927) y Jones (1956). Walther (1919) estudia el metamorfismo de contacto de "pizarras oscuras" con rocas eruptivas, que lleva a la formación de "piedra córnea epidótica (Epidot-hornfels)", por transformación de calcita original a minerales del grupo del epidoto (Epidoto y Clinozoisita). Walther (1927) y Jones (1956) descri-

ben la geología de la zona y plantean columnas estratigráficas para la región. Bossi y col. (1975) le atribuyen carácter molásico a las litologías de esta formación. Este trabajo intenta caracterizar la Formación Piedras de Afilar desde el punto de vista estructural. La región estudiada corresponde al área tipo en donde fue definida la formación por Jones (1956) y que se ubica en los alrededores de la Estación Piedras de Afilar, en la parte Este del Departamento de Canelones, Uruguay (ver figuras 1 y 2).

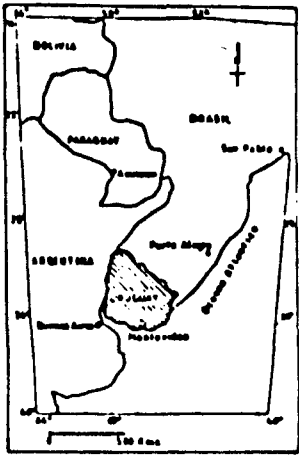


FIG. 1 Ubicación del Uruguay

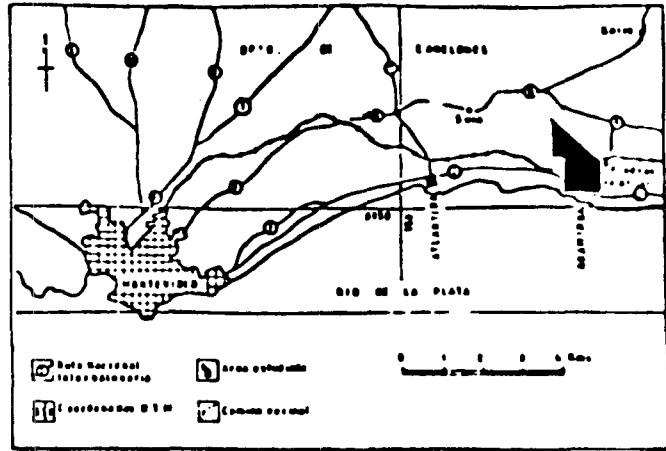


FIG. 2 Ubicación del Area Estudiada

La realización ha sido posible gracias a la colaboración brindada por la Dirección Nacional de Minería y Geología (Uruguay). Nuestro agradecimiento al Dr. J. Bossi por sus orientaciones en el estudio de las rocas intrusivas básicas. Debemos destacar también la invaluable contribución del Dr. R. Bosse (B.G.R., Alemania), quien nos ha realizado importantes aportes en el campo de la geología estructural.

RESERVA LITROESTRATIGRAFICA

La columna estratigráfica se puede ver en la carta geológica adjunta (ver figura 3). Los sedimentos de la Formación Piedras de Afilar en la zona en estudio, corresponden a un ambiente marino, habiéndose observado la siguiente sucesión de la base a la cima:

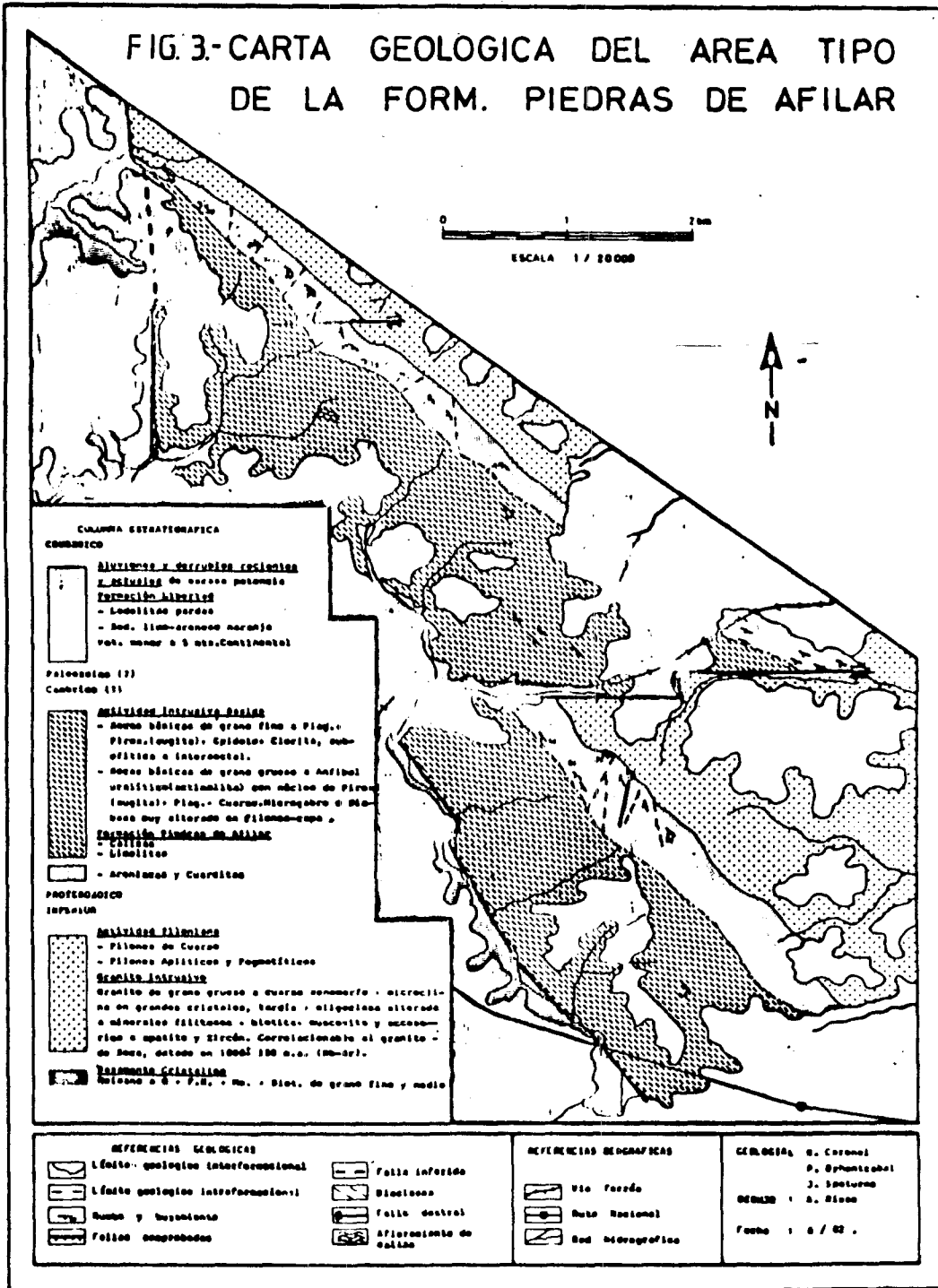
1. Banco de areniscas y cuarcitas.

