



Naturalis

Repositorio Institucional
<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar>

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Naturales y Museo



Mineralogía y sedimentología de la formación Sierras Bayas en el núcleo septentrional de las sierras homónimas, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires

Poiré, Daniel Gustavo

Doctor en Ciencias Naturales

Dirección: Iñíguez Rodríguez, Mario Adrián

Universidad Nacional de La Plata. Facultad de Ciencias Naturales y Museo
1987

Acceso en:

<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/id/20120126000441>



Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons
Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional



Naturalis

Repositorio Institucional
FCNyM - UNLP

188
1987

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO

" Mineralogía y sedimentología de la Formación Sierras Bayas
en el Núcleo Septentrional de las sierras homónimas,
partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires "

Autor

Daniel Gustavo Poiré

Director

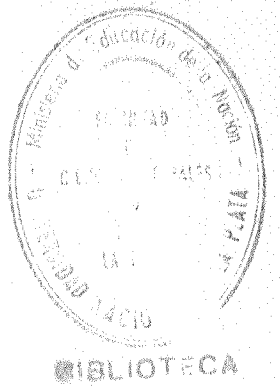
Dr. Adrián Mario Iffiguez Rodríguez

Tesis presentada para optar al título de

DOCTOR EN CIENCIAS NATURALES

(orientación GEOLOGIA)

-- 1987 --



INDICE

CAPITULO I. Generalidades.....	1
I.1. Introducción.....	2
I.1. Ubicación geográfica.....	3
I.3.1. Antecedentes.....	5
I.3.2. Edad de la formación: antecedentes.....	7
I.4. Estructura y geomorfología.....	8
CAPITULO II. Facies sedimentarias.....	14
II.1. Introducción.....	15
II.2. Facies sedimentarias y ambientes de sedimentación, consideraciones generales.....	15
II.3. Metodología para la determinación de facies, sedimentarias.....	16
II.3.1. Tareas de campo.....	16
II.3.2. Metodología de estudio para la determinación de la composición mineralógica.....	21
II.3.2.1. Petrografía.....	21
II.3.2.2. Ordenamiento de los resultados.....	22
II.4. Basamento cristalino.....	23
II.4.1. Nivel de alteración del basamento.....	24
II.5. Cubierta sedimentaria.....	25
II.5.1. Asociación de Facies Cuarzo-arcósicas.....	25
II.5.1.a. Facies de vaques y arenitas arcósicas con conglomerado basal.....	28
II.5.1.b. Facies de arenitas cuarzosas, con niveles conglomerádicos.....	32
II.5.1.c. Facies de diamictitas.....	33
II.5.1.d. Facies de lutitas con niveles váquicos subordinados.....	35
II.5.2. Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas.....	37
II.5.2.e. Facies dolomítica de bioestromas dómicos con estromatolitos columnares, estratiformes y bulbosos, y pelitas verdes interbioestromales....	40
II.5.2.f. Facies de dolomías laminadas.....	45
II.5.2.g. Facies dolomítica de bioestromas dómicos con estromatolitos estratiformes.....	46
II.5.2.h. Facies dolomítica de biohermas dómicos y pelitas verdes subordinadas.....	46
II.5.2.i. Facies de dolomías laminadas friables.....	46
II.5.2.j. Facies de lutitas rojas.....	48
II.5.3. Asociación de Facies Psamíticas y Pelíticas.....	48
II.5.3.k. Facies de fangolitas amarillentas y brecha de ftanita.....	49
II.5.3.l. Facies de psamitas y pelitas varicolores.....	53
II.5.4. Asociación de Facies Cuarcíticas.....	56
II.5.4.m. Facies de arenitas cuarzosas ondulíticas.....	56
II.5.4.n. Facies de arenitas cuarzosas en artesas.....	59

II.5.4.n.	Facies de arenitas cuarzosas con megaòndulas y òndulas sobreimpuestas.....	62
II.5.5.	Asociaciòn de Facies Pelìticas.....	62
II.5.5.o.	Facies de arcilitas y limolitas amarillentas.....	64
II.5.5.p.	Facies de arcilitas rojas.....	67
II.5.6.	Asociaciòn de Facies Carbonàticas.....	67
II.5.6.q.	Facies de mudstones rojizos con laminaciòn ondulìtica.....	72
II.5.6.r.	Facies bitemàtica rojiza de mudstones y lutitas calcàreas en estratos cuneiformes y artesas.....	76
II.5.6.s.	Facies de mudstones negros.....	76
II.6.	Contacto superior de esta secuencia sedimentaria con la Formaciòn Cerro Negro.....	79
CAPITULO III. Mineralogìa de las arcillas.....		82
III.1.	Introducciòn.....	83
III.2.	Metodologìa de estudio.....	84
III.2.1.	Difracciòn de rayos X.....	84
III.2.2.	Microscopìa electrònica.....	86
III.3.	Mineralogìa del material arcilloso de las sedimentitas de Sierras Bayas.....	86
III.3.1.	Asociaciòn de Facies Cuarzo-arcòsicas.....	86
III.3.2.	Asociaciòn de Facies Dolomìticas y Pelìticas.....	89
III.3.3.	Asociaciòn de Facies Psamìticas y Pelìticas.....	91
III.3.3.1.	Agregados de mica glauconìtica.....	91
III.3.3.1.1.	Terminologìa, origen y ambiente de formaciòn de la "glauconita".....	92
III.3.3.1.2.	Gènesis de las micas glauconìticas.....	93
III.3.3.2.	Material arcilloso.....	94
III.3.4.	Asociaciòn de Facies Cuarcìticas.....	94
III.3.4.1.	Material arcilloso.....	98
III.2.4.2.	Alunita.....	98
III.3.5.	Asociaciòn de Facies Pelìticas.....	100
III.3.6.	Asociaciòn de Facies Carbonàticas.....	100
CAPITULO IV. Geoquìmica de rocas carbonàticas.....		104
IV.1.	Introducciòn.....	105
IV.2.	Metodologìa de estudio.....	105
IV.2.1.	Anàlisis quìmicos.....	105
IV.2.2.	Determinaciòn del porcentaje molar (Mol%) de CaCO ₃ en la dolomita, por difracciòn de rayos X..	106
IV.3.	Geoquìmica de dolomias.....	107
IV.3.1.	Resultados obtenidos.....	107
IV.3.2.	Anàlisis de los resultados.....	107
IV.4.	Geoquìmica de las calizas.....	110
IV.4.1.	Resultados obtenidos.....	110
IV.4.2.	Anàlisis de los resultados.....	110

CAPITULO V. Paleocorrientes.....	115
V.1. Introducción.....	116
V.2. Metodología de estudio.....	116
V.3. Resultados obtenidos.....	119
V.3.1.1. Asociación de Facies Dolomíticas y Pelticas.....	119
V.3.1.2. Interpretación de los resultados.....	120
V.3.2.1. Asociación de Facies Cuarcíticas.....	123
V.3.2.2. Interpretación de los resultados.....	128
CAPITULO VI. Estromatolitos.....	130
VI.1. Introducción.....	131
VI.2. Generalidades.....	131
VI.3. Metodología de estudio.....	134
VI.3.1. Tareas de campo.....	134
VI.3.2. Tareas de laboratorio.....	134
VI.3.2.1. Placas seriadas.....	134
VI.3.2.2. Cortes delgados.....	136
VI.3.3. Tareas de gabinete. Técnica de representación gráfica.....	136
VI.4. Clasificación.....	137
VI.4.1. Material a clasificar.....	140
VI.5. Los estromatolitos de la Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas.....	140
VI.5.1. Ciclos estromatolíticos.....	142
VI.5.2. Estromatolitos: grupos y formas.....	144
VI.5.3. Significado ambiental.....	144
VI.5.3.1. Sección inferior.....	171
VI.5.3.2. Sección media.....	173
VI.5.3.3. Sección superior.....	173
VI.5.4. Edad de los estromatolitos de las Sierras Bayas..	174
CAPITULO VII. Trazas fósiles y microorganismos.....	178
VII.1. Introducción.....	179
VII.2. Antecedentes.....	179
VII.3. Trazas fósiles de la Asociación de Facies Cuarcíticas.....	181
VII.3.1. <i>Palaeophycus</i> sp Hall 1847.....	181
VII.3.2. <i>Didymaulichnus</i> sp Young 1972.....	181
VII.3.3. Trazas en forma de U paralelas a la estratificación.....	183
VII.3.4. Consideraciones biofaciales.....	183
VII.3.5. Consideraciones bioestratigráficas. Comparación de estas trazas con las de la Formación Balcarce.	185
VII.4. Microfósiles de la Asociación de Facies Carbonáticas.....	185
VII.5.1. Relación de los microorganismos con la materia orgánica de las calizas.....	187

CAPITULO VIII. Origen de la dolomita y modelo de dolomitización.....	195
VIII.1. Introducción.....	196
VIII.2. Generalidades.....	196
VIII.2.1. Consideraciones geoquímicas en la formación de dolomita.....	196
VIII.2.2. Consideraciones petrográficas.....	199
VIII.2.3. Origen de la dolomita y modelos de dolomitización	201
VIII.2.3.1. Dolomita primaria.....	201
VIII.2.3.2. Dolomita secundaria.....	202
VIII.3. La dolomita de la Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas.....	205
VIII.3.1. Modelo de dolomitización propuesto.....	206
VIII.3.1.1. Formación de calcita magnesiana en las bioconstrucciones.....	206
VIII.3.1.2. Dolomitización de la lámina orgánica.....	206
VIII.3.1.3. Dolomitización masiva posterior.....	208
VIII.3.1.4. Fuente de magnesio.....	209
CAPITULO IX. Paleocambientes sedimentarios.....	210
IX.1. Introducción.....	211
IX.2. Nivel de alteración del basamento.....	211
IX.3. Primer Ciclo Sedimentario.....	212
IX.3.1. Asociación de Facies Cuarzo-arcósicas.....	212
IX.3.2. Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas.....	214
IX.3.3. Consideraciones paleogeográficas.....	216
IX.3.4. Síntesis del Primer Ciclo Sedimentario.....	218
IX.4. Segundo Ciclo Sedimentario.....	219
IX.4.1. Asociación de Facies Psamíticas y Pelíticas.....	219
IX.4.2. Asociación de Facies Cuarcíticas.....	220
IX.4.3. Asociación de Facies Pelíticas.....	222
IX.4.4. Modelo de sedimentación.....	222
IX.4.5. Consideraciones paleogeográficas.....	223
IX.4.6. Síntesis de Segundo Ciclo Sedimentario.....	224
IX.5. Tercer Ciclo Sedimentario.....	224
IX.5.1. Asociación de Facies Carbonáticas.....	224
IX.5.2. Síntesis del Tercer Ciclo Sedimentario.....	229
CAPITULO X. Consideraciones estratigráficas y geocronológicas.....	230
X.1. Estratigrafía.....	231
X.2. Edad de las formaciones.....	231
X.3. Correlaciones intercontinentales.....	234

CAPITULO XI. Conclusiones.....	239
XI.1. Introducción.....	240
XI.2. Facies sedimentarias.....	240
XI.3. Mineralogía de las arcillas.....	243
XI.4. Geoquímica.....	244
XI.5. Paleocorrientes.....	244
XI.6. Estromatolitos.....	245
XI.7. Trazas fósiles y microorganismos.....	246
XI.8. Origen de la dolomita y modelo de dolomitización.	246
XI.9. Interpretaciones paleoambientales.....	247
XI.10. Estratigrafía, edad y correlaciones.....	249
BIBLIOGRAFIA.....	250

AGRADECIMIENTOS

En principio, deseo expresar el más profundo de mis agradecimientos a mi director, Dr. A. Mario Infiguez, por su apoyo constante durante la realización de este trabajo, por haberme inculcado con su ejemplo los principios básicos de la investigación científica, por sus consejos siempre criteriosos, y lo que es más importante aún, por significar para mí, la imagen de la paternidad geológica.

Un profundo agradecimiento también al Dr. Luis A. Spalletti, quien con su natural aptitud de docente, forjó mi pensamiento sedimentológico desde mis épocas de estudiante de grado y me brindó todo su apoyo en esta disciplina, a lo largo de la presente investigación.

Asimismo, hago extensivo mi agradecimiento a la totalidad de los investigadores del Centro de Investigaciones Geológicas, por haber aportado el marco de discusión científica y académica necesario, no solo para desarrollar este trabajo, sino también para fortalecer mi formación académica.

Por otra parte deseo agradecer al Dr. Julio C. Merodio, por haber efectuado los análisis químicos y la revisión crítica del manuscrito en los capítulos atinentes a la geoquímica de rocas carbonáticas.

Deseo agradecer también a mis compañeros becarios del Centro de Investigaciones Geológicas, y muy especialmente a Eugenio Aragón, Analía del Valle, Sergio Matheos, Claudio Barrio y Adriana Blasi, por su apoyo en el quehacer cotidiano de esta investigación y por haber creado un clima de trabajo por demás cordial.

Asimismo quiero expresar mi gratitud al Dr. Gilberto Aceñolaza, por las sugerencias aportadas para la identificación de las trazas fósiles.

En este tópico, deseo expresar mi agradecimiento también al Dr. T. Peter Crimes, de la Universidad de Liverpool, por la revisión crítica de este material, por el apoyo bibliográfico brindado y por las sugerencias efectuadas en el campo, sobre metodología de estudio de icnitas.

Por otra parte, hago extensivo mi agradecimiento al D. Isidoro B. Schalamuck, por su dirección a lo largo de varios meses, en los primeros tiempos de esta investigación, en ausencia de mi director.

Deseo agradecer también a los señores Carlos Brianesse y Gabriel Poiré, por la realización de los dibujos.

Por otra parte, quiero agradecer a la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires (C.I.C.), por haberme otorgado para la realización de este trabajo, becas de estudio y perfeccionamiento.

Asimismo agradezco profundamente a la empresa Loma Negra CIASA, y en particular a su Gerencia de Minería, por el apoyo logístico brindado para la ejecución de las tareas de campo. A los colegas de dicha empresa, Lic. Hugo Vidili y Lic. Ricardo Iturriza, mi mayor agradecimiento.

CAPITULO I

Generalidades

una nueva propuesta estratigráfica para el precámbrico sedimentario de Olavarría.

Desde el punto de vista económico, ya es bien conocido que estas sedimentitas encierran importantes depósitos minerales, que convierten a Olavarría en uno de los distritos mineros más importantes del país. Sus calizas, arcilitas y dolomías, conjuntamente con los granitoides del basamento cristalino, abastecen en gran medida a las industrias de materiales para la construcción. En el caso particular de las dolomías con muy bajo porcentaje de sílice, son utilizadas también en nuestra industria siderúrgica.

Con las determinaciones realizadas en este estudio, en lo que respecta a los modelos de depositación y a las variaciones geoquímicas de los niveles carbonáticos, se ha podido inferir las geometrías y calidades de los litosomas en explotación. Lo cual representa un aporte a la geología económica de la región. Por otra parte, la forma original de estas capas ha sido modificada por procesos tectónicos. El mapeo de la Formación Sierras Bayas, con su correspondiente relevamiento estructural, y los perfiles geológicos levantados, ha posibilitado establecer las actuales formas de yacencia.

En otro orden de cosas, es importante destacar, que la abundante presencia de estromatolitos en estos niveles sedimentarios, nos ha dado la oportunidad de desarrollar una línea de investigación inédita en nuestro país. Es así que hemos llevado adelante metodologías de estudio propias de estas estructuras organosedimentarias, las cuales involucran métodos de campo, y técnicas de laboratorio y gabinete. Cabe recordar además, la valiosa información que brindan los estromatolitos, tanto desde un punto de vista paleoambiental, como bioestratigráfico.

1.2.- UBICACION GEOGRAFICA

Las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires (Harrington, 1956), también denominada Tandilia (Nágera, 1940), se extienden desde las lomadas de Quillalauquén con rumbo NO-SE, hasta Mar del Plata por más de 300 Km. La Formación Sierras Bayas tiene como área de afloramiento el sector noroeste de esta provincia geológica, comprendiendo esencialmente las zonas de Barker y Olavarría (Dalla Salda e Iffiguez, 1978).

En las cercanías de Olavarría se presentan unas elevaciones que los indígenas llamaban Bayú Cura Mahuida, debido al color bayo que muestran algunas de sus rocas. Posteriormente fueron denominadas como Sierras Amarillas, Sierras de Tapalquén, Sierra Baya (Aguirre, 1879) y por último Sierras Bayas (Schiller, 1930).

Las Sierras Bayas (Fig. I.1) tienen una forma linguiforme, cuya longitud mayor de aproximadamente 20 Km, tiene una dirección NNE-SSO; su ancho máximo no alcanza los 10 Km. Existen dos valles perpendiculares al eje mayor que cortan a esta unidad orográfica en tres Núcleos: Septentrional, Central y Austral. La altura sobre el nivel del mar sobrepasa escasamente los 300 m y la diferencia con la llanura que lo circunda no alcanza los 150 m.

En los tres núcleos se repite la misma columna estratigráfica a causa de fallas paralelas ubicadas en los valles antes mencionados.

Como hemos dicho anteriormente, el Núcleo Septentrional es el área más propicia para efectuar el estudio sedimentológico y mineralógico de la Formación Sierras Bayas. Sus coordenadas geográficas son: 36° 54' y 36° 57' de latitud sur y entre 60° 08' y 60° 12' de longitud oeste.