Este banco de areniscas constituye el accidente geográfico conocido con el nombre de Cerros de Piedras de Afilar, cuyo rumbo es paralelo al rumbo de los estratos. Se apoyan discordantemente sobre el granito de Soca. Se trata de areniscas gruesas en la base, cuarcosas y a veces cuarzo-feldespáticas de colores blanco y de oxidación. Aparecen interestratificaciones de areniscas finas y medias, cuarcitas y ocasionales estratos de limolita. En la parte media y superior de este banco predominan areniscas finas y medias, y cuarcitas, intercalando finos estratos de limolitas. Las areniscas finas y cuarcitas presentan cuarzo con extinción ondulosa en granos de buen redondeamiento, no obstante la mayor parte de éstos están atacados por una intensa silicificación posterior y deformación, que ocasiona fracturación de granos y formación de bordes angulosos. La silicificación afecta solamente a algunos estratos de este banco.

La estratificación es paralela y en casos excepcionales entrecruzada. En la parte media de este banco se presentan marcas de onda y superficies tipo calco de flujo.

Este banco se encuentra buzando hacia el SW, con un importante diaclasamiento y con corrimientos en la horizontal debido a fallas en dirección sinistral y dextrales. Potencia aproximada: 250 metros.

FIG. 3.- CARTA GEOLOGICA DEL AREA TIPO DE LA FORM. PIEDRAS DE AFILAR



Limollitas

Con limollitas de colores oscuros, grises, con fina estratificación en bandas de 0,5-1 mm en forma gradada decreciente, rítmica, a borde neto. Mineralógicamente constituidas por filosilicatos incoloros (tipo Illita - sericita), cuarzo y minerales opacos (óxidos de hierro); micacea, muscovítica con láminas de hasta 0,5 mm de longitud. La intrusión de rocas básicas origina efectos de metamorfismo de contacto en estas limollitas desarrollándose un mineral filitoso pleocroico (biotita ?) que en casos se agrupa formando manchas, donde este mineral es de mayor tamaño, tomando la roca el aspecto de un "esquistos manchado de contacto". Cuando el metamorfismo de contacto es más intenso llega a desarrollarse corneanas epidóticas. Estas limollitas intercalan algunos bancos de areniscas, se encuentran buzando hacia el SW y están plegadas en el borde de contacto con el basamento cristalino. Se observa en ellas una incipiente esquistosidad de fractura. Potencia aproximada: 350 metros.

3. Calizas

Calizas de grano fino de colores grises y negros, a veces arenosas, con venillas de calcita recristalizada. Presentan intercalaciones de Limolitas y están intensamente plegadas.

4. Actividad Intrusiva básica

Rocas básicas con estructura aparente de filones-capa hacen intrusión en la Formación Piedras de Afilar. Estas rocas no pertenecen a la Formación Piedras de Afilar, pero se han cartografiado conjuntamente con las limolitas y calizas debido a su estructura y a la importante cobertura que presentan.

Dentro de cada filón-capa se han observado alternancias de rocas de grano fino y grueso, sustentando la hipótesis de que cada filón-capa corresponda a más de una etapa intrusiva.

Las rocas microgranudas presentan textura subofítica a intersecal. Mineralógicamente están constituidas por un anfíbol pleocroico (Actinolita), Plagioclasa (Albita), Clorita verde clara y Epidoto (pistacita) en la matriz y en venillas recortando la roca.