El Núcleo Septentrional está conformado por cuatro cerros a saber (Fig.

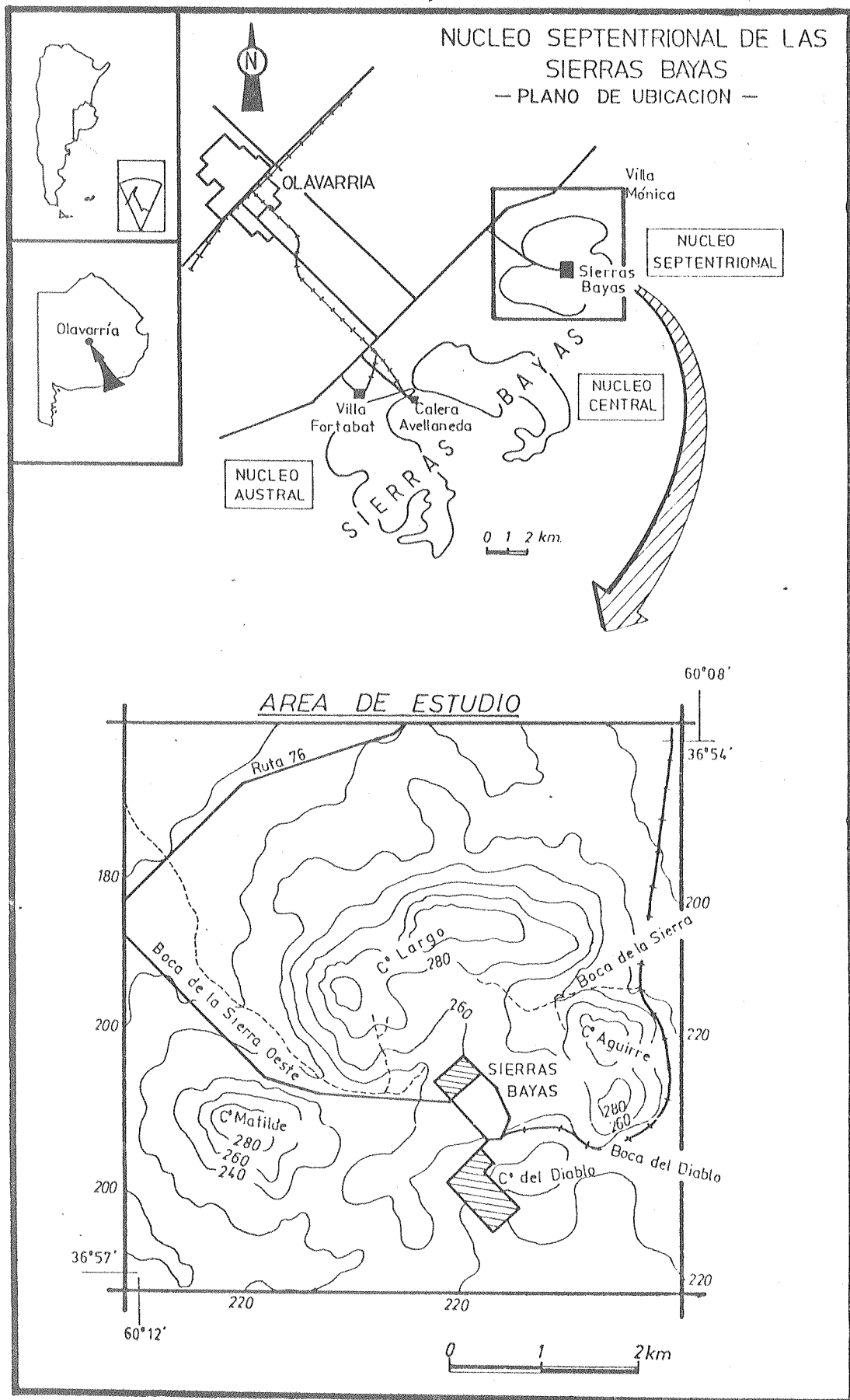


Fig. I.1.- Ubicación geográfica del área de estudio.

I.1): Matilde, Largo, Aguirre (también denominado de las Aguilas) y del Diablo. Con este ordenamiento y en el sentido de las agujas del reloj, se disponen en semicírculo abierto al sur-suroeste.

Estos cerros podrían ser considerados como uno solo cortado por tres abras transversales (González Bonorino, 1954), denominadas: Boca de la Sierra Oeste, Boca de la Sierra y Boca del Diablo. El faldeo externo de este "herradura" tiene una inclinación pronunciada en su parte superior, la que va suavizándose a medida que descendemos a la llanura. En contraposición la pendiente interna es suave, más tendida, aunque hay sectores que muestran inclinaciones mayores a causa de fallamientos.

En la periferia de este núcleo, se han desarrollado numerosos labores, mientras que dentro de este "anfiteatro" se encuentra la población minera e industrial de Sierras Bayas. Existen tres vías de acceso a esta localidad, coincidentes con las abras radiales al núcleo.

La primera y más importante, es la entrada asfaltada desde la Ruta 76, por el abra de la Boca de la Sierra Oeste. Un segundo acceso (mejorado) también conectado con la Ruta 76, pasa por Villa Mónica y entra por el abra de Boca de la Sierra. Por el sudeste, a través del abra de Boca del Diablo, existe un tercer camino (asfaltado) que comunica Sierras Bayas con la Colonia San Miguel. En los últimos años la Compañía Argentina de Cemento Portland San Martín ha abierto un camino mejorado desde su cantera, que atraviesa el Cerro Matilde y sale por el sudoeste en dirección al Núcleo Central. En lo que respecta al ferrocarril, hay un ramal del General Roca conectado con Olavarría y Buenos Aires, que pasa por Villa Mónica, circunda el Cerro Aguirre e ingresa al Núcleo Septentrional por el abra de Boca del Diablo. Este ramal es de gran importancia económica pues tiene extensiones a algunas canteras.

I.3.1.- ANTECEDENTES

Para comprender la evolución del estudio geológico de las Sierras Bayas, no solo hay que analizar lo expuesto por los autores que se han dedicado específicamente a investigar esta área, sino también aquellos que han abarcado otros sectores de las Sierras Septentrionales, dado que en la mayoría de los casos las conclusiones de éstos inciden, directa o indirectamente, en la interpretación geológica de las Sierras Bayas.

Con el asentamiento de los fuertes de Tandil, Azul, Olavarría y Balcarce, comenzó el conocimiento de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. D'Orbigny (1842) transcribió los datos del viaje de Parchappe, quien señaló por primera vez la presencia de granitos en las inmediaciones de Tandil, y de "un marmol blanco veteado de rojo" aludiendo a las cuarcitas.

Los primeros trabajos se debieron a Darwin (1851), Heusser y Claraz (1863), Burmeister (1876), Zeballos (1877), Aguirre (1879, 1882, 1897), Valentín (1894), Hauthal (1896), y Backlund (1913), quienes en mayor o menor medida posibilitaron obtener una aproximación general de la geología de esta comarca, tanto del basamento cristalino como de la cubierta sedimentaria.

A partir de los últimos años de la década del 10, es conveniente separar los diversos estudios en dos grupos: A) todos aquellos autores que han hecho aportes de tipo regional, abarcando todo el ámbito de las Sierras Septentrionales, y B) aquellos que han investigado alguna zona en particular.

A) Dentro de este grupo caben señalar:

A 1) Trabajos de tipo general, como Nàgera (1932,1940), Tapia (1937), Schiller (1942), Antonioli (1969), Amos et al (1972), Holmberg (1972), Marchese y Di Paola (1975a), Rolleri (1975), Teruggi y Kilmurray (1975,1980), Dalla Salda e Iniguez (1978) y Dalla Salda (1979,1982).

A 2) Estudios donde se abarca en forma regional alguna particularidad geológica. Es así como Antonioli (1963) ofreció la lista de fósiles y la historia de los hallazgos fosilíferos; Teruggi (1964) llevó a cabo el estudio de las paleocorrientes que originaron estos depósitos sedimentarios; Iniguez (1965,1968, 1970), Caillere e Iniguez (1967), Di Paola y Marchese (1974) e Iniguez y Zalba (1974a) abordaron el análisis mineralógico de las rocas pelíticas; Linares y Turner (1976) brindaron edades radiométricas del basamento cristalino, mientras que Bonhomme y Cingolani (1980) lo hicieron para la cubierta sedimentaria, utilizando rocas pelíticas; Valencio et al (1980a y b) y Sinito (1984) efectuaron determinaciones paleomagnéticas del manto sedimentario; Poirè et al (1984) abordaron el análisis de las trazas fósiles presentes en distintas rocas cuarcíticas de las Sierras Septentrionales.

B) En este grupo se incluyen investigaciones locales o aquellas que hayan destacado algún hecho o hallazgo, que contribuyeron a enriquecer el conocimiento de esta provincia geológica:

B 1) Trabajos realizados en otras áreas que no sean las Sierras Bayas: como Schiller (1938a y b), Montero (1951), González Bonorino et al (1956), Tozzi (1957), Teruggi et al (1958,1962), Borrello (1962,1963,1966), Schauer y Vernier (1967), Quartino y Villar Fabre (1967), Dalla Salda et al (1972), Teruggi et al (1973,1974), Rapela et al (1974), Teruggi et al (1974), Marchese y Di Paola (1975b), Kilmurray (1976), Cortelezzi y Rabassa (1976), Maisterrena (1978), Fairchild (1978), Zalba (1978a y b,1979,1981a y b,1982), Alfaro (1981), Dalla Salda (1981), Regalía y Herrera (1981), Zalba et al (1982), Kostadinoff (1983), Spalletti y del Valle (1984), Zalba y Garrido (1984), Andreis y Zalba (1985,1986), Cingolani y Baldi (1985), Cingolani y Barbosa (1985), Cingolani y Rauscher (1985), Cingolani et al (1985) y Manassero (1986).

B 2) Estudios efectuados en las Sierras Bayas. Se debe a Nagera (1919) el primer estudio geológico de realce en el área de Sierras Bayas. No solo efectuó observaciones de campo, estudios petrográficos, análisis químicos y otras investigaciones de gabinete, sino que también levantó con la ayuda de una brújula y un barómetro altimétrico, el primer mapa topográfico-geológico de estas sierras, a escala aproximada de 1:50.000. Por otra parte, dio a conocer el ordenamiento estratigráfico de la secuencia sedimentaria (Cuadro X.1), estableciendo la presencia por arriba del basamento cristalino, de dos mantos cuarcíticos con un horizonte dolomítico entre ambos, y la de arcilla por debajo de un horizonte calcáreo y suprayacente a el horizonte cuarcítico superior. Presentó además un capítulo de geología económica acerca de los materiales que conforman estas sierras.

Schiller (1930) determinó la existencia de cobijaduras, esgrimiendo que en Boca de la Sierra las dolomías se acufan a causa de estas. Más adelante Harrington (1940) cuestionó lo dicho por Schiller y propuso que este acufamiento se debe a una supresión tectónica (por plegamiento). En dicha publicación, este autor describió un fósil invertebrado de edad carbónica superior, Spiriferina (Spiriferellina) campestris, el que fuera extraído de las Dolomías por unos canteristas. Con posterioridad se ha puesto en duda este hallazgo (Antonioli,1969), pues se sospechó que el material descrito podría haber sido alóctono.

Palacios (1946) y González Bonorino (1954) ofrecieron sendos trabajos

de detalle de esta área. En lo que respecta a este último investigador, su trabajo ha sido muy importante, ya que levantó la geología de Sierras Bayas en un mapa a escala 1:20.000 y ordenó las observaciones e interpretaciones de los autores que le precedieron, para brindar junto a datos propios, una visión muy clara de la conformación geológica del área y un análisis sobre el posible ambiente de formación de las distintas unidades litológicas presentes. Por otra parte, revisó la estructura de Boca de la Sierra y señaló la presencia de una falla en tijera, la cual es la determinante del acuífero de las Dolomías.

Antonioli (1963b), Codignotto (1969) y Fuentes (1970) efectuaron el análisis detallado de pequeñas áreas de las Sierras Bayas. Es así, que estos han hallado y descripto respectivamente: diques clásticos dolomíticos en dolomías (?), concreciones férricas en el manto de Arcilitas, y granulitas hipersténicas y sienitas en el basamento de Cerro Redondo.

Mediante la aplicación del método Rb/Sr, Halpern y Linares (1970), señalaron una edad de 1.880 m.a. para algunas rocas del basamento cristalino.

Querda (1972) y Amos (1974) realizaron las primeras observaciones y consideraciones generales de las estructuras estromatolíticas existentes en las Dolomías.

Iñiguez y Zalba (1974b) dieron a conocer la Formación Cerro Negro, ubicada estratigráficamente por arriba de la Formación Sierras Bayas.

Duomo y otros (1975), y con mayor detalle Pothe de Baldis et al (1983), ofrecieron la descripción de microfósiles precámbricos presentes en el miembro Arcilitas.

Acerca de estudios de estructuras sedimentarias en las Arcilitas, Cortelezzi y Pavlicevic (1976,1978), describieron estructuras en almohadilla (concreciones férricas de Codignotto,1969), ondulitas y grietas de desecación. Sobre la formación de las primeras, consideraron una génesis inorgánica que solo pudo acontecer en el Precámbrico. Por otra parte dataaron una skolita, la cual arrojó una edad silúrica inferior.

Terraza et al (1978) describió un ostrácodo de edad neopaleozoica, que un alumno de geología encontró durante un viaje de estudios en la cantera L.O.S.A. (?).

Quartino et al (1981) analizaron tres casos de movimientos interestratales en la República Argentina. El primero de estos, se refiere a los arqueamientos que presentan las dolomías de Sierras Bayas; en realidad estas estructuras son primarias, no tectónicas, como ya lo habían establecido González Bonorino (1954), Querda (1972) y Amos (1974), dado que se tratan de biohermas y bioestromas dómicos.

Posteriormente Poiré e Iñiguez (1984) dieron a conocer la presencia del miembro Psamopelitas, entre las Dolomías y las Cuarcitas.

Finalmente Barrio et al (1985), analizaron el contacto entre las Formaciones Sierras Bayas y Cerro Negro, asignándole una génesis kárstica.

El análisis y la interpretación de esta revisión bibliográfica, están incluidos en los diversos capítulos que conforman el presente trabajo.

I.3.2.- EDAD DE LA FORMACION: ANTECEDENTES

La revisión bibliográfica de los antecedentes permite comprobar que se le han adjudicado a este paquete sedimentario variadas edades (Cuadro I.1). Esto se explica por medio de al menos dos causas.

La primera se debe a que con anterioridad a los trabajos de Amos et al (1972) y Dalla Salda e Iñiguez (1978), toda la cubierta sedimentaria de las

Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires, era considerada como una única unidad de sedimentación, denominada "Estratos de la Tinta" (Nàgera, 1932). Vale decir, que se pensaba que las sedimentitas aflorantes en la región de Balcarce-Mar del Plata (Formación Balcarce) eran coetáneas con las de la zona de Olavarría (Formación Sierras Bayas). Esto trajo aparejado una serie de confusiones, a lo largo de varios años, que no dejó ver con claridad la correcta edad de estas unidades.

La segunda causa estriba en los distintos criterios que se han utilizado en la determinación de la edad, y además en algunos hallazgos fosilíferos no comprobados posteriormente como los de Siemirdzki (1893), Harrington (1940) y Terraza et al (1978).

En el trabajo de Dalla Salda e Itigüez (1978), se dan a conocer una serie de fundamentos que permiten considerar a la Formación Sierras Bayas, como de edad precámbrica tardía y a la Formación Balcarce como cambro-ordovícica.

Posteriormente Bonhomme y Cingolani (1980) a través de dataciones radiométricas Rb/Sr y K/Ar en fracciones pelíticas, dieron una edad ripheana superior para las sedimentitas de Sierras Bayas (Rb/Sr 769 +/- 12 m.a.).

La posición de los polos magnéticos para esta formación determinada por Valencio et al (1980a y b) y Sinito (1984), es coherente con las de otras unidades precámbricas que constituían el continente de Gondwana.

Dalla Salda (1979, 1982) realizó correlaciones intercontinentales, encontrando fuertes similitudes entre estos sedimentos y el Subgrupo Kuidbis, del Grupo Nama de Sudáfrica, asignándole edad precámbrica.

En lo que respecta a estromatolitos, Amos (1974) sugirió que éstos presentan formas del precámbrico. En cuanto al contenido paleontológico, Cuomo et al (1975) y Fairchild (1978) adelantaron, mediante breves comunicaciones, la presencia de microorganismos precámbricos en la Formación Sierras Bayas. Más adelante Pothe de Baldis et al (1983), confirmaron esta edad al describir en forma detallada una flórua fósil hallada en las Arcilitas. Esta asociación fosilífera contiene, entre otros, el género Chuarina, indicador del Ripheano superior (700-800 m.a.).

Por último, Poiré et al (1984) comunicó el hallazgo (surgido de la presente investigación) y la descripción de trazas fósiles en cuarcitas, las que permitieron por el tipo y grado de bioturbación, encuadrar sus rocas portadoras en el Precámbrico.

Más adelante, en los capítulos correspondientes se tratará este tema con mayor detalle.

I.4.- ESTRUCTURA Y GEOMORFOLOGÍA

El Núcleo Septentrional de las Sierras Bayas ha sido considerado desde un principio, como una cuenca sinclinal (Nàgera, 1919) o un braquisinclinal (González Bonorino, 1954), debido a que a lo largo de la ladera externa de este "anfiteatro", los estratos inclinan hacia el interior de este (Fig. I.2).

Se trata de una estructura de tipo sinclinal, no producida por plegamiento, sino por un conjunto de fallas que hacen inclinar los estratos, con mayor ángulo en la zona marginal y menor en el centro, de un gran bloque tectónico. Este fallamiento sucede cuando el bloque debe ocupar un menor espacio, al meterse en cufa contra otros bloques, por un empuje paralelo a las fallas (Itigüez, comunicación personal). Esta estructura ha sido esquematizada en la figura I.3, y está inducida por dos fuerzas principales, probablemente simultáneas. La primera de ellas (F1) determina un sinclinal

Häger 1919	Tapia 1937	Häger 1940	Montero 1951	González Benorino 1954	Borrello 1966	Antonioni 1969	Holmberg 1972	Amos et. al. 1972	Marchese y Di Paola 1975	Zalba 1978	Dalla Salda e Iñiguez 1978	Teruggi y Kilmurray 1980	Benhomme y Cingolani 1980	Zalba et. al. 1982	Leveratto y Marchese 1983	Poiré e Iñiguez 1984	
Sas. Bayas			Barker	Sas. Bayas				Sas. Bayas Balcar-M.d.P.	Sas. Bayas Balcar-M.d.P.	Barker				Barker	Barker	Sas. Bayas (N del Sur)	
				Fm. Calizas Fm. Arcillas Fm. Cuarcitas Sup. Fm. Dolomitas Fm. Cuarcitas Inf.			Fm. Loma Negra Mb. arcillitas Mb. cuarcitas sup. Mb. dolomías										
H. calcáreo H. de las arcillas H. cuarcítico sup. H. dolomítico H. cuarcítico inf.	Estratos de La Tinta Esquisitos arcillosos	H. calcáreo H. de las arcillas H. cuarcítico sup. H. dolomítico H. cuarcítico inf.	Cuarcitas con arcillas		Fm. Caliza Loma Negra arcillitas cuarcitas sup. dolomitas cuarcitas inf. Fm. Punta Mogotes	Fm. Loma Negra Arcillitas Cuarcitas sup. Dolomías Cuarcitas inf.	Fm. La Tinta Mb. cuarcitas inf. Mb. lutitas varicosas.		Fm. Cuarcitas Balcarce Fm. Punta Mogotes		Fm. La Tinta	Fm. Balcarce	Mb. calizas Mb. arcillitas Mb. ortocuarcitas sup. Mb. dolomías Mb. ortocuarcitas inf.	Fm. Balcarce	Mb. superior Mb. inferior		
Basamento Cristalino	Basamento Cristalino	Basamento Cristalino	Basamento Cristalino	Basamento Cristalino	Basamento Cristalino	Basamento Cristalino	Basamento Cristalino	Fm. La Tinta Complejo metamórfico-plutónico	Mb. calcáreo Mb. pelítico Mb. cuarcítico Mb. dolomítico Mb. pelítico Mb. cuarcítico	Fm. Las Aguilas Basamento Cristalino	arcillas sup. calizas arcillas inf. cuarcitas sup. dolomías cuarcitas inf.	Metapelitas Punta Mogotes	Complejo Migueleano Complejo Vasconeano Complejo Tandilano Complejo Balcarcesano	Fm. La Tinta Basamento Cristalino	Fm. Sierras Bayas	5 ^a Mb. ortocuarcit. Mb. calcáreo 4 ^a Mb. ortocuarcit. 3 ^a lente pelítico 2 ^a lente pelítico 1 ^a lente pelítico-dolomítico 1 ^a Mb. ortocuarcit.	Fm. Cerro Negro Mb. Calizas Mb. Arcillitas Mb. Cuarcitas Sup. Mb. Psamopelitas Mb. Dolomías Mb. Cuarcitas Inf. Basamento Cristalino

adro comparativo sobre antecedentes de propuestas estratigráficas.

	Heusser y Claraz 1863	Valentín 1889 Sas. Bayas	Hauthel 1896 Sas. Bayas	Nägera 1915 Sas. Bayas	Tapia 1937	Nägera 1940	Montero 1951 Barker	González Bonorino 1954 Sas. Bayas	Borrello 1966	Antoniali 1969	Holmberg 1972	Amos et. al. 1972 Sas. Bayas Balcar-M d.P.	Marchese y Di Paolo 1975 Sas. Bayas Balcar-M d.P.	Zalba 1978 Barker	Dalla Saldá 1978	
Paleozoico Superior								Fm. Calizas Fm. Arcillas Fm. Cuarcitas Sup. Fm. Dolomitas Fm. Cuarcitas Inf.			Fm. Loma Negra Mb. arcillas Mb. cuarcitas sup. Mb. dolomías					
Paleozoico Inferior	Tinta sandstein	H. calcáreo H. cuarcítico H. dolomítico	H. calcáreo H. cuarcítico H. dolomítico	H. calcáreo H. de las arcillas H. cuarcítico sup. H. dolomítico H. cuarcítico inf.	Estratos de La Tinta Esquistos aciliosos	H. calcáreo H. de las arcillas H. cuarcítico sup. H. dolomítico H. cuarcítico inf.	Cuarcitas con arcillas		Grupo Tandil Fm. La Tinta Fm. Punta Mogotes	Fm. Caliza Loma Negra arcillas cuarcitas sup. dolomitas cuarcitas inf.	Fm. Loma Negra Arcillas Cuarcitas sup. Dolomías Cuarcitas inf.	Fm. La Tinta Mb. cuarcitas inf. Mb. lutitas varicolores.	Fm. Cuarcitas Balcarce Fm. Punta Mogotes		Fm. La Tinta Fm. Balcarce	
Preámbrico	Base cristalina	Base cristalina	Base cristalina	Basamento Cristalino	Basamento Cristalino	Basamento Cristalino	Basamento Cristalino	Basamento Cristalino	Basamento Cristalino	Basamento Cristalino	Basamento Cristalino	Fm. La Tinta Complejo metamórfico-plutónico	Mb. calcáreo Mb. pelítico Mb. cuarcítico Mb. dolomítico Mb. pelítico Mb. cuarcítico Complejo Buenos Aires	Litolitas arenosa Metapelitas Punta Mogotes	Fm. Las Aguilas Basamento Cristalino	arcillas calizas arcillas cuarcitas dolomitas cuarcitas inf. talinos (lim) Punta M

Cuadro I.1.- Cuadro comparativo sobre antecedentes de propuestas estratigráficas.

asimétrico (B) cuyo eje tiene una dirección SO-NE, y se debe al hundimiento relativo del núcleo mediante tres fallas mayores. La otra fuerza (F2), es un empuje del sudoeste que provoca un empujamiento de los estratos contra el basamento que circunda al bloque. Estos esfuerzos combinados hacen que los valores angulares de inclinación sean mayores en la periferia del núcleo que en su interior, a excepción claro está, de la parte abierta de la herradura.

En esta estructura, que responde como hemos dicho a una tectónica de fallamiento en bloques, pueden distinguirse (Fig. I.2) cuatro rasgos estructurales: a) las fallas directas que limitan al bloque mayor, b) algunas fallas mayores dentro del bloque con fallas radiales menores de desplazamiento de rumbo, c) plegamientos subordinados de los estratos incompetentes (Psamopelitas y Arcilitas) (Foto II.13), y d) diaclasas.

En lo que respecta a estas últimas, se presentan cuatro juegos a saber: N80 y N172, N248 y N335, N95 y N198, y N43 y N133. Estas se distribuyen en forma irregular, puesto que hay sectores donde coexisten todos los juegos, mientras que en otros se presenta uno solo formando típicas diaclasas octogonales.

Un párrafo aparte merece la estructura de Boca de la Sierra, considerada como sobrecorrimiento (Schiller, 1930), supresión tectónica (Harrington, 1940), falla inversa (González Bonorino, 1954). Como bien lo señalará este último, el acuffamiento de las Dolomías se debe a una falla en tijera vertical, de rumbo N78, que pone a una misma altura a las Dolomías con las Cuarcitas Superiores en el sector de Boca de la Sierra, mientras que más al oeste coloca a las Arcilitas (Cantera "Aust III") a un nivel topográfico mayor al de las calizas (Cantera "Feitis") (Fig. II.3).

Una vez producida la estructura (Fig. I.3 B) y al elevarse la región (en el Terciario según González Bonorino, 1954), la erosión comienza a labrar el relieve. Al llegar a las sedimentitas precámbricas, se encuentra con que las capas superiores, pelitas y calizas, son mucho más fáciles de erodar que las cuarcitas superiores. Las rocas del basamento también ofrecen menor resistencia que las cuarcitas. Esta diferencia en la velocidad de erosión, hace que en los sectores topográficamente más altos y hacia la zona externa del núcleo, sean eliminados los estratos superiores a las cuarcitas. En contraposición, en el interior del núcleo las rocas carbonáticas y pelíticas quedan protegidas por las cuarcitas, puesto que están ubicadas por fallamiento, a una misma altura en la dirección de la pendiente.

De este modo, en un perfil NO-SE (Fig. I.3 c), se puede apreciar que se han formado mesás, es decir cerros con una ladera escarpada y otra opuesta de pendiente suave, la cual acompaña la inclinación de los estratos. Si tomamos como ejemplo el Cerro Aguirre, a la altura de la cantera "Malegni" (Fig. II.4) puede calcularse la pendiente media por ciento, de ambas laderas. La externa (noreste) tiene un valor de 27%, mientras que la interna (sudoeste) es del orden del 4%.

Si se observa la morfología actual del Núcleo Septentrional de las Sierras Bayas, puede inferirse que en algún momento de la evolución del paisaje, el drenaje no solo estuvo controlado por la litología, sino que también empezó a actuar la estructura. En consecuencia, los valles actuales son coincidentes con las tres grandes fallas internas del bloque. Es así, que por las abras de Boca de la Sierra Oeste, Boca de la Sierra y Boca del Diablo, circulan pequeños cursos de agua intermitentes, que son consecuentes con el relieve, y bajan radialmente hacia la llanura.

Por otra parte cabe pensar, que el relieve se impone al drenaje a causa de que no existía en el área, un río importante como para que se produzca un fenómeno de antecendencia (González Bonorino, 1954).

De acuerdo al estado de evolución de sus rasgos fisiográficos, nos encontramos con que el Núcleo Septentrional de las Sierras Bayas, presenta

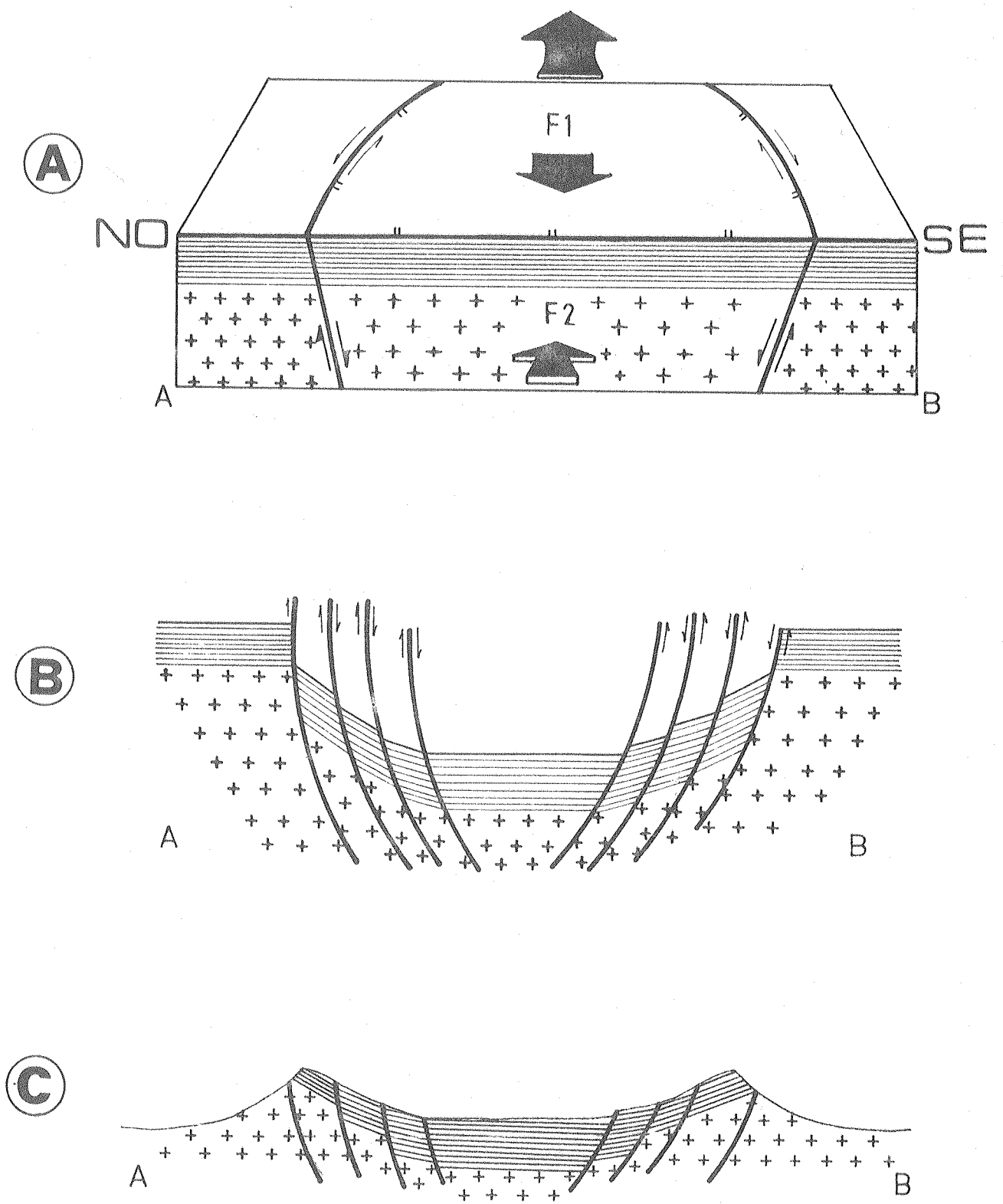


Fig. 1.3.- Esquema de la evolución estructural y geomorfológica del Núcleo Septentrional de las Sierras Bayas, desde el hundimiento del bloque mayor (A y B) por fallamiento directo y empuje del sudoeste, hasta que se convierte en un rasgo fisiográfico positivo por erosión diferencial (C).

un paisaje maduro. Las condiciones climáticas son templado y húmedo, con precipitaciones medias anuales cercanas a los 800 mm.

CAPITULO II

Facies sedimentarias

II.1.- INTRODUCCION

En este capítulo se presentan en detalle, las descripciones de las distintas unidades que conforman la cubierta sedimentaria precámbrica del Núcleo Septentrional de Sierras Bayas, agrupadas en facies sedimentarias. Asimismo, se mencionan brevemente las características sobresalientes del basamento cristalino, en el cual se apoya esta cubierta.

Antes de entrar de lleno en el tema, es conveniente realizar algunos comentarios sobre facies sedimentarias, paleoambientes de sedimentación, como así también, acerca de la metodología científica empleada en su estudio.

II.2.- FACIES SEDIMENTARIAS Y AMBIENTES DE SEDIMENTACION. CONSIDERACIONES GENERALES

Una facies sedimentaria (Selley, 1970) es un conjunto de rocas sedimentarias que puede ser definido y separado de otros, por ciertas características tales como geometría, litología, estructuras sedimentarias, distribución de paleocorrientes y fósiles.

Esta unidad sedimentaria se forma como una respuesta a las condiciones ambientales imperantes en el momento y lugar donde se depositó. Expresado en otras palabras, una facies sedimentaria es el producto de los procesos que ocurren en un ambiente de depositación. Definiendo a este último, como una parte de la superficie terrestre que se diferencia física, química y/o biológicamente, de las zonas adyacentes.

A su vez, estos ambientes -deltas, lagos, valles fluviales, litorales marinos, etc. -pueden dividirse en subambientes. Por ejemplo si tomamos un valle fluvial meandroso, podemos distinguir entre otros: el canal, los albardones, las planicies de inundación, algunos meandros abandonados ocupados por cuerpos de agua lenticos. Cada uno de estos subambientes producen un cuerpo rocoso único, con rasgos sedimentarios distintivos, que algunos autores denominan microfacies. Sin embargo, otros investigadores (Reading, 1978) han preferido utilizar las siguientes equivalencias: a) el ambiente sedimentario origina una asociación de facies, y b) los subambientes son los que generan las facies sedimentarias. En la presente investigación hemos adoptado este esquema.

El estudio exhaustivo de los ambientes actuales, que viene desarrollándose a nivel mundial desde hace unas décadas atrás, ha permitido por analogía, efectuar determinaciones ambientales en secuencias antiguas (paleoambientes).

Resumiendo, un ambiente de depositación sedimentario consiste en una unidad geomórfica en la que tiene lugar la depositación de material sedimentario y que está caracterizada por un conjunto de procesos físicos, químicos y biológicos que operan con ritmo, intensidad y duración tales que dejan una impronta en el depósito resultante (Spalletti, 1980). Mientras que una facies sedimentaria, equiparable tal vez a los litosomas de Krumbein y Sloss (1963), asociaciones de Collinson (1972), unidades de Shingh (1977), o entidades de Uliana et al (1975), es la suma de todos los rasgos primarios de un tramo de la sección estratigráfica local, cuya formación es el resultado de los fenómenos de depositación propios de un ambiente y de los diversos procesos que los caracterizan (Spalletti, 1980).