Las rocas de grano grueso presentan textura pseudo-lamprofídica, con grandes cristales de Actinolita uralítica cuyo centro es de piroxeno (Augita), inmersos en una matriz a cuarzo, plagioclasa, Clorita y Epidoto. Ocasionalmente la Plagioclasa aparece en grandes cristales. Su tamaño menor más frecuente es debido posiblemente a la saussuritización posterior.

Petrográficamente corresponden a microgabros o diabasas y gabros con fuerte alteración, cuyo magma original tendría la composición aproximada de un basalto toleítico.

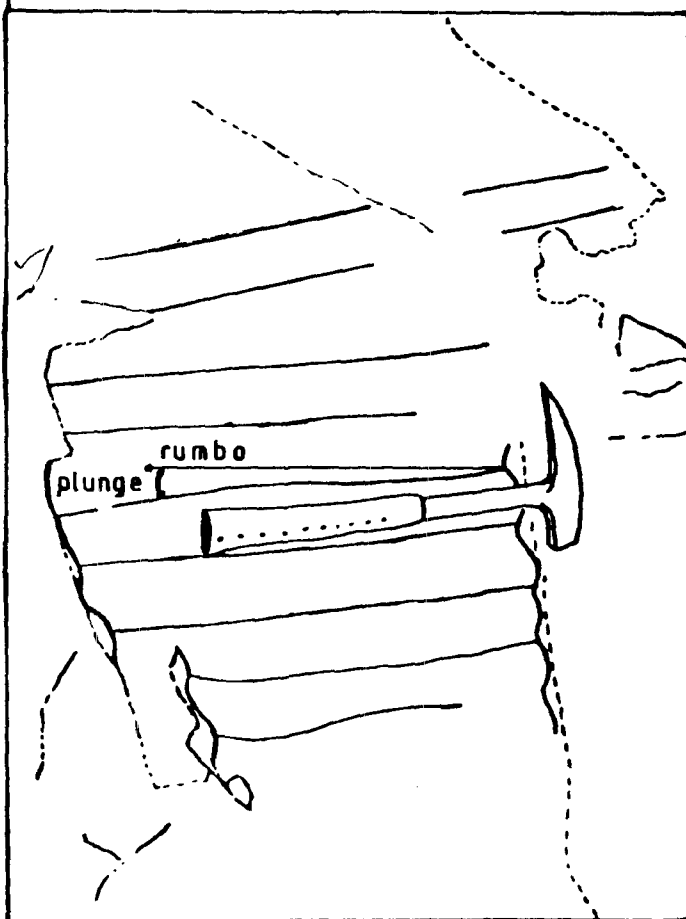
DIRECCIONES DE PALEOCORRIENTES

Las estructuras sedimentarias como marcas de ondas y superficies de calcos de flujo aparecen en la parte media del banco de areniscas. Se prestó especial interés a las marcas de onda, a los efectos de reconstruir las direcciones más frecuentes de paleocorriente en ese nivel. Para esto se realizaron mediciones en el campo de dirección de línea (rumbo) e Inmersión (plunge) de las crestas de 36 trenes de marca de onda. Estos líneas fueron representados en una red de Schmidt (ver figura 4) con la cual se llevaron al plano horizontal. Este proceso se realizó, asumiendo que las marcas de ondas se formaron en el plano horizontal y que la posición actual es debida a un evento de basculamiento post-sedimentación. Las direcciones obtenidas se representaron en una rosa de frecuencia sobre una proyección equiareal polar (ver figura 5).

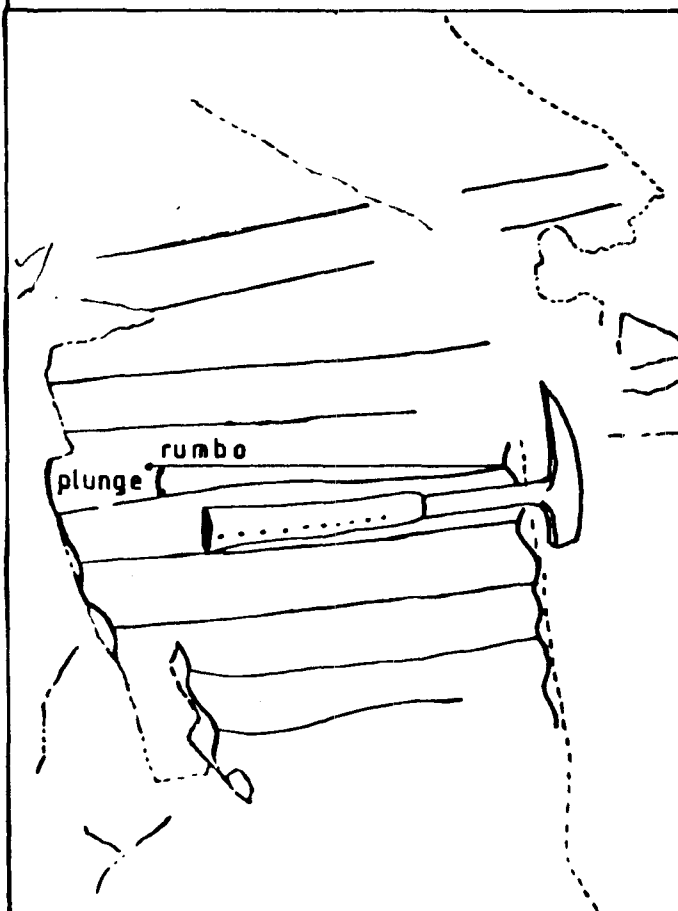
Las orientaciones preferenciales de las crestas de marca de onda fueron N - 10 - W y N - 70 - W. Suponiendo que las crestas de marcas de onda se disponen normalmente a la dirección de corriente, las paleocorrientes que las originaron tendrían los siguientes rumbos preferenciales:

1. N-80-E
2. N-20-E

Los trenes de marca de ondas se presentan generalmente con 5-8 crestas. La longitud de onda de estas marcas es de 6-12 cm. en promedio, con una amplitud de hasta 5 cm. El I.R. es menor a 15, estando comprendido generalmente en el rango de 2 - 5. Se observan con una tendencia marcada a la simetría. Por esta razón se trataría de aguas someras moviéndose en los dos sentidos como en aguas de playa, habiendo evolucionado a aguas más profundas y tranquilas, con la deposición de Limolitas y calizas.



Proceso de medición de lineares



Proceso de medición de lineares

es de un basculamiento de eje paralelo a la falla, coincidiendo la dirección de las capas con la de la falla (según la clasificación de Lillie, 1981).

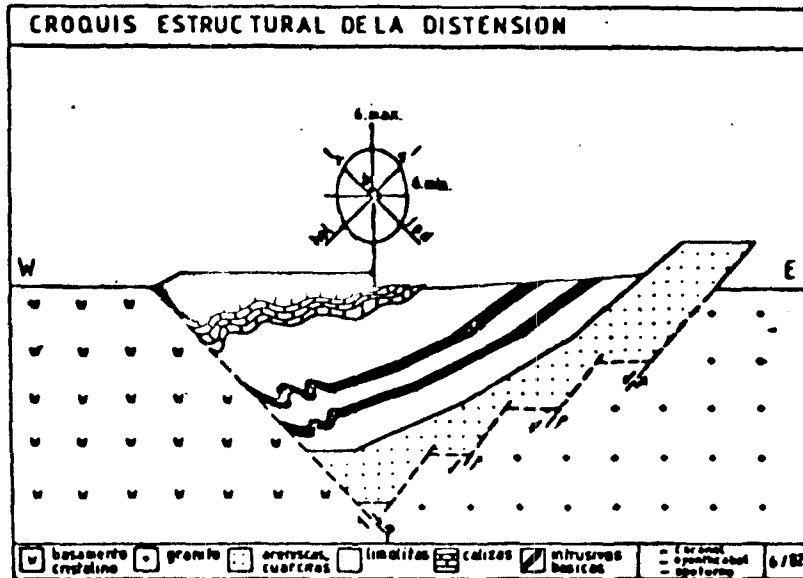


FIG. N° 6

Esta situación se puede asociar a un elipsoide de deformación y de esfuerzos, cuyos ejes tienen la siguiente posición:

<u>Ejes de deformación</u>	<u>Posición</u>	<u>Ejes de esfuerzo</u>
c	N-50-E/horizontal	6. mínimo
b	N-40-W/horizontal	6. intermedio
a	vertical	6. máximo

Durante el basculamiento los ejes de deformación pueden haber sufrido una rotación alrededor del eje "b", girando el elipsoide hasta un máximo de 45 grados al SW. Tomando estos posibles campos de esfuerzos no se observaron polos de diaclasas que pudieran tener este origen. De esta manera la tectónica de distensión no parece haber originado diaclasamiento en estas rocas.

En el borde W, contra el basamento cristalino, se observan pliegues en calizas y limolitas. Se podría relacionar este plegamiento a una compresión de borde, asociada a la tectónica de distensión. El eje "b" de estos pliegues es de dirección aproximadamente paralela a la fractura límite de la cuenca generada por el basculamiento.

En forma aparente la falla límite entre el basamento y la Formación Piedras de Afilar podría situarse en el contacto entre el basamento y el granito intrusivo. De esta forma podría suceder que la fractura ideal que la distensión sería capaz de originar, fuese encausada por un plano de debilidad ya existente, cuya posición sea distinta.

Tectónica de Compresión

En el área estudiada (ver carta geológica) la Formación está dividida en dos bloques (bloques Norte y Sur respectivamente), por una falla en dirección de rumbo E - W, dextral, produciendo un desplazamiento de 2600 metros. Otro fallamiento de rumbo N-S, también de desplazamiento horizontal es sinistral y produce un desplazamiento de la falla anterior de 200 m. Estos dos sistemas de fallas se han interpretado como conjugadas, estando asociadas a otras fallas paralelas de similares características pero de menor entidad.