Merece un párrafo final, el hecho de que los ambientes de sedimentación, en un lugar geográfico determinado, no son estáticos, sino que por el

contrario están en continua evolución y son reemplazados por otros ante cambios climáticos o tectónicos. Incluso puede haber fenómenos de recurrencia, apareciendo la misma facies sedimentaria en distintas posiciones de una columna estratigráfica. Por lo tanto, las facies sedimentarias no solo varían lateralmente, como lo expresaba el concepto clásico de facies y litofacies, sino que también lo hacen verticalmente.

II.3.- METODOLOGÍA PARA LA DETERMINACION DE FACIES SEDIMENTARIAS

La metodología de estudio para facies sedimentarias y diagnosis paleoambiental, ha sido ampliamente desarrollada en Selley (1970) y en Spalletti (1980), y se encuentra sumamente difundida en el quehacer sedimentológico de nuestro país. Consecuentemente, solo mencionaremos aquí las pautas principales de este método.

La diagnosis de los paleoambientes de sedimentación se basó fundamentalmente en la determinación de las facies sedimentarias. Estas quedaron definidas a partir del relevamiento de perfiles de detalle, en los cuales se volcaron todos los datos correspondientes a: geometría y espesor de los estratos, litología (composición y textura), estructuras sedimentarias (descripción, medidas y dirección de paleocorrientes), fósiles y pasajes verticales.

Estos perfiles fueron acompañados de un minucioso muestreo, capa por capa, vale decir que de cada estrato se extrajo una muestra. En algunos casos mediante alguna particularidad geológica, el número de muestras se acrecentó.

Posteriormente en laboratorio, se aplicaron diversas técnicas, convenientes para el estudio de cada muestra en particular. Así por ejemplo, para determinar la composición mineralógica se realizaron cortes petrográficos, difracción de rayos X y microscopía electrónica; la composición química mediante técnicas analíticas (como por ejemplo absorción atómica); y para estromatolitos se efectuaron cortes delgados y placas seriadas.

Los datos así obtenidos, se representaron en perfiles columnares como los descriptos por Selley (1968), con algunas modificaciones (Fig. II.1).

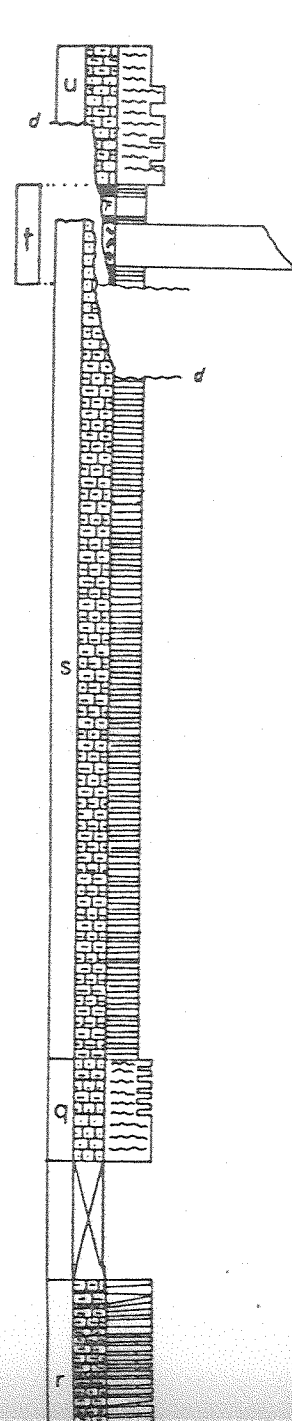
El análisis de toda la información con la cual se contó, permitió determinar las facies sedimentarias. Su interpretación, condujo a inferir los posibles paleoambientes de depositación y brindar además algunas consideraciones de índole paleoclimáticas y paleogeográficas.

En este capítulo se describen únicamente las tareas de campo y de análisis de composición mineralógica, dejando para otros capítulos las técnicas específicas de cada uno de ellos.

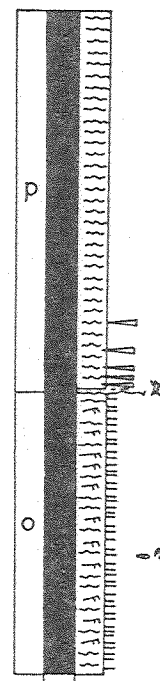
II.3.1.- TAREAS DE CAMPO

Para realizar el presente trabajo se efectuaron 6 campañas a la zona de estudio, desarrollándose perfiles geológicos acompañados de una minuciosa descripción capa por capa, del muestreo correspondiente y del relevamiento de estructuras sedimentarias.

El primer perfil (Fig. II.2), transversal al Cerro Largo da comienzo en la cantera "Villa Mónica II", ubicada en la ladera septentrional de dicho cerro, donde la explotación ha dejado al descubierto el contacto

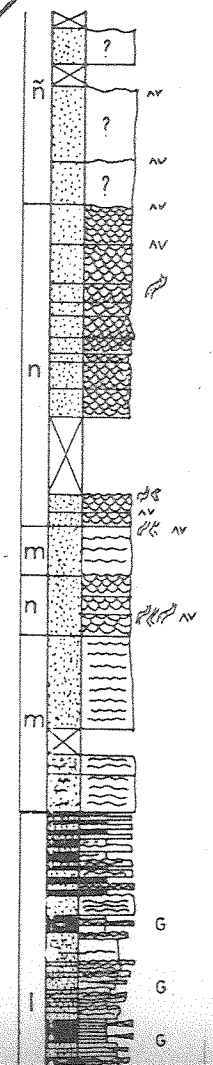


FORMACION CERRO NEGRO

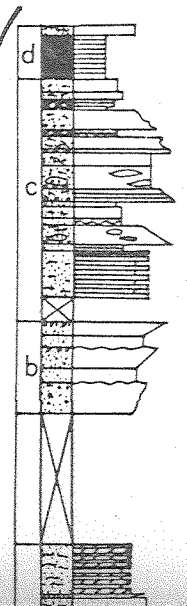
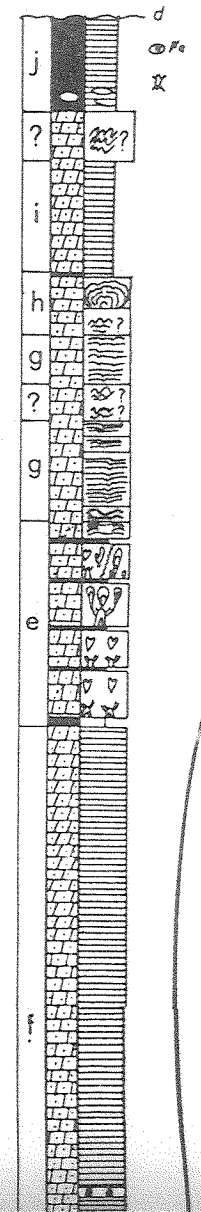


FORMACION LOMA NEGRA

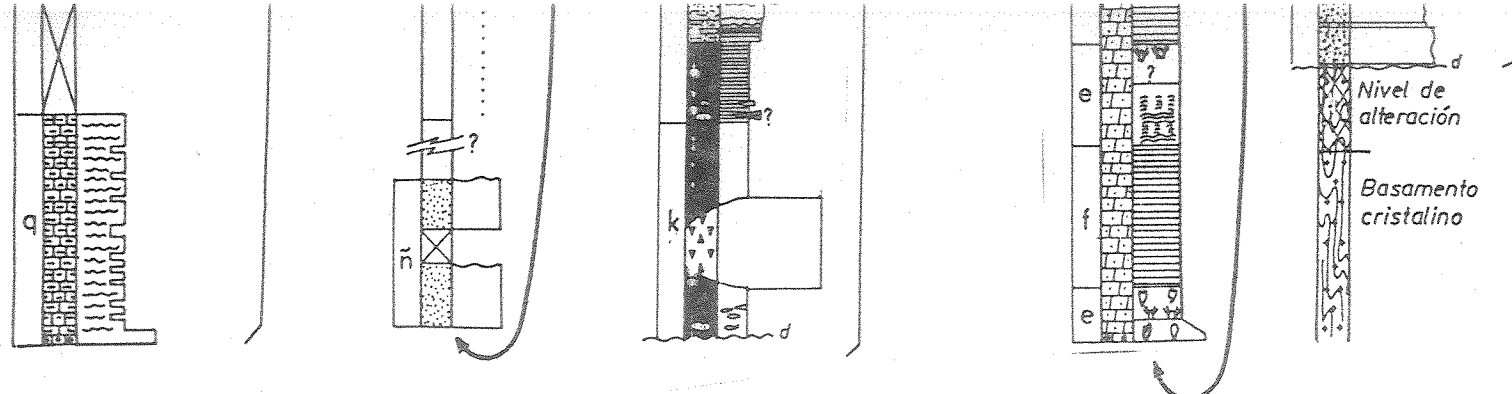
Perforación en pelitas de 30m sin datos de corona



FORMACION CERRO LARGO



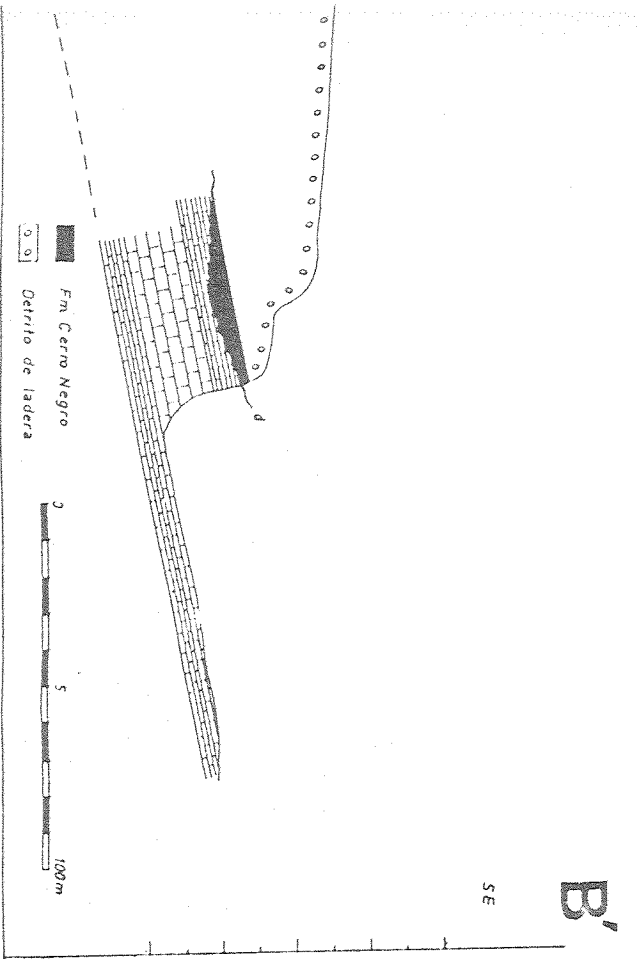
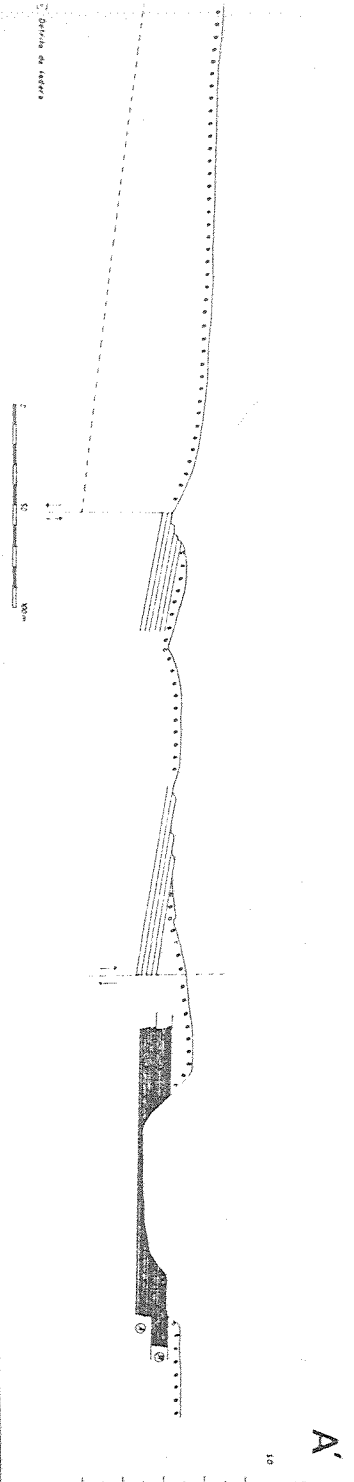
FORMACION VILLA MONICA



REFERENCIAS

	granitoides y migmatitas		estratificación tabular		estromatolito columnar
	arcosa residual (sapolito)		" lenticular		" ramificado
	conglomerado		" cuneiforme		" falcado
	brecha de ftanita		" entrecruzada		" tipo <u>Jacutophyton</u>
	arenita		" en artesa		" bulboso
	vaque		" flaser		" estratiforme
	pelita		" ondulítica		" columnar-estratiforme
	fangolita guijosa		laminación		" estratiforme ondesado
	conglomerado de canto		" ondulítica		" no identificado
	dolomía		masiva		" nodular
	conglomer. (clastos pelít.)				<u>Palaeophycus</u> sp.
	grainstone				trazas en U paralelas a la estratificación
	mudstone				<u>Didymulichnus</u> sp.
	brecha calcárea				concreción
	ftanita				Fe hierro
	"a"/"u" Facies sedimentarias identificadas (ver texto)				G glauconita
					X grietas de desecación
					óndulas
					megaóndulas

Fig. II.1.- Perfil sedimentológico de detalle.



Cantera Faltis".

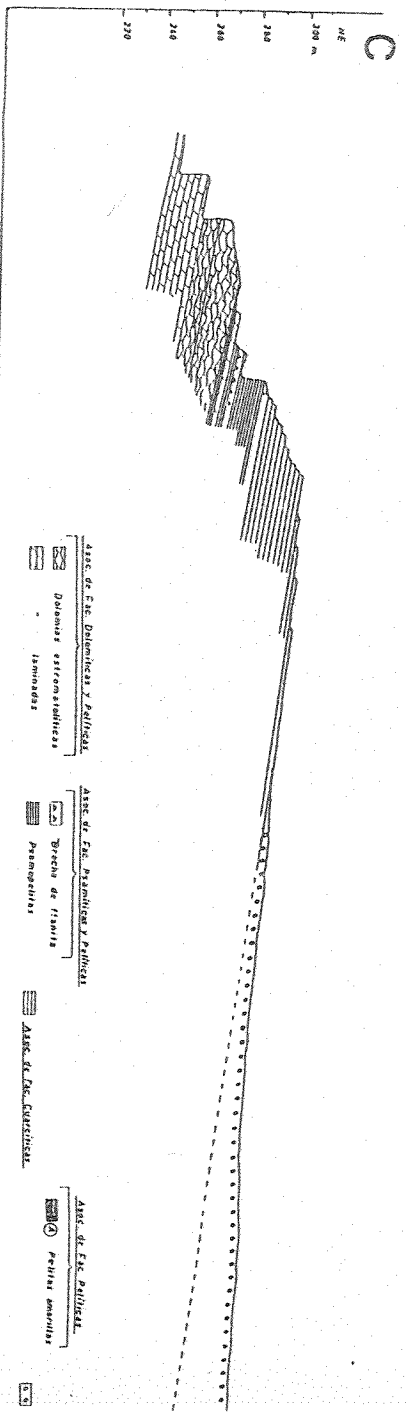


Fig. II.4.- Perfil geológico "Cantera Malegni - Cantera Pezuchi".

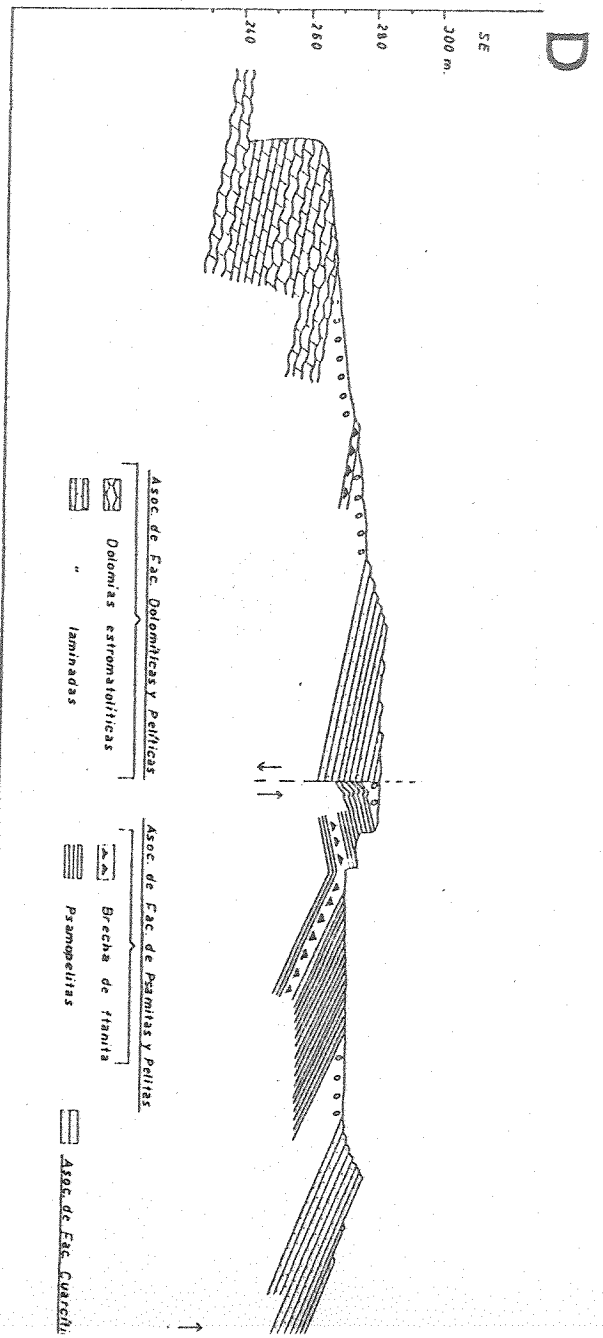
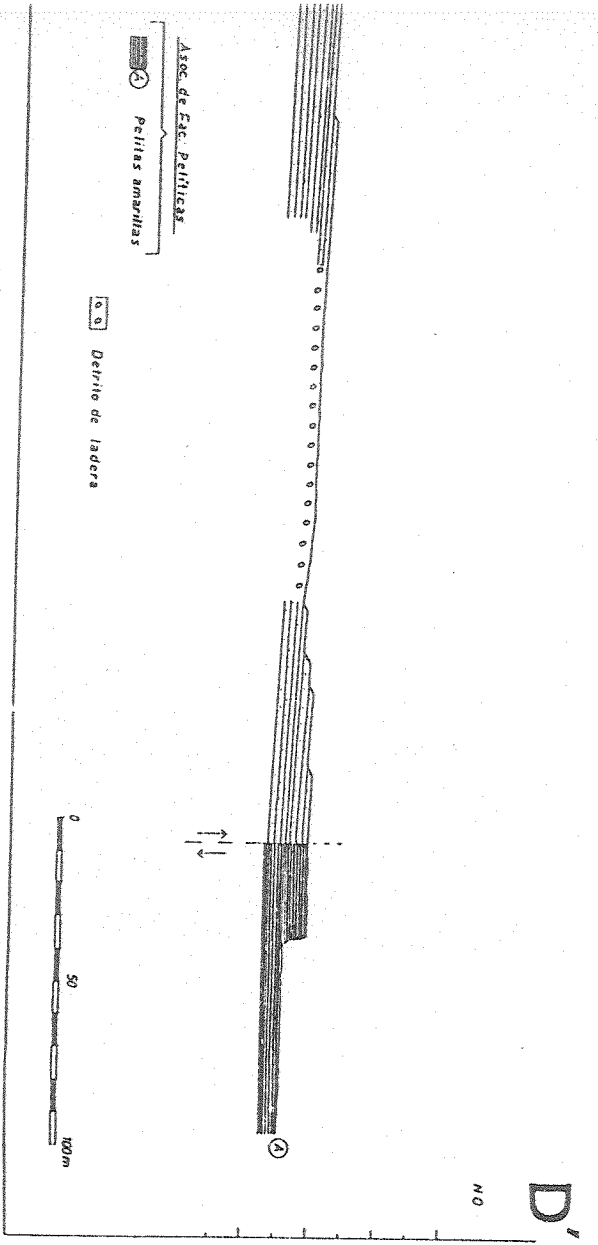
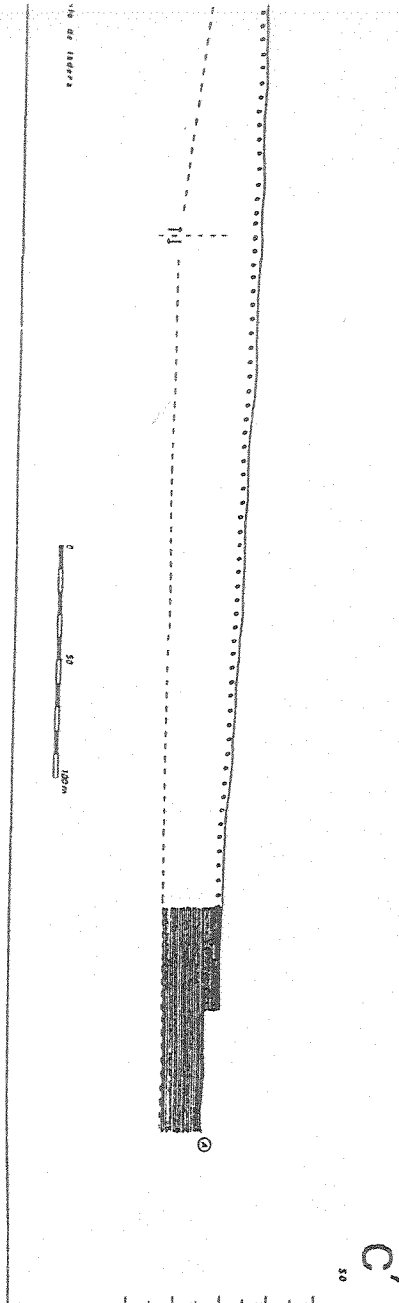


Fig. II.5.- Perfil geológico "Cantera Tofioletti - Cantera Pezuchi".



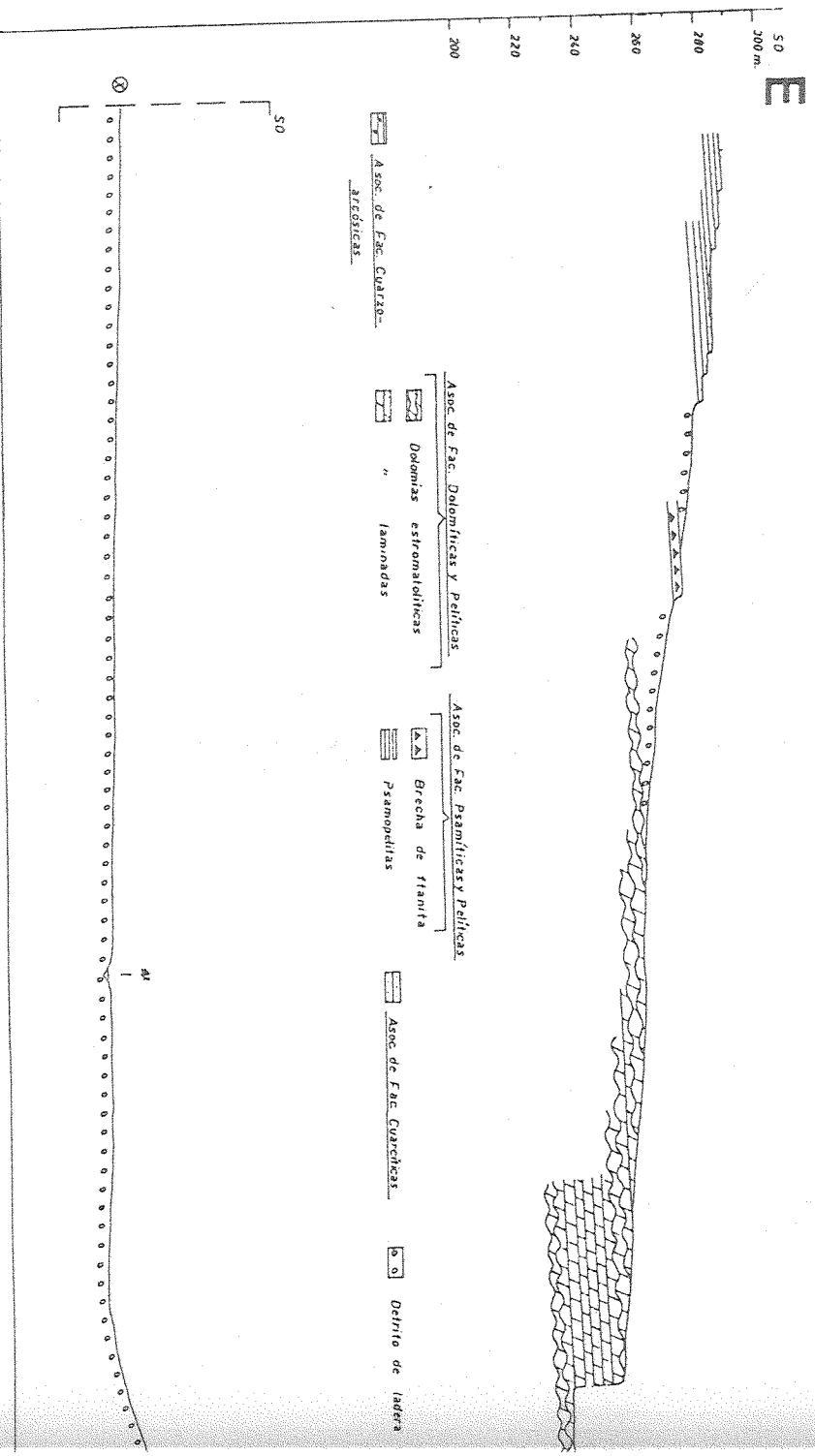
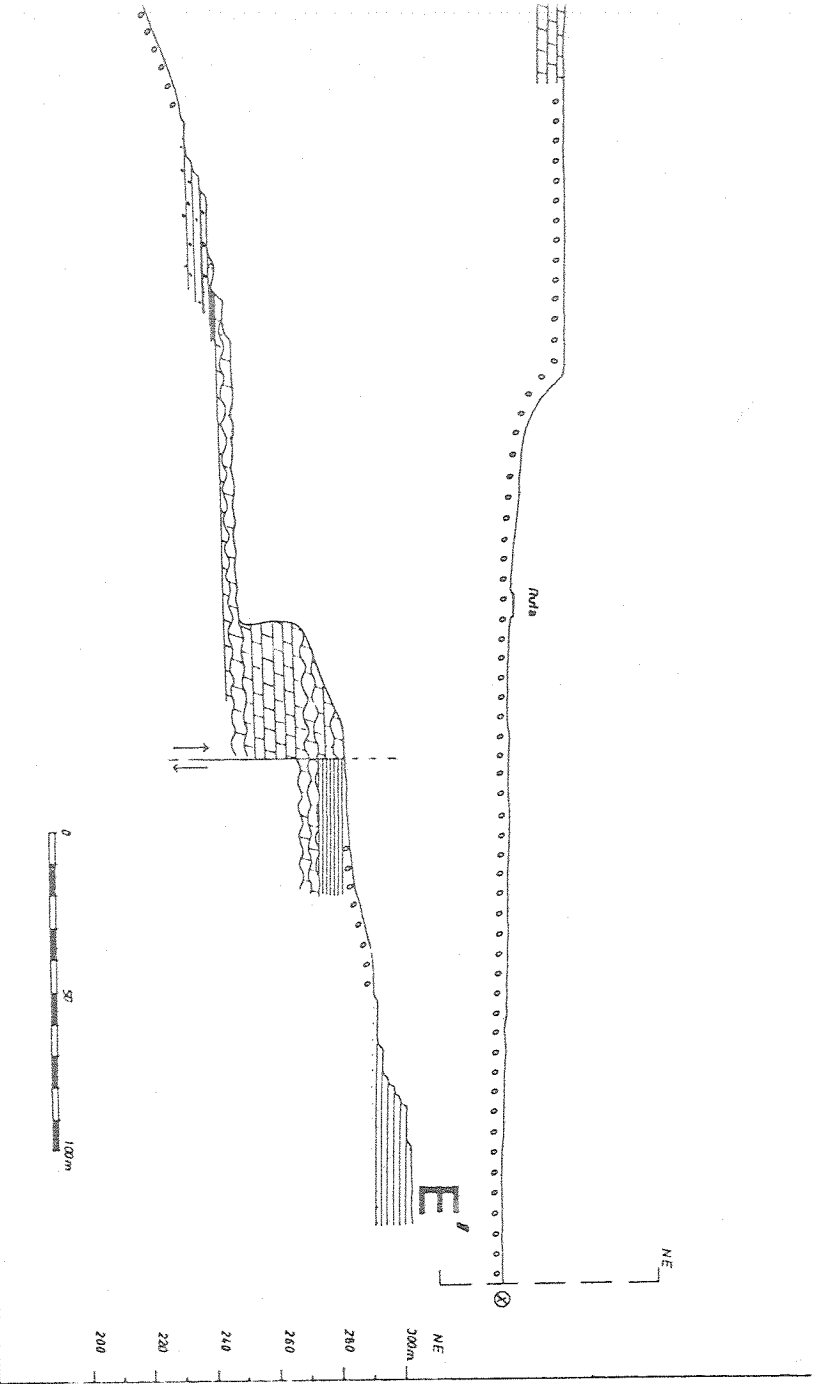


Fig. II.6.- Perfil geológico "Cantera Colombo II - Cantera Colombo I".



discordante entre el basamento cristalino y la cubierta sedimentaria. La traza del perfil se continúa ascendiendo por la ladera en dirección sudoeste, hasta la Asociación de Facies Cuarcíticas, que coronan al Cerro Largo. Desde aquí y con la misma dirección se atravesó la ladera opuesta, más tendida y cubierta por sedimentos modernos, hasta tomar nuevamente contacto, más abajo, con dicha asociación de facies y llegar a la Asociación de Facies Pelíticas en la cantera "Aust II".

Desde esta misma cantera y con el objeto de relevar la Asociación de Facies Carbonáticas, se confeccionó el segundo perfil geológico (Fig. II.3), en dirección noroeste-sudeste.

El tercer perfil (Fig. II.4), atraviesa el Cerro Aguirre en dirección noreste-sudoeste, comenzando en la Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas presente en la cantera "Malegni", ubicada en la ladera noreste y concluye en la cantera "Pezzuchi" abierta sobre la Asociación de Facies Pelíticas.

En la cantera de dolomías "Toffoletti", situada en la ladera sudeste del Cerro Aguirre, da comienzo el cuarto perfil (Fig. II.5), que termina en dirección sudeste-noroeste en la cantera "Pezzuchi".

Por último, se realizó otro perfil geológico (Fig. II.6) desde la ladera sudoeste del Cerro Largo hasta la ladera norte del Cerro Matilde, con dirección noreste-sudoeste, atravesando las canteras de dolomías "Colombo I y II".

Las características sedimentológicas y mineralógicas fundamentales que se tuvieron en cuenta para la descripción detallada capa por capa son las arriba citadas. De cada uno de los estratos sedimentarios se extrajo una muestra. En la medida que un banco o capa presentó fósiles, estructuras sedimentarias particulares o cualquier otra característica de interés, el número de muestras por banco fue acrecentado.

II.3.2.- METODOLOGIA DE ESTUDIO PARA LA DETERMINACION DE LA COMPOSICION MINERALOGICA

El estudio mineralógico aquí realizado, se desarrolló a través de observaciones petrográficas, difracción de rayos X y microscopía electrónica. Estas dos últimas, por su afinidad con el estudio de los argilominerales, se explican más adelante en el capítulo de mineralogía de arcillas. Por lo tanto se brinda aquí la metodología aplicada en la petrografía y además el criterio utilizado para el ordenamiento de los datos en las tablas de composición mineralógica.

II.3.2.1.- PETROGRAFIA

Para la observación de rocas silicoclásticas, se realizaron cortes delgados convencionales. Vale decir que mediante una técnica de corte y pulido, se obtuvieron de la roca una lámina delgada de 30 micrones montada en un portaobjetos, con un líquido de índice de refracción conocido (Bálsamo de Canadá, $n = 1,537$) y protegida por un cubreobjetos.

En cambio, las rocas carbonáticas fueron procesadas de forma similar, pero el corte delgado no fue tapado con el cubreobjetos, de manera tal de poder aplicarles métodos de tinción de carbonatos. Como es sabido para

determinar los minerales de esta clase, es conveniente el tñido previo de los cortes petrográficos.

La tñcnica utilizada es la siguiente (Cf. Hutchison, 1974):

- 1.- Preparar HCl al 20% y 0,2% de alizarina en HCl al 0,2%.
- 2.- Corroer el corte delgado con una soluci3n de HCl al 20%, de a 5 segundos.
- 3.- Lavar el corte con agua destilada.
- 4.- Aplicar gota a gota la soluci3n de alizarina sobre el corte petrográfico. Cuando la calcita se tñe de rosa fuerte, lavar inmediatamente con agua destilada y dejar secar a temperatura ambiente.

Cabe destacar que el reactivo se prepara disolviendo 0,1 g de alizarina en 100 ml de HCl al 0,2% (2 ml de HCl en 998 ml de H₂O), en fro.

Generalmente la calcita tarda entre 2 y 4 minutos en alcanzar la coloraci3n rosa fuerte. La calcita al microscopio al igual que la witerita y la aragonita, se tñen de rojo oscuro, mientras que la dolomita mantiene su color original. Otros minerales que se comportan como este último son la anhidrita, siderita, rodocrosita, yeso, smithsonita y magnesita. Una coloraci3n violácea obtienen la brucita, cerucita, stroncionita y ankerita.

II.3.2.2.- ORDENAMIENTO DE LOS RESULTADOS

En las tablas de composici3n mineral3gica de cada asociaci3n de facies sedimentarias, se detalla la mineralogía de las distintas rocas que componen dichas asociaciones, ordenadas de base a techo.