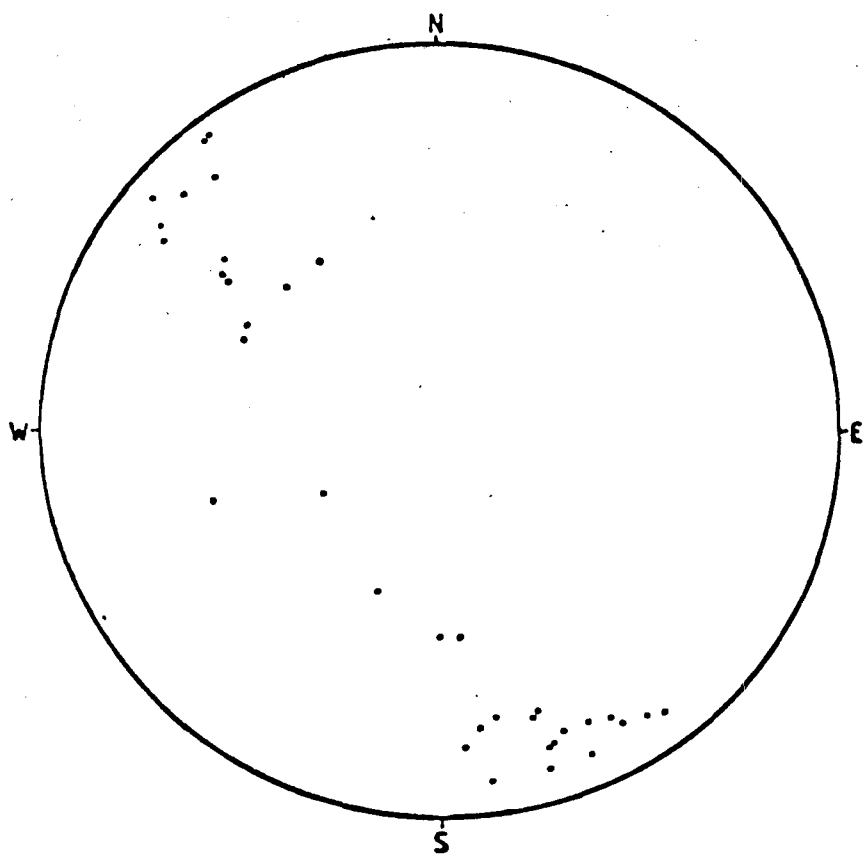
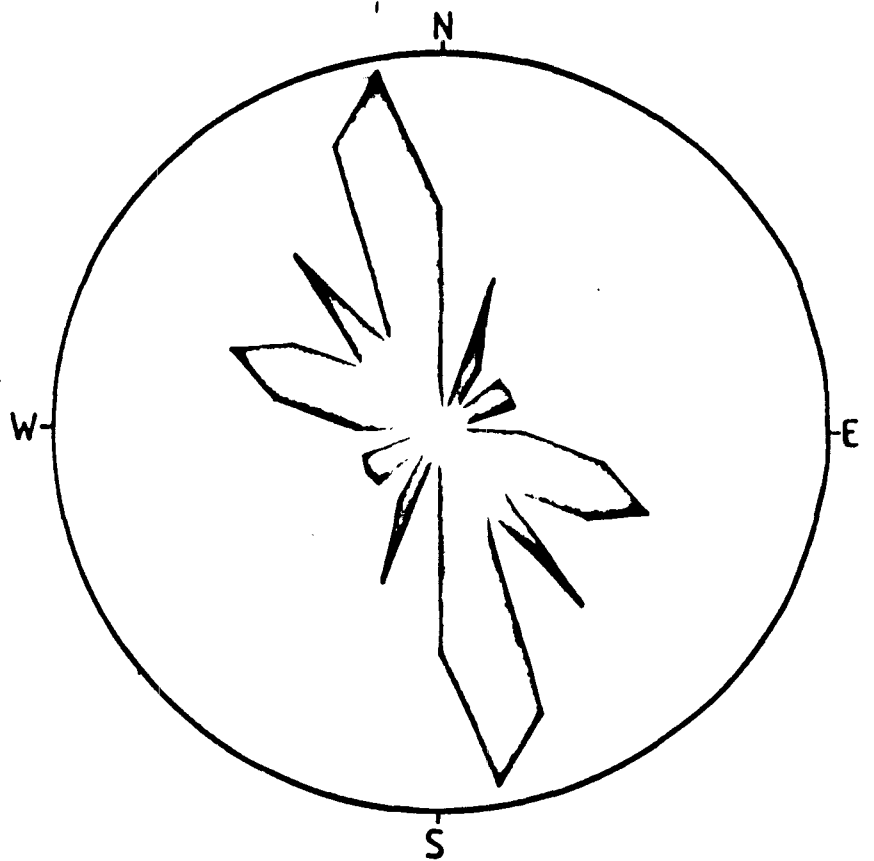


FIG. N^o 4. Posición actual de los lineares representados en la red de Schmidt.

FIG. N^o 5. Representación de las direcciones de crestas marcas de ondas en una rosa de frecuencia.