En éstas se presentan fundamentalmente los datos de roca total y el análisis cuantitativo de los argilominerales que conforman la fracci3n fina de estas rocas. Se introducen además los valores de cristalinidad de las illitas (los cuales se utilizarán a posteriori, en el capitulo III), la litología de cada muestra y la facies sedimentaria a la cual pertenecen.

Los datos de Roca Total fueron obtenidos por petrografía y/o difracción de rayos X. En el primer caso, los valores representan estimaciones visuales por comparaci3n con las cartillas correspondientes. De modo tal que dichos valores fueron volcados a las tablas en forma numérica. En el caso de la difracción de rayos X, la estimaci3n de las abundancias relativas de los minerales que poseen distinta forma cristalina, sobre la base de la intensidad de su reflexi3n, es poco precisa. De todos modos con la práctica y comparando algunos difractogramas con sus cortes delgados, se ha podido realizar estimaciones tratando de reducir al máximo el margen de error. Estos valores han sido pasados a las tablas con la siguiente nomenclatura:

ma= muy abundante (más del 40%)
a= abundante (entre 15 y 40%)
e= escaso (entre 5 y 15%)
me= muy escaso (entre 1 y 5%)
tr= trazas (menos del 1%)

Los valores correspondientes a la fracci3n fina han sido determinados por difracción de rayos X, utilizando la metodología que se detallará oportunamente.

II.4.- BASAMENTO CRISTALINO

El basamento cristalino se observa únicamente en las dos canteras pertenecientes a Villa Mónica, ubicadas en la zona pedemontana de la ladera septentrional del Cerro Largo. Ambas permiten apreciar muy bien este complejo igneo-metamórfico, tanto en sentido areal como vertical. El frente de explotación sur de la cantera "Villa Mónica II" (Fotos II.1 y 2) deja al descubierto, 57 m de basamento, de los cuales los 3 m superiores se encuentran alterados; discordancia por medio, se inician los primeros estratos sedimentarios.

Los tipos de rocas presentes en este sector del basamento cristalino de Sierras Bayas, son: granitoides, migmatitas y milonitas. Cabe aclarar que estas rocas, y muy particularmente los granitoides, han sido denominadas de muy distintas formas, debido a su aspecto igneo, pero con evidencias de metamorfismo. Es así que para Heusser y Claraz (1863) se trataba de un gneisgranito, para Nägera (1919) de un granito, para González Bonorino (1954) de una roca híbrida a la cual se debería denominar con el sustantivo gneis y un adjetivo que indique su carácter composicional (granítico, tonalítico, etc.). En este trabajo se ha preferido utilizar la clasificación de Teruggi y Kilmurray (1982), en la cual denominan granitoide a las migmatitas homogéneas (granitos de anatexis o anatexitas de otros autores), y migmatitas, sensu estricto, a las heterogéneas. Por otra parte para definir las fábricas de estas rocas se ha seguido los criterios de nomenclatura propuestos por Teruggi y Kilmurray (1982).

Megascópicamente pueden diferenciarse en este basamento, dos tipos de granitoides: uno de color rojizo (comercialmente conocido como "granito rojo") y otro de color gris verdoso. En general son rocas granudas, macizas, homogéneas, de grano mediano a grueso, prevaleciendo este último.

Composicionalmente muestran cuarzo, microclino, biotita y escasos mafitos. La textura es granoblástica suturada.

Las migmatitas se presentan con dos partes bien diferenciadas. Una clara, gris verdosa, de grano grueso, compuesto esencialmente de cuarzo y feldespato (leucosoma). La otra parte es oscura, negra, de grano fino, con abundantes mafitos. Ambas partes se entremezclan en forma planar a irregular. Los contactos son netos y gradacionales.

El leucosoma es granoblástico, en parte suturado, compuesto por cuarzo, microclino, y escasas micas. El melanosoma es granoblástico a lepidoblástico, y presenta cuarzo, plagioclasa, abundante biotita, anfíbol (hornblenda), y piroxenos (hipersteno y diópsido).

De acuerdo a la disposición del leucosoma y el melanosoma, estas rocas, pueden clasificarse como embrechitas y agmatitas.

Como ya mencionaran González Bonorino (1954) y Teruggi y Kilmurray (1975, 1980), entre otros, estos tipos litológicos forman frecuentes pasajes y transiciones entre sí, lo que hace imposible una separación clara de ambos para su mapeo. Esto es comprobable en esta zona donde los granitoides y migmatitas no son fáciles de diferenciar entre sí.

Las milonitas se corporizan en algunos planos de falla de muy poca magnitud, en entidades tabulares de muy bajo espesor (no más de 20 cm.) en comparación con las grandes fajas miloníticas descritas por González Bonorino (1954), González Bonorino et al (1956), Teruggi et al (1958) y Dalla Salda (1981), en otros puntos de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. Son rocas de grano muy fino, de colores grisáceos castaños, y hasta rojizos. Microscópicamente muestran una textura granoclástica, en donde el cuarzo y los feldespatos se encuentran totalmente fracturados, en una típica textura de mortero homogénea.

Por otra parte, en la cantera de "Villa Mónica II", frente lateral este, existe una zona en la cual los granitoides y las migmatitas se

presentan sumamente alterados por acción hidrotermal. Son rocas fáciles de distinguir por su coloración gris verdoso clara, dada fundamentalmente por los feldespatos alterados. Petrográficamente se observa que además de cuarzo se presentan: feldespatos con alteración sericitica, minerales máficos cloritizados, y abundante calcita en venillas y difundida en la roca.

II.4.1.- NIVEL DE ALTERACION DEL BASAMENTO

La parte superior del basamento cristalino, aproximadamente 3 m de potencia se encuentra sumamente alterada y está delimitada en su parte inferior por una superficie bien marcada (Fotos II.1 y 2).

Está conformada por rocas muy friables, de colores amarillentos, rojizos, verdes pálidos, y grises, que poseen una pseudoestratificación, probablemente provocada por movimientos de arcillas en sentido horizontal.

Su análisis petrográfico muestra cuarzo, microclino, plagioclasa, biotita, muscovita, matriz arcillosa, y óxidos de hierro. El material arcilloso es illítico.

Los granos de cuarzo están fracturados y con un principio de orientación en planos horizontales, son angulosos a subangulosos, en su mayoría policristalinos, con formas suturadas o texturas en mortero; los monocristalinos muestran extinción ondulante, láminas de Bohm y bordes irregulares.

Los feldespatos con una leve alteración, son subangulosos y están ausentes en la parte inferior de este nivel.

Un detalle interesante es la disgregación mecánica de las micas a través de sus planos de clivaje, dando como producto, un diseño anastomosado en sentido horizontal. La matriz arcillosa acompaña esta disposición y es más abundante en la parte inferior donde alcanza el 70 %, mientras que en la parte superior no excede el 25 %. Esta abundancia de matriz determina que los contactos intergranulares sean escasos.

Los mafitos, la calcita y las cloritas que formaban parte de las rocas del basamento, no se preservan en este nivel de alteración.

A través de las observaciones realizadas, cabe pensar que este manto de alteración, se corresponde con una zona de meteorización que convirtió en saprolito (gruss), a la parte superior del basamento. No hay transportes de granos y por litificación, este material pasa a constituir una arcosa residual.

Existen dos criterios para diferenciar este nivel de alteración de las sedimentitas que la suprayacen: uno de campo y otro petrográfico.

En lo que respecta al de campo, hay una marcada diferencia en el aspecto que presentan ambas unidades, fundamentalmente en la coloración, consolidación y tamaño del grano. Las rocas de alteración son amarillentas a rojizas, algunas verdes claras muy deleznales, de grano grueso y con elevada matriz. En cambio, las primeras rocas sedimentarias, presentan coloración blanquecina, buena consolidación por sedimentación silícea, grano tamaño guija y menos matriz.

La petrografía confirma el cambio brusco en el porcentaje de matriz.

La arcosa residual contiene en su parte superior 30 % de matriz (muestra BAS 14), mientras que el primer conglomerado fino contiene un 8 % (muestra CA1). En contraposición hay un marcado aumento en la cantidad de clastos de cuarzo, en el conglomerado.

Otra característica revelada al microscopio, es la presencia de crecimiento secundario de los granos de cuarzo en continuidad óptica, que muestran los conglomerados y su ausencia en la arcosa residual. Esto es razonable si se piensa que la mayor cantidad de matriz de esta última, le con-

fiere a la roca una porosidad efectiva muy baja, que impide la circulación de las soluciones silíceas cementantes.

II.5.- CUBIERTA SEDIMENTARIA

Sobre la base de los perfiles relevados, se han podido determinar para la cubierta sedimentaria de Sierras Bayas en esta área de estudio, 20 facies sedimentarias.

En este capítulo se describen dichas facies en sentido vertical, de base a techo, haciendo abstracción de las recurrencias que presentan algunas de ellas (Fig. II.1). Más adelante, y luego de analizar también algunos otros aspectos, en lo que hace a la mineralogía de filosilicatos, distribución de paleocorrientes, geoquímica de carbonatos, contenido fosilífero, se realizarán las interpretaciones ambientales pertinentes.

De acuerdo con el esquema estratigráfico clásico, enunciado por diversos autores (Cuadro I.1), la Formación Sierras Bayas en el concepto de Dalla Salda e Itiguez (1978), está dividida en seis miembros informales a saber: cuarcitas inferiores, arcillitas y calizas (Poiré e Itiguez, 1984). La relación entre estas unidades, las asociaciones de facies sedimentarias y las facies sedimentarias aquí descritas, está representada en el Cuadro II.1.

II.5.1.- ASOCIACION DE FACIES CUARZO-ARCOSICAS

Las sedimentitas cuarcíticas que integran esta Asociación de Facies Cuarzo-arcósicas, afloran en dos lugares: en la cantera "Villa Mónica II", y en la cantera "Colombo I". En la primera, es posible observar los estratos basales y parte de los superiores (hasta 1 m por debajo del contacto con las dolomías que la suprayacen), en la segunda se visualiza la sección media y parte de la superior, incluyendo el contacto con las dolomías. De los 16 m de espesor medidos para esta asociación en el Núcleo Septentrional, hay 12,5 mts. expuestos para su estudio de detalle.

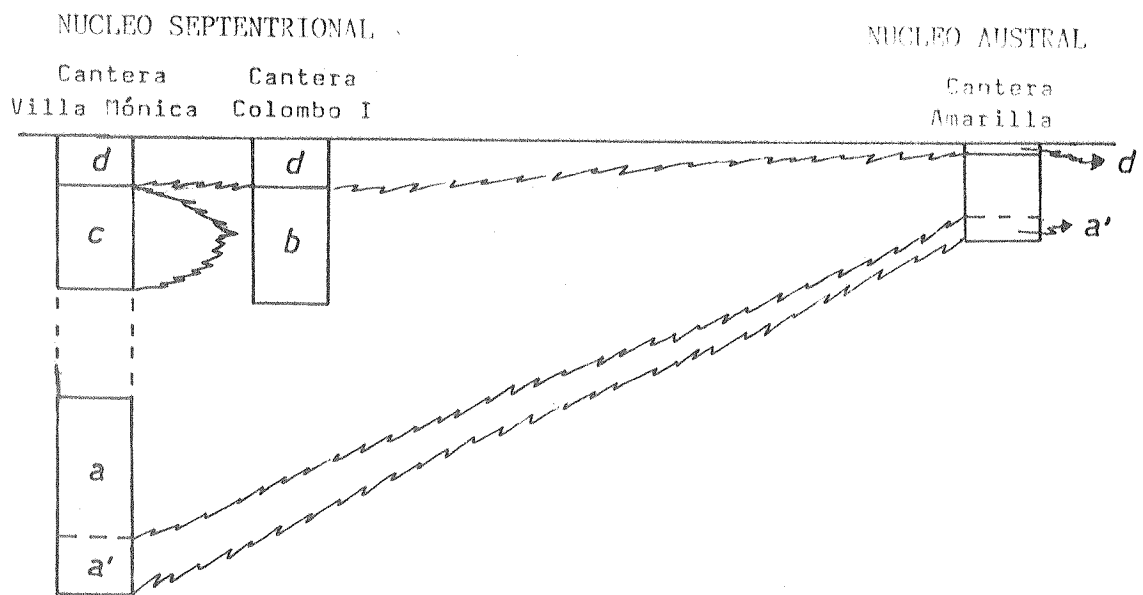
Cabe consignar que ante la escasez de los afloramientos, y para tener un mejor conocimiento de como varía lateralmente esta unidad, se realizaron algunas observaciones en el Núcleo Austral. En dicho núcleo esta asociación de facies aflora en toda su potencia, pero cabe aclarar que se encuentra condensada en 4 m. De modo tal que existe un acúmulo de este manto cuarzo-arcósico desde el N hacia el S.

Desde un punto de vista granulométrico estas sedimentitas está representadas por pséfitas, psamitas y pelitas. De acuerdo con la clasificación de Dott (1964) para psamitas, sobre la base del porcentaje de matriz y composición mineralógica, estas rocas encuadran dentro de las arenitas arcósicas, vaques arcósicas, arenitas cuarzosas y vaques cuarzosas.

Se han reconocido en esta unidad, cuatro facies sedimentarias: a) facies de vaques y arenitas arcósicas con conglomerado basal, b) facies de arenitas cuarzosas, con niveles conglomerádicos y óndulas en el techo de los estratos, c) facies de diamictitas y d) facies de lutitas con niveles váquicos subordinados (Fig. II.1).

ASOCIACION DE FACIES SEDIMENTARIAS	FACIES SEDIMENTARIA	ESQUEMA ESTRATIGRAFICO CLASICO (NAGERA, 1919; MODIFICADO POR POIRE E INIGUEZ, 1984)
Asociación de facies carbonáticas	Facies de mudstones negros lamina- dos. Facies bitemática rojiza de mud- stones y lutitas calcáreas, en es- tratos cuneiformes y artesas. Facies de mudstones rojizos con la- minación ondulítica.	CALIZAS
Asociación de facies pelíticas	Facies de arcilitas rojizas. Facies de arcilitas y limolitas amarillentas.	PELITAS
Asociación de facies cuarcíticas	Facies de arenitas cuarzosas con megaóndulas y óndulas sobreimpues- tas. Facies de arenitas cuarzosas en artesas. Facies de arenitas cuarzosas on- dulíticas.	CUARCITAS SUPERIORES
Asociación de facies psamítica y pelítica	Facies de psamitas y pelitas vari- colores. Facies de fangolitas amarillentas y brecha de ftanita.	PSAMPELITAS
Asociación de facies dolomítica y pelítica	Facies de lutitas rojas. Facies de dolomias laminadas frias- bles. Facies dolomítica de biohermas dóm- icos y pelitas verdes interbioher- males. Facies dolomítica de bioestromas dómicos con estromatolitos estra- tiformes. Facies de dolomias laminadas. Facies dolomítica de bioestromas dómicos con estromatolitos colum- nares, estratiformes y bulbosos, y pelitas verdes interbioestromales.	DOLOMIAS
Asociación de facies cuarzo- arcósicas	Facies de lutitas con niveles vá- quicos subordinados. Facies de diamictitas. Facies de arenitas cuarzosas con niveles conglomerádicos y óndulas en el techo de los estratos. Facies de vaques y arenitas arcó- sicas con conglomerado basal.	CUARCITAS INFERIORES

Cuadro II.1.- Relación entre las asociaciones de facies y facies sedimentarias, con el esquema estratigráfico clásico.



- a: Facies de vaques y arenitas arcólicas con (a') conglomerado basal.
- b: Facies de arenitas cuarzosas con niveles guijosos y óndulas en el techo de los estratos.
- c: Facies de diamictitas.
- d: Facies de lutitas con niveles váquicos subordinados.

Fig. II.7.- Correlación entre los perfiles de la Asociación de Facies Cuarzo-arcólicas, en los núcleos Septentrional y Austral de las Sierras Bayas.

II.5.1.a.- FACIES DE VAQUES Y ARENITAS ARCOSICAS CON COGLOMERADO BASAL

Esta facies sedimentaria de 5 m de espesor está expuesta en un solo lugar de este núcleo (Fig. II.7): el frente de explotación sur de la cantera "Villa Mónica II", por arriba del nivel de alteración del basamento, ubicado en la ladera norte del Cerro Largo (Foto II.1 y 2).

Esta comienza con un conglomerado basal fino, que presenta externamente un color marrón adquirido, con tintes rojizos y amarillentos, debido a teñidos de óxidos hematíticos y limoníticos, pero que internamente en corte fresco, tiene un color blanquecino. Es una psanita de esqueleto intacto, ortoconglomerádico, bien consolidado, que muestra un grado de selección moderado, con predominio de guijas redondeadas, acompañadas por arena muy gruesa, sábulos y guijarros redondeados de hasta 4 cm. La matriz es muy escasa. Composicionalmente es polimictico, con clastos cuarzosos y feldespáticos.

Al microscopio se observan cuarzo, feldespato y muy poca matriz pelítica (Tabla II.1, CA1 y 2). Los granos de cuarzo tienen extinción ondulante, trenes de inclusiones, láminas de Bohm; son escasos los policristalinos de cuarzo y calcedonia. Los contactos intergranulares muestran bordes cóncavos, con apófisis, puesto que el crecimiento secundario de los granos de cuarzo en continuidad óptica, debido a cementación silicea, es bastante común en estas rocas.

Dentro de los feldespatos se han identificado microclino y plagioclasas ácidas. Los microclinos se muestran angulosos, poco alterados, y con su maclado en enrejado difuso. Las plagioclasas son escasas y muestran maclas polisintéticas cuneiformes, están poco alteradas y son subangulosas. La alteración de los feldespatos es principalmente illítica. En la matriz arcillosa existen algunas laminillas de mica, principalmente muscovita.

Si realizamos una analogía con la clasificación de Dott (1964) para psamitas, sobre la base de su porcentaje de matriz y composición mineralógica, este conglomerado fino se correspondería con una arenita arcósica (CA5). Cabe destacar además, que los niveles psamíticos que están dentro de éste, son arenitas arcósicas.

Estos conglomerados se presentan en estratos muy gruesos (clasificación de Ingram, fide Spalletti, 1980), con algunos delgados intercalados, y con geometría tabular.

Internamente pueden presentar estratificación gradada normal y lentes en forma de paleocanal con gradación interna normal.

La estratificación gradada se da en bancos muy gruesos, dentro de los cuales se corporizan varios ciclos de gradación del tipo normal-inversa (Fig. II.8.A). Se ha observado una frecuencia de hasta 4 ciclos en 50 cm., de espesor.

En algunos sectores de estos estratos se forman aisladamente pequeñas lentes de 10 a 12 cm de espesor y de 1 a 1,4 m. de ancho, con forma de paleocanal, y con una variación vertical granodecreciente, pasando de conglomerado fino a sabulita, y en algunos casos a arenitas gruesas (Fig. II.8 B).

El espesor total de este conglomerado basal en Villa Mónica, es de 2,30 m. Lateralmente existe un acúñamiento de este manto conglomerádico hacia el sur. Es así que por ejemplo, en la cantera "Amarilla" de Loma Negra en el Núcleo Austral, 13 Km al sur de la cantera "Villa Mónica II", el espesor de este conglomerado basal se ve reducido a 70 cm (Fig. II.7).

Aquí es importante remarcar, que además de adelgazamiento del conglomerado, se produce un notable cambio en el tipo de estructuras sedimentarias y en algunas características texturales, observándose laminación ondulítica y estratificación tabular tangencial simple con gradación interna.

Muestra N	R O C A			T O T A L			FRACCION FINA		CRISTALINIDAD Illita			Litolog	Fa- cies
	Cz	Feld	Calc	Hemat	Mica + MA	Illi	Smec	IC	CR	IE			
	%	%	%	%	%	%	%						
CA1	60	30	-	-	10	100	-	0.58	207	0.20	Congl.	a	
2	ma	a	-	-	e	100	-	0.90	360	0.41	Congl.	a	
5	65	25	-	-	10	///////	-	-	-	-	Ar. arc.	a	
6	ma	a	me	-	a	100	-	-	-	-	Vaq. arc.	a	
8	ma	a	me	me	a	100	-	0.59	208	0.48	Vaq. arc.	a	
9	50	30	-	-	20	///////	-	-	-	-	Vaq. arc.	a	
10	ma	a	me	me	a	100	-	0.70	350	0.60	Vaq. arc.	a	
11	55	15	-	-	30	100	-	0.92	-	-	Vaq. arc.	a	
12	ma	-	-	me	e	100	-	-	-	-	Ar. cuar.	b	
13	ma	-	-	me	e	100	-	-	-	-	Ar. cuar.	b	
14	ma	-	-	me	e	100	-	-	-	-	Ar. cuar.	b	
15	ma	-	-	me	e	100	-	-	-	-	Ar. cuar.	b	
16	ma	-	-	me	e	100	-	-	-	-	Ar. cuar.	b	
18	a	-	e	me	ma	100	-	0.51	231	0.44	Vaq. cuar.	c	
19	65	15	-	-	20	61	39	0.72	-	-	Vaq. arc.	c	
20	73	-	-	2	25	100	-	-	-	-	Vaq. cuar.	c	
21	ma	-	me	me	a	100	-	0.56	266	-	Vaq. cuar.	c	
25	ma	-	me	me	a	100	-	0.70	350	-	Varias	c	
27	ma	e	e	me	a	100	-	0.40	190	0.45	Varias	c	
28	ma	e	e	me	a	100	-	0.35	159	0.42	Varias	c	
31	e	-	ma	-	e	100	-	-	-	-	Fang. cal.	c	
32	ma	e	e	me	a	100	-	0.30	142	0.44	F. gui. la.	c	
33	ma	-	-	me	a	100	-	0.60	272	-	Vaq. cuar.	d	
34	ma	-	-	me	a	100	-	0.74	352	-	Vaq. cuar.	d	
35	ma	me	-	e	ma	100	-	0.60	300	0.42	Lut.	d	
35s	ma	me	-	e	ma	100	-	0.60	272	0.40	Lut.	d	
36	e	-	ma	e	a	100	-	0.63	-	0.32	Vaq. cal.	d	

Referencias: ma= muy abundante (más del 40%), a= abundante (15 a 40%),
e= escaso (5 a 15%), me= muy escaso (1 a 5%).
///////= sin datos.

- a= Facies de arenitas y vaques arcóscas con conglomerado basal.
- b= Facies de arenitas cuarzosas con guijas y óndulas en el techo de los estratos.
- c= Facies de diamictitas.
- d= Facies de fangolitas moradas.

Tabla II.1.- Composición mineralógica de la Asociación de Facies Cuarzo-arcóscas.



Foto II.1.- Frente de explotación sudoeste de la cantera "Villa Mónica II", vista desde el norte. Se observa el basamento cristalino (A), el nivel de alteración del basamento (B) y la Asociación de Facies Cuarzo-arcólicas (C).



Foto II.2.- Vista similar a la anterior, pero destacando la relación de las unidades antes citadas, con respecto a la Asociación de Facies Cuarcíticas (D) que corona a todos los cerros del Núcleo Septentrional de las Sierras Bayas.

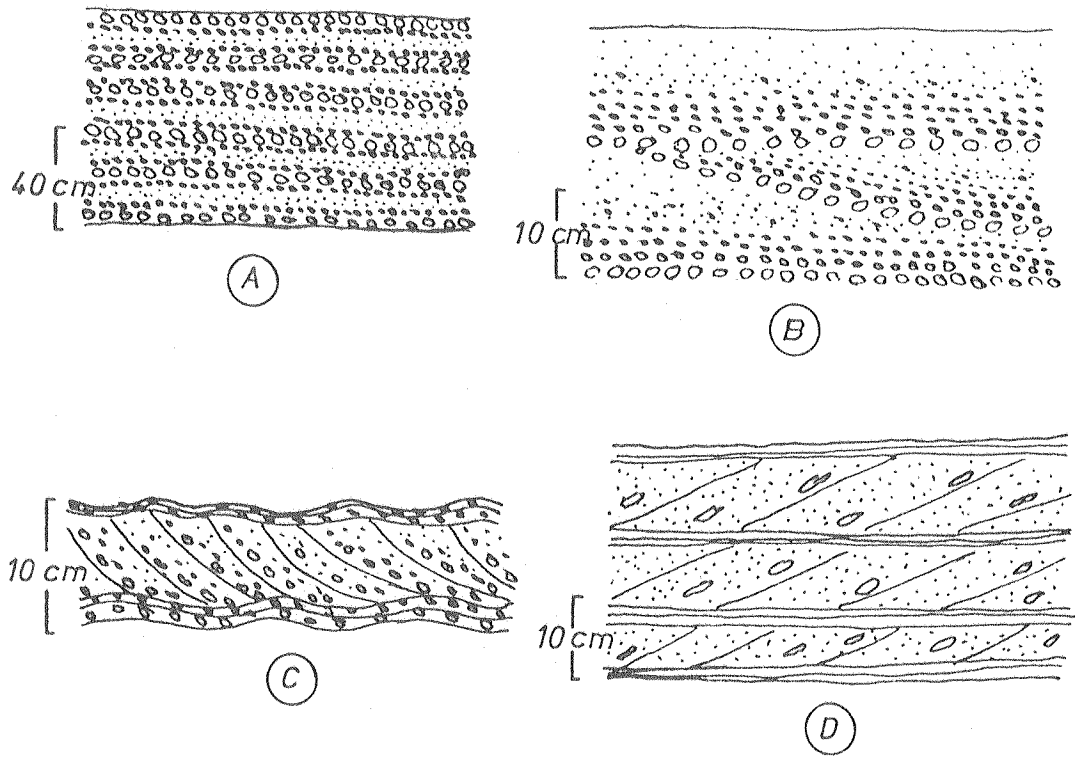


Fig. II.8.- Esquemas de algunas estructuras sedimentarias de la facies de vaques y arenitas arcóscicas con conglomerado basal. A= estratificación gradada normal-inversa del conglomerado basal (Núcleo Septentrional). B= lentes con estratificación gradada normal (paleocanal) en el conglomerado basal (Núcleo Septentrional). C= laminación ondulítica en fase que pasa a estratificación entrecruzada de pequeña escala con capas frontales gradadas y nuevamente a laminación ondulítica (Núcleo Austral). D= estratificación entrecruzada de pequeña escala, tabular-planar, con clastos dispersos orientados con la capa frontal, en las vaques y arenitas arcóscicas (Núcleo Septentrional).

La laminación ondulítica ocurre en los diez primeros centímetros de sedimentos, por arriba del nivel de alteración del basamento. Está compuesta por ondulas simétricas de crestas redondeadas, escalonadas en fase, cuyo índice de ondula promedio es 13 (H=7 a 8 cm; L=0,5 a 0,6 cm). Es de hacer notar que texturalmente se trata de una pséfita muy fina con abundante matriz pelítica. Por otra parte, entre dos niveles de laminación ondulítica, hay una delgada capa de un conglomerado más limpio y con estructura entrecruzada de pequeña escala, tabular tangencial simple (Fig. II.8 D).

Por arriba de este conglomerado, se sucede un banco arenoso conglomerádico que posee una estratificación tangencial simple de ángulo moderado (21 grados). Sus láminas frontales presentan la particularidad de estar gradadas en forma normal.

Volviendo al perfil de Villa Mónica en nuestra área de estudio, vemos que por arriba de estas pséfitas, se pasa gradualmente a estratos de vaques arcóscicas. Estas se presentan de colores grisáceos, amarillentos a blanquecinos, bien consolidados, de pobre selección, con tamaño modal de arena fina a gruesa y algunos clastos dispersos de arena muy gruesa hasta sábulo, y matriz medianamente abundante.

Mineralógicamente presentan caracteres composicionales semejantes a los descriptos para los conglomerados, pero con un moderado aumento en el porcentaje de matriz en detrimento del de los feldespatos (CA6 a 11).

En lo que respecta a su geometría son tabulares, y en cuanto a su espesor pueden diferenciarse dos tipos de estratos: delgados y muy delgados. Ambos se ordenan verticalmente en forma bitemática. Los primeros muestran un tamaño de grano más grueso (vaques muy gruesas) que los estratos muy delgados (vaques finas).

Las capas de vaques muy gruesas están caracterizadas por una estructura entrecruzada de tipo planar de ángulo moderado (Fig. II.8 D). Presentan clastos dispersos, más gruesos, que se orientan de manera paralela a la inclinación de las capas frontales.

El espesor del conjunto de vaques alcanza los 3 m, y también sufre un adelgazamiento hacia el sur. Acompaña a este acuffamiento un nuevo cambio en las estructuras primarias dado que se forman estratificaciones ondulíticas, de ondulas que se escalonan fuera de fase, en estratos de 4 a 6 cm de potencia.

En realidad también se da un cambio litológico; puede apreciarse una disminución en el porcentaje de matriz y ausencia de feldespatos, por lo cual hay una combinación de vaques y arenitas cuarzosas que se intercalan entre sí (Barrio, 1984).

II.5.1.b.- FACIES DE ARENITAS CUARZOSAS, CON NIVELES CONGLOMERADICOS ONDULAS EN EL TECHO DE LOS ESTRATOS

Las sedimentitas que componen esta facies han sido reconocidas en las inmediaciones de la cantera "Colombo I" (Fig. II.7), en afloramientos que solo permiten ver la parte media y superior de los estratos. También se han observado niveles conglomerádicos con ondulas en superficies estratales de bancos que están cubiertos en su casi totalidad, ubicados en la ladera que está inmediatamente por arriba de la cantera "Villa Mónica II", y que probablemente pertenezcan a esta facies sedimentaria.

Está conformada exclusivamente por arenitas cuarzosas de color blanquecino, bien consolidadas, con muy escaso material suspensivo, pero con heterogeneidad de los tamaños de las fracciones psamíticas, dado que en una "base" de arena fina "nadan" clastos de arena más gruesos hasta sábulos.

En el techo de los estratos se presentan niveles muy delgados de guijas cuarzosas de hasta 3.5 cm.

Por difracción de rayos X en roca total se ha podido determinar la presencia de abundante cuarzo y la escasez de matriz arcillosa illítica (de 5 a 10 %), y ausencia de feldespatos (CA12 a 16).

Los bancos son gruesos en su mayoría. Lo reducido de los afloramientos correspondientes a esta facies sedimentaria no permite apreciar correctamente la geometría de los estratos, la que aparentemente es tabular. La estructura interna es maciza y en la superficies estratales hay ondulas asimétricas, con longitudes de onda promedio de 14 cm y altura de 1,5 cm (Índice de ondula= 9). Es importante remarcar la presencia de guijas y de estas ondulas, pues semejan superficies de reactivación con retrabajamiento de olas.

No ha sido posible medir el espesor de esta facies por carecer de un afloramiento completo.

II.5.1.c.- FACIES DE DIAMICTITAS

En un pequeño laboreo ubicado en la ladera norte del Cerro Largo, en las inmediaciones de la cantera "Villa Mónica II", aparecen unas sedimentitas que no han sido citadas en la literatura geológica de la zona. Las escasas dimensiones de este destape no permite visualizar las relaciones laterales de estas rocas con el resto de las cuarcitas que se encuentran a un mismo nivel. Estas dimictitas se ubican un metro por debajo de afloramientos dolomíticos y posee 4 m de espesor.

Está compuesta por conglomerados, vaques cuarzosas y arcósicas y fangolitas guijosas laminadas, que en conjunto y descriptivamente conforman sedimentos dimictíticos (Foto II.3).

Las pséfitas son conglomerados blanquecinos, deleznales, con tamaños máximos de sus clastos de 3 cm y matriz arenosa, muy abundante y bien seleccionada. Asimismo existe la falta de granulometrías intermedias entre la matriz y los clastos. De modo tal que este conglomerado presenta una bimodalidad marcada. Los clastos mayores muestran subredondeamiento y su composición es netamente cuarzosa. Llama la atención que estos clastos dispersos en la matriz arenosa, poseen una sutil orientación horizontal de su eje mayor. La cementación de la roca es débil y de tipo carbonática.

Se presenta generalmente en capas de mediano espesor, con geometría tabular, e internamente con una estratificación gradada del tipo irregular. En algunos lugares de la columna estos conglomerados se reducen a solo un nivel de 4 cm de espesor intercalado en fangolitas guijosas laminadas.

Con respecto a las vaques cuarzosas, las hay de dos tipos, una con abundante matriz (más del 40 %) y otra con poca matriz entre (20 y 30 %). Son grisáceas y algunas están fuertemente teñidas de rojo por óxidos de hierro, y por lo general son friables. Su selección es pobre a muy pobre, los clastos varían entre arena gruesa y sábulo, se encuentran subredondeados y están compuestos por cuarzo en más de 95 %. La matriz es pelítica. Existen también pero en menor proporción las vaques cuarzosas finas.

Mineralógicamente se observan clastos de cuarzo en abundancia y una matriz pelítica de índole cuarzo-illítica (CA18, 20 21 y 25). Los granos de cuarzo poseen extinción ondulante, láminas de Bohm y trenes de inclusiones.

Son frecuentes los granos policristalinos con textura suturada. Los clastos mayores alcanzan los 2,40 mm, siendo el tamaño promedio de 0,60 mm, los cuales se encuentran subredondeados. La matriz está conformada por partículas de cuarzo menores a los 50 micrones, láminas de muscovita y



Foto II.3.- Parte superior de la facies de diamictitas, donde se observan las vaques (V) y conglomerados (C) en estratos gruesos y las fangolitas guijosas laminadas (FGL) en estratos delgados. Ladera noroeste del Cerro Largo.

material arcilloso illítico.

Estas vaques se presentan en estratos tabulares y lenticulares de mediano espesor y con estructura interna maciza.

Las vaques arcóscicas son de color castaño, bien consolidadas, de pobre selección, sus clastos son de arena gruesa a sàbulo y estàn subredondeados.

Al microscopio (CA19 y 27) se observa cuarzo (65%), feldespato (15%) y material arcilloso (20%), compuesto por illita y montmorillonita.

El cuarzo se presenta en granos mono y policristalinos. Los primeros son los más abundantes, tienen extinción ondulante y trenes de inclusiones. La mayoría muestra láminas de Bohm, evidenciando el desplazamiento del retículo cristalino en planos, por haber subrido la roca madre de la cual provienen, una alta deformación. Los contactos intergranulares muestran bordes cóncavos y convexos, con apófisis, puesto que el crecimiento secundario de los granos de cuarzo en continuidad óptica debido a cementación silicea, es muy común en estas rocas. Algunos clastos de cuarzo crecen hasta formar cristales bien desarrollados. En microscopio electrónico se han detectado algunos cristales de hábito prismático (Foto II.4), en donde se combinan formas prismáticas con romboédricas. Los policristalinos muestran texturas de disolución o suturada de características metamórficas.