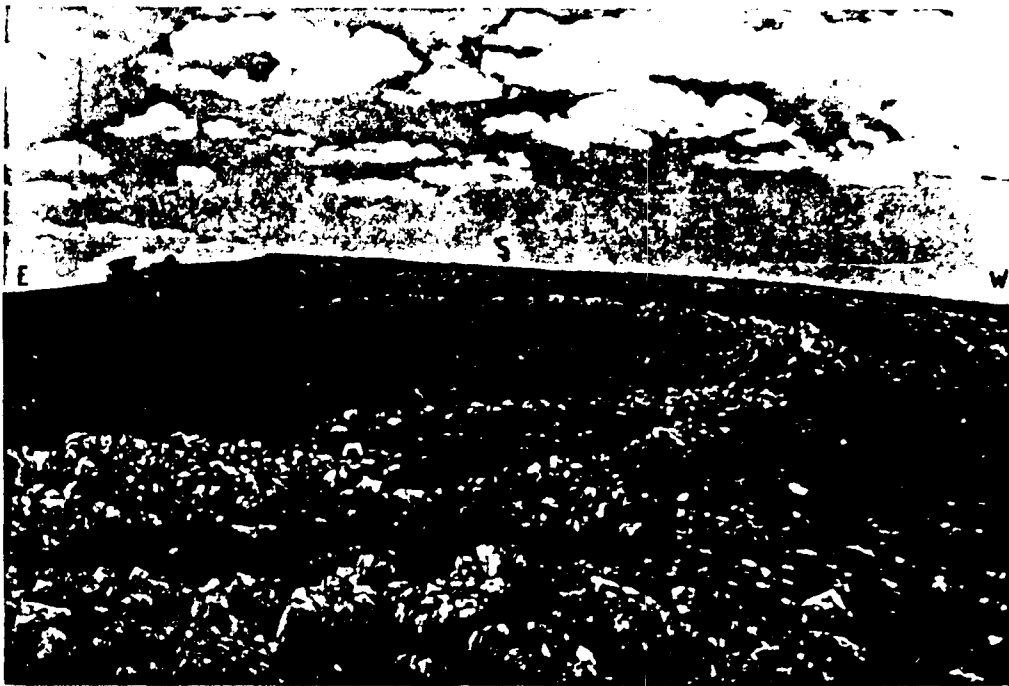


EVOLUCION TECTONICA

Se ha podido diferenciar a partir de datos de rumbo y buzamiento de los estratos, del hacinamiento y fallamiento, así como pliegues asociados, que esta formación ha estado sometida a dos eventos tectónicos principales: uno de distensión y otro de compresión.

Tectónica de Distensión

El fenómeno de distensión originó un basculamiento post-sedimentario que llevó a los estratos a una posición promedio N-40-W / 45 SW. La dirección de la falla principal que limita al bloque que se movió en forma normal, tiene rumbo N-40-W. Se trata enton-



FOTOGRAFIA DE FALLA EN DIRECCION Y PLIEGUES DE FLANCO
MUY ABIERTO.



BUZAMIENTO Y DIACLASADO DE LAS ARENISCAS BASALES DE LA
FORMACION PIEDRAS DE AFILAR.

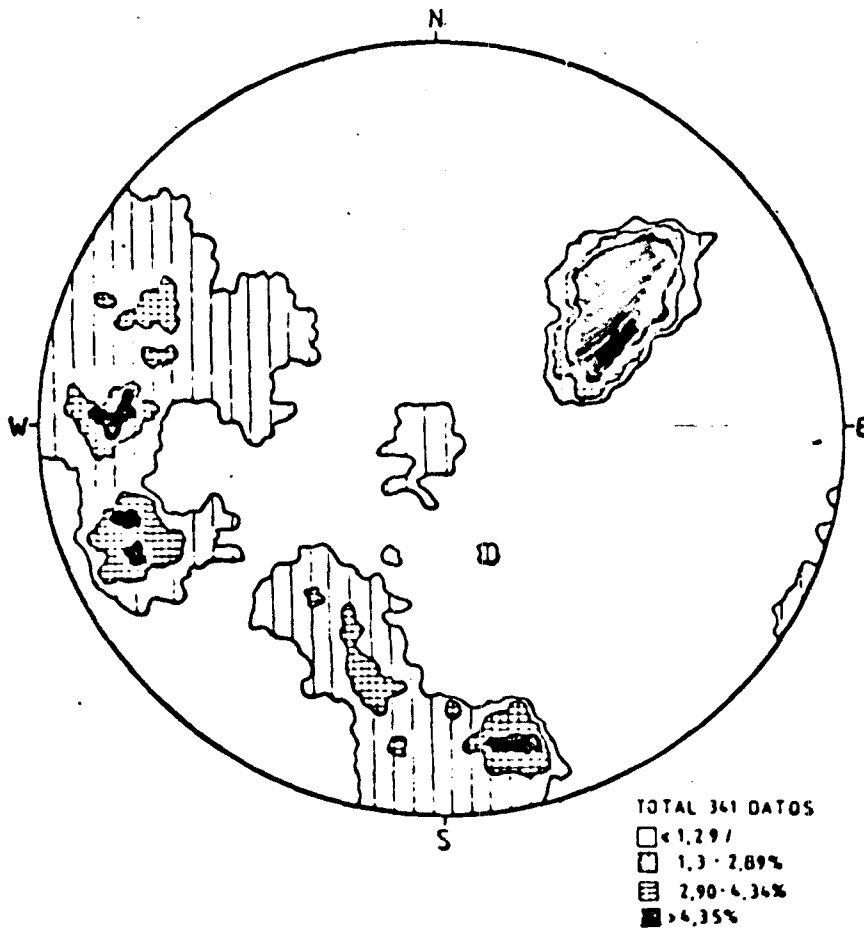


FIG. N^o 7. Representación de polos de 341 diaclasas en una red de Schmidt.

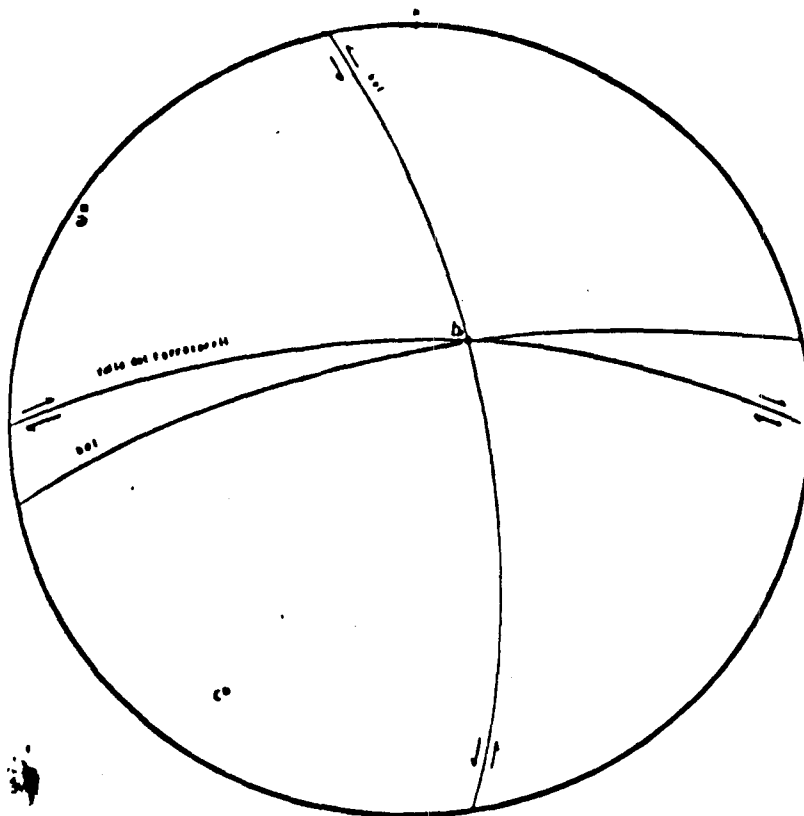


FIG. N^o 8. Ejes de deformación correspondientes a los polos de diaclasas de la Fig. N^o 7.

Del análisis estadístico de 341 diaclasas en el bloque norte, sobre el banco de areniscas, se obtuvo la distribución mostrada en la figura 7. Dos de los polos de diaclasas se asocian a los polos correspondientes a las fallas en dirección conjugadas, el tercer polo se asocia a los polos de los planos anisótropos de la estratificación sedimentaria. De esta manera este diaclasamiento estaría asociado al fallamiento en dirección observado, y ambos estarían en correspondencia con el siguiente campo de esfuerzo y deformación:

<u>Ejes de deformación</u>	<u>Posición</u>	<u>Ejes de esfuerzo</u>
a	N-58-E/3°NW	6. máximo
b	N-37-E/70°NE	6. intermedio
c	N-32-E/20°SW	6. mínimo

Este mismo campo de esfuerzos ha generado pliegues, cuya relación se muestra en las figuras 9 y 10.

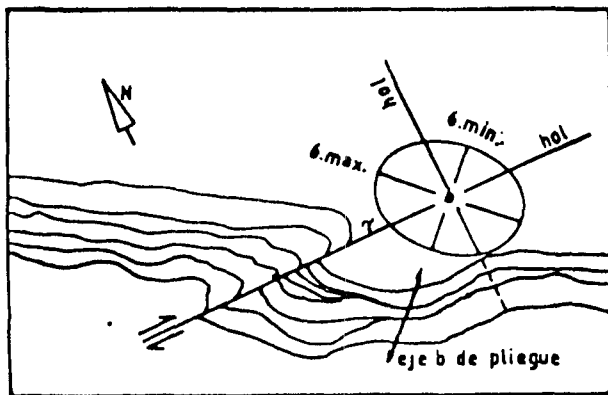


FIG. N° 9. Campo de esfuerzos compresivos.

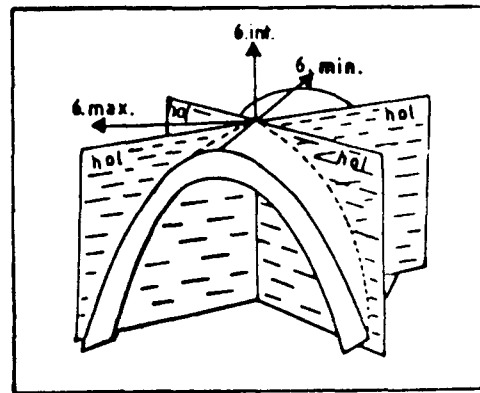


FIG. N° 10. Relación entre el campo de esfuerzo y el plegamiento.

COMPORTAMIENTO TECTÓNICO DE LAS DIFERENTES LITOLOGÍAS

El análisis presentado anteriormente se refiere principalmente al banco de areniscas y cuarcitas, las cuales se han comportado de manera frágil, presentando cizallamiento y un importante diaclasado.

En las limolitas se observa una esquistosidad de fractura que se asocia en principio a la tectónica de compresión, evidenciando un comportamiento más plástico de estas rocas. Es en estas litologías en donde aparecen pliegues de eje paralelo al eje de basculamiento, y el diaclasado no es tan importante.

Las calizas por otra parte se han comportado como muy plásticas, los dos eventos tectónicos han causado en ellas plegamientos.

COMPORTAMIENTO TECTÓNICO DE LAS ROCAS INTRUSIVAS BÁSICAS

Estas rocas han sido afectadas con certeza por el fenómeno compresivo, desconociéndose si su intrusión es posterior o anterior al basculamiento. Se realizó en ellas un levantamiento de diaclasas resultando la distribución mostrada en la figura 11. Se ha reconocido en el campo la existencia de cizallas similares a las que afectaron a la Formación Piedras de Aflar. La gran falla de dirección Este-Oeste también desplaza a estas rocas. El diaclasado corresponde también al mismo campo de esfuerzo, pero predominan

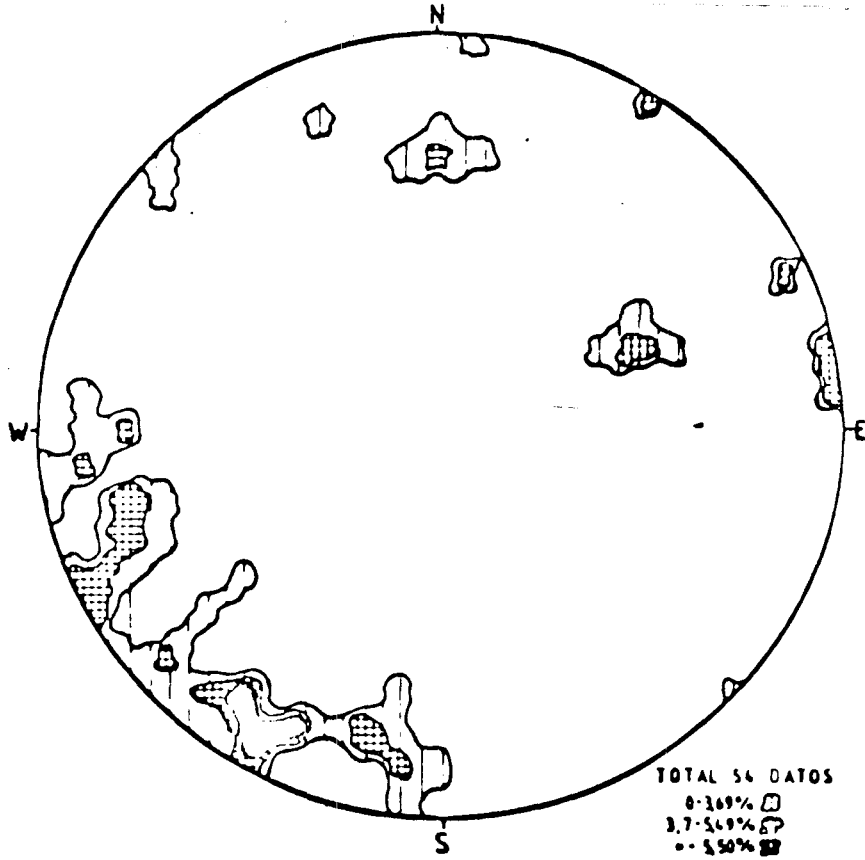


FIG. N° 11. Polos de diáclisas de las rocas intrusivas básicas

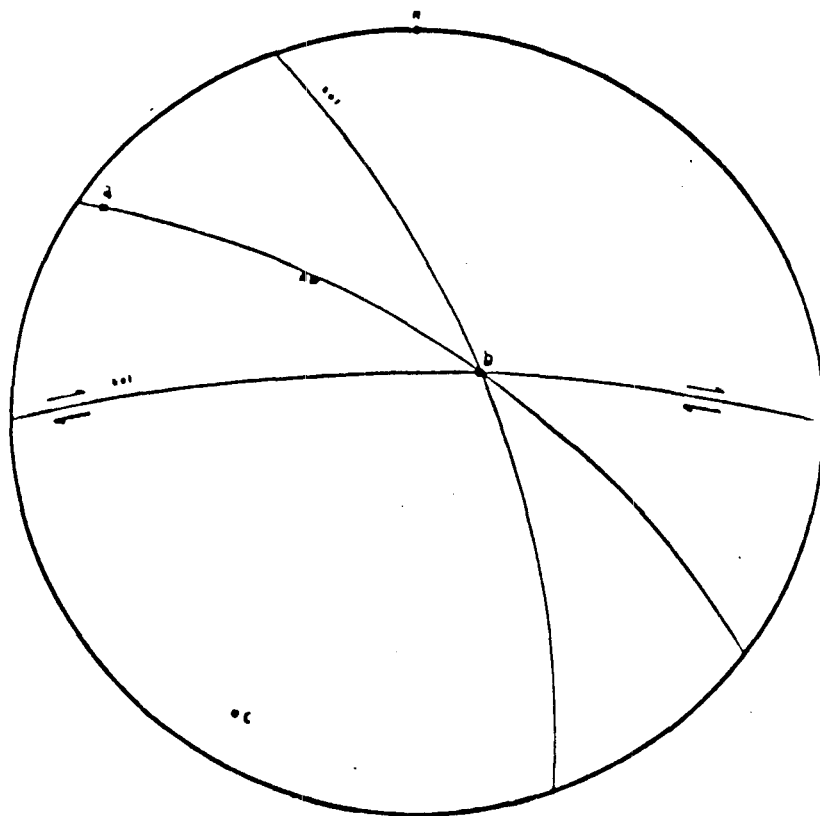


FIG. N° 12. Ejes de deformación de las rocas intrusivas básicas