En cuanto a los feldespatos, se presentan microclino y plagioclasa. El primero es anguloso, está poco a muy alterado y muestra su típico maclado en enrejado, pero con planos difusos. Las plagioclasas son escasas, subangulosas, poco alteradas y presentan la particularidad de tener su maclado polisintético de modo cuneiforme. En microscopía electrónica se observa una macia polisintética deformada (Foto II.5).

Estas vaques arcóscicas se presentan en estratos medianos, con geometría lenticular y estructura interna maciza.

Las fangolitas guijosas laminadas son de color verde amarillento claro, bien consolidadas donde es posible observar dos granulometrias: una pelítica y una guijosa. La fracción pelítica es la que le confiere el color y la consistencia a la roca y está compuesta por cuarzo e illita con cementación escasa de calcita (CA27, 28 y 32). Este material se encuentra finamente laminado. Las guijas son blanquecinas, de hasta 2 cm, subredondeadas y de composición cuarcítica. En la parte subyacente de cada guija, las láminas de fangolita están levemente arqueadas, como producto del impacto de aquellas sobre éstas, en el momento de su depositación.

Se presentan en estratos delgados, tabulares a lenticulares y con muy fina laminación.

En los términos basales de esta facies predominan las vaques arcóscicas y cuarzosas, mientras que en la parte media y superior, las vaques aparecen asociadas con los conglomerados y las fangolitas guijosas laminadas (Foto II.3).

II.5.1.d.- FACIES DE LUTITAS CON NIVELES VAQUICOS SUBORDINADOS

Por lo general la sedimentación silicoclástica de esta asociación de facies sedimentaria culmina con un paquete de rocas pelíticas asociada con capas de psamitas subordinadas.

Las lutitas que componen este manto pelítico son moradas, ocreas y verdosas, moderadamente consolidadas a poco consolidadas, que se intercalan entre sí en láminas que difieren en su coloración y que no superan los 4 mm. Su estudio por difracción de rayos X (CA35 y 35s), evidenció una composición cuarzosa, con illita y óxidos de hierro.

Su laminación va de paralela a levemente ondulítica y presenta fisili-



Foto II.4.- Microfotografía electrónica de cristales prismáticos de cuarzo, con formas romboédricas y prismáticas. (SEM, barra= 10 micrones).

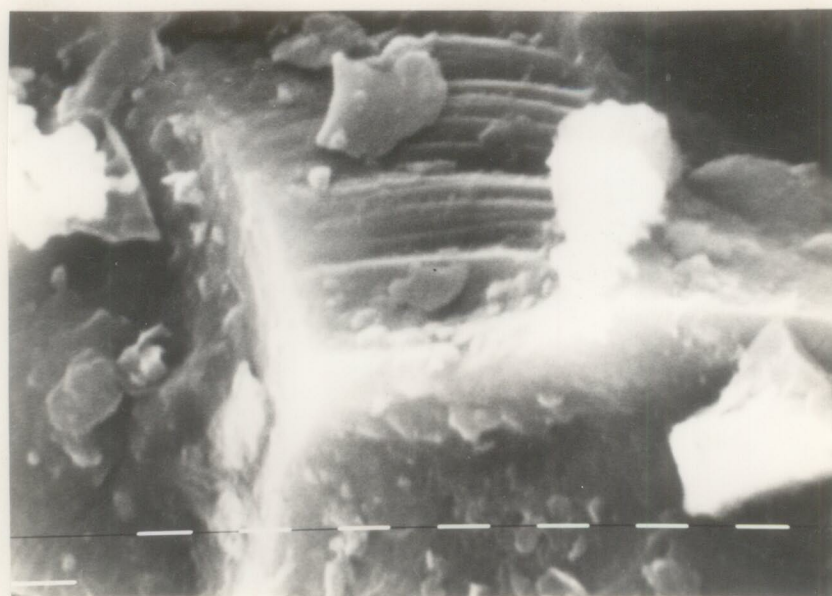


Foto II.5.- Microfotografía electrónica de un cristal de plagioclasa, con su maclado polisintético deformado. (SEM, barra= 10 micrones).

dad.

Acompañan a estas pelitas cuerpos aparentemente lenticulares de espesor delgado, conformados por **vaques cuarzosas**. Estas son blanquecinas, muy friables, mal seleccionadas y composicionalmente (CA33, 34 y 36), presentan cuarzo, abundante matriz arcillosa (illítica) óxidos de hierro y una débil cementación calcítica.

El espesor medido para esta facies en la cantera "Colombo I" es de 1,5 m. Hacia el sur estas rocas se acuñan hasta una potencia de unos pocos centímetros, observada en la cantera "Amarilla" del Núcleo Austral.

II.5.2.- ASOCIACION DE FACIES DOLOMITICAS Y PELITICAS

Los numerosos trabajos de explotación de dolomitas en estas sierras, permiten observar por arriba de la Asociación de Facies Cuarzo-arcósicas y subyaciendo a una Asociación de Facies de Psamitas y Pelitas, un potente mando dolomítico con pelitas subordinadas. Este conforma la **Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas**, la cual ha sido reconocida en todo el ámbito de estas sierras. En el Núcleo Septentrional específicamente, pueden citarse las canteras "Malegni", "Toffoletti" y "Colombo I y II" (Fig. II.9).

El contacto inferior de estas dolomias con la Asociación de Facies Cuarzo-arcósicas es concordante y se presenta en las inmediaciones de la cantera "Colombo I". Este lugar es el único dentro del Núcleo Septentrional que deja aflorantes a los primeros metros de dolomias. El contacto aparece también en la cantera "Amarilla" de Loma Negra, en el Núcleo Austral.

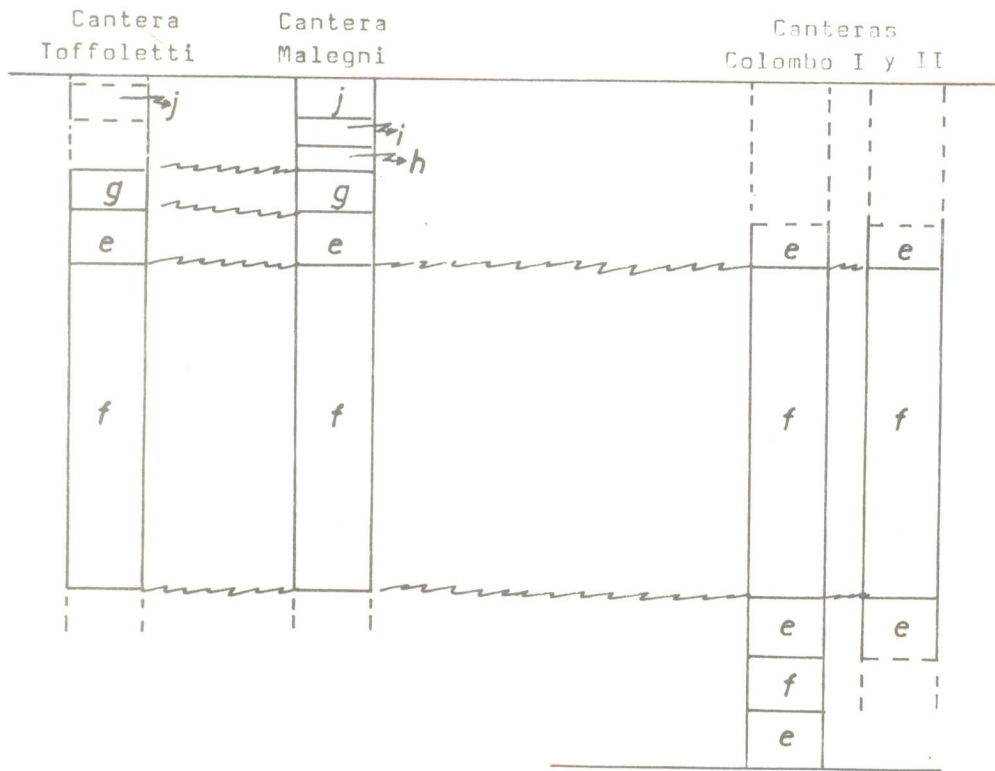
Con respecto a la superficie que separa a este manto dolomítico y pelítico de los sedimentos psamopelíticos suprayacentes en el Núcleo Septentrional, en la cantera "Malegni" y en una de las canteras de L.O.S.A. en el Núcleo Central. En estos lugares, y en la parte superior de la cantera "Toffoletti", se aprecian las pelitas rojas que coronan a esta asociación de facies. La sección media puede observarse en detalle, en las cuatro canteras de dolomias del Núcleo Septentrional antes citadas.

Fundamentalmente está conformada por dolomias laminadas, dolomias estromatolíticas, pelitas verdes interdolomíticas, y pelitas rojas supradolomíticas con mudstones asociados. Cabe señalar, el gran desarrollo de estructuras estromatolíticas, a partir de colonias unicelulares, como el componente fundamental en la formación de este manto dolomítico de 36 m de espesor total.

Se han reconocido seis facies sedimentarias: e) facies dolomíticas de bioestromas dómicos con estromatolitos columnares, estratiformes y bulbosos, y pelitas verdes interbioestromales, f) facies de dolomias laminadas, g) facies dolomíticas de bioestromas dómicos con estromatolitos estratiformes, h) facies dolomíticas de biohermas dómicos y pelitas verdes interbioestromales, i) facies de dolomias laminadas friables, y j) facies de lutitas rojas (Fig. II.1).

Antes de entrar a considerar las facies sedimentarias en particular, es conveniente definir los términos bioestroma y bioherma (Walter, 1975, glosario). Bioestroma es una estructura órgano-sedimentaria con forma de estrato, cuyo ancho supera en más de cien veces su espesor máximo. Estos cuerpos bioconstruidos pueden ser tabulares o dómicos (Fig. II.10). Un bioherma es una estructura órgano-sedimentaria circunscripta, cuyo ancho es menor o igual a cien veces su espesor máximo y se encuentra rodeada por rocas de diferente litología. Estos pueden ser subesféricos, dómicos o tabulares (Fig. II.10). En cuanto a la morfología de los estromatolitos,

NUCLEO SEPTENTRIONAL



- e: Facies dolomítica de bioestromas dómicos con estromatolitos columnares, estratiformes y bulbosos, y pelitas verdes interbioestromales.
- f: Facies de dolomías laminadas.
- g: Facies dolomítica de bioestromas dómicos con estromatolitos estratiformes.
- h: Facies dolomítica de biohermas dómicos y pelitas verdes interbiohermales.
- i: Facies de dolomías laminadas friables.
- j: Facies de lutitas rojas.

Fig. II.9.- Correlación entre los perfiles de la Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas, en el Núcleo Septentrional de las Sierras Bayas.

Muestra	R O C A T O T A L											FRAC CRISTALINIDAD				Lit	Facies	
	Dolomita					Cal	Qz	Feld	Ox	Bar	Mica	FINA	Illita					
	M	S	E	I	T	%	%	%	%	%	%	Illi	IC	CR	IE			%
D2e	65	20	13	-	98	-	2	-	-	-	-	////	-	-	-	-	Dol	e
2	15	-	65	10	90	-	2	-	-	-	-	////	-	-	-	-	Dol	e
3	////	////	////	////	////	ma	me	e	-	-	-	e	100	-	-	-	Dol	f
7mm	25	60	10	-	95	-	1	-	-	-	-	////	-	-	-	-	Dol	f
7me	20	5	70	-	95	-	2	-	-	-	-	////	-	-	-	-	Dol	f
7s	9	-	70	-	79	1	20	-	-	-	-	////	-	-	-	-	Dol	f
8	-	-	-	-	-	-	ma	me	-	-	ma	100	1.20	-	0.98	-	Lut	e
12	-	-	-	-	-	-	ma	-	-	-	ma	100	1.00	-	-	-	Lut	e
14	-	-	-	-	-	-	ma	-	-	-	ma	100	0.82	-	-	-	Lut	e
15	-	-	-	-	90	6	4	-	-	-	-	///	-	-	-	-	Dol	e
16	-	-	-	-	-	-	ma	-	-	-	ma	100	0.78	-	0.97	-	Lut	e
26	////	////	////	////	////	ma	e	e	me	-	me	me	100	-	-	-	Dol	h
28i	////	////	////	////	////	a	me	a	me	me	-	a	100	0.52	236	0.33	Dol	i
28m	////	////	////	////	////	ma	me	a	me	me	-	a	100	0.41	157	0.37	Dol	i
28s	////	////	////	////	////	ma	me	a	me	me	-	a	100	0.54	193	0.39	Dol	i
29	////	////	////	////	////	ma	e	e	me	-	-	me	100	-	-	-	Dol	?
30i	-	-	-	-	-	-	ma	me	e	-	ma	100	0.75	-	0.52	-	Lut	j
30ic	////	////	////	////	////	e	ma	a	me	me	-	a	100	-	-	-	Mud	j
30m	-	-	-	-	-	-	ma	me	e	-	ma	100	0.60	240	0.43	-	Lut	j
30s	-	-	-	-	-	-	ma	me	a	-	ma	100	0.46	-	0.52	-	Lut	j

Referencias: ma= muy abundante (más del 40%), a= abundante (15 a 40%)
e= escaso (5 a 15%), me= muy escaso (1 a 5%).
//////= sin datos.

M= micrita, S= subesparita, E= esparita, I= intraclastos
T= total
Dol= dolomia, Lut= lutita, Mud= mudstone

e= Facies dolomítica de bioestromas dómicos con estromatolitos columnares, estratiformes y bulbosos, y pelitas verdes interbioestromales.

f= Facies de dolomías laminadas.

g= Facies dolomítica de bioestromas dómicos con estromatolitos estratiformes.

h= Facies dolomítica de biohermas dómicos y pelitas verdes interbiohermales.

i= Facies de dolomías laminadas friables.

j= Facies de lutitas rojas.

Tabla II.2.- Composición mineralógica de la Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas.

las formas básicas se muestran en la misma figura. Un análisis más profundo sobre estas estructuras órgano-sedimentarias, se desarrollará en el capítulo VI.

La composición mineralógica de las distintas rocas que conforman esta asociación de facies, se encuentra detallada en la Tabla II.2, al igual que la litología y facies sedimentaria a la cual corresponde cada muestra. En el porcentaje correspondiente a la dolomita, se ha discriminado mediante petrografía, los valores de las distintas fracciones granulométricas (micrita, subesparita y esparita) y los de fragmentos intraclásticos. Por difracción de rayos X, la estimación de los porcentajes es similar a la descrita anteriormente.

II.5.2.e.- FACIES DOLOMITICA DE BIOESTROMAS DOMICOS CON ESTROMATOLITOS COLUMNARES, ESTRATIFORMES Y BULBOSOS, Y PELITAS VERDES INTER-BIOESTROMALES

Esta facies sedimentaria se encuentra caracterizada por un conjunto de estratos bioestromales de composición dolomítica, separados entre sí invariablemente por niveles pelíticos verdosos de escaso espesor (Foto II.6). Internamente muestran una amplia gama de grupos estromatolíticos, tanto columnares como estratiformes y bulbosos, siendo los primeros los más abundantes. Esta es una de las facies sedimentaria dolomítica más conspicua y su distribución en la columna estratigráfica es de tipo recurrente (Fig. II.1).

Como ya se ha mencionado, litológicamente se destacan en esta facies la presencia de dolomías y lutitas. Las dolomías son de color amarillento, bien consolidadas, muy tenaces, de tamaño de grano esparítico a micrítico. Dada la existencia de abundantes estromatolitos en esta roca, cabe distinguir dentro de estos bancos organógenos, dos tipos de dolomías: una bandeada y otra homogénea. La primera forma parte de los estromatolitos, y la homogénea de los espacios interestromatolíticos.

Las dolomías bandeadas vistas al microscopio, muestran microestructuras características de cada forma estromatolítica en particular (ver capítulo VI), pero en general conforman un bandeamiento de capas oscuras (orgánicas) y claras (detriticas). Las primeras son de grano más fino, generalmente micríticas de textura xenotópica a idiotópica (clasificación de Gregg y Sibley, 1984), cuyo espesor varía entre 0.01 y 1 mm, mientras que las claras están conformadas por granos más gruesos, principalmente de subesparita con textura también variable de xenotópica-A a idiotópica-S y grosores de 0.1 a 3 mm. Las homogéneas en cambio, muestran una textura en mosaico de idiotópica-S a xenotópica-A, con romboedros de dolomita unas veces de tamaño esparítico y otras veces micrítico.

En cuanto a la composición mineralógica, la dolomita es el componente fundamental de estas dolomías, variando sus porcentajes entre 90 y 98% (D2e, 2 y 15).

Se la encuentra en tres formas distintas: intraclastos, cristales y cemento. Los primeros son fragmentos de estromatolitos que se depositaron en los espacios intercolumnares, asociados con clastos de cuarzo y ftanita.

Los cristales de dolomita presentan tamaños que van de micritas en las láminas orgánicas, hasta esparitas en los espacios intercolumnares. Estos cristales son uniformes ya que no presentan ni núcleo ni zonación.

A través de la microscopía electrónica de barrido (Fotos II.8 y 9), se observan pequeños hoyos en las caras cristalinas (textura "sucrocic") y aristas corroidas, que convierten a ésta en una "Dolomita tipo 2" en la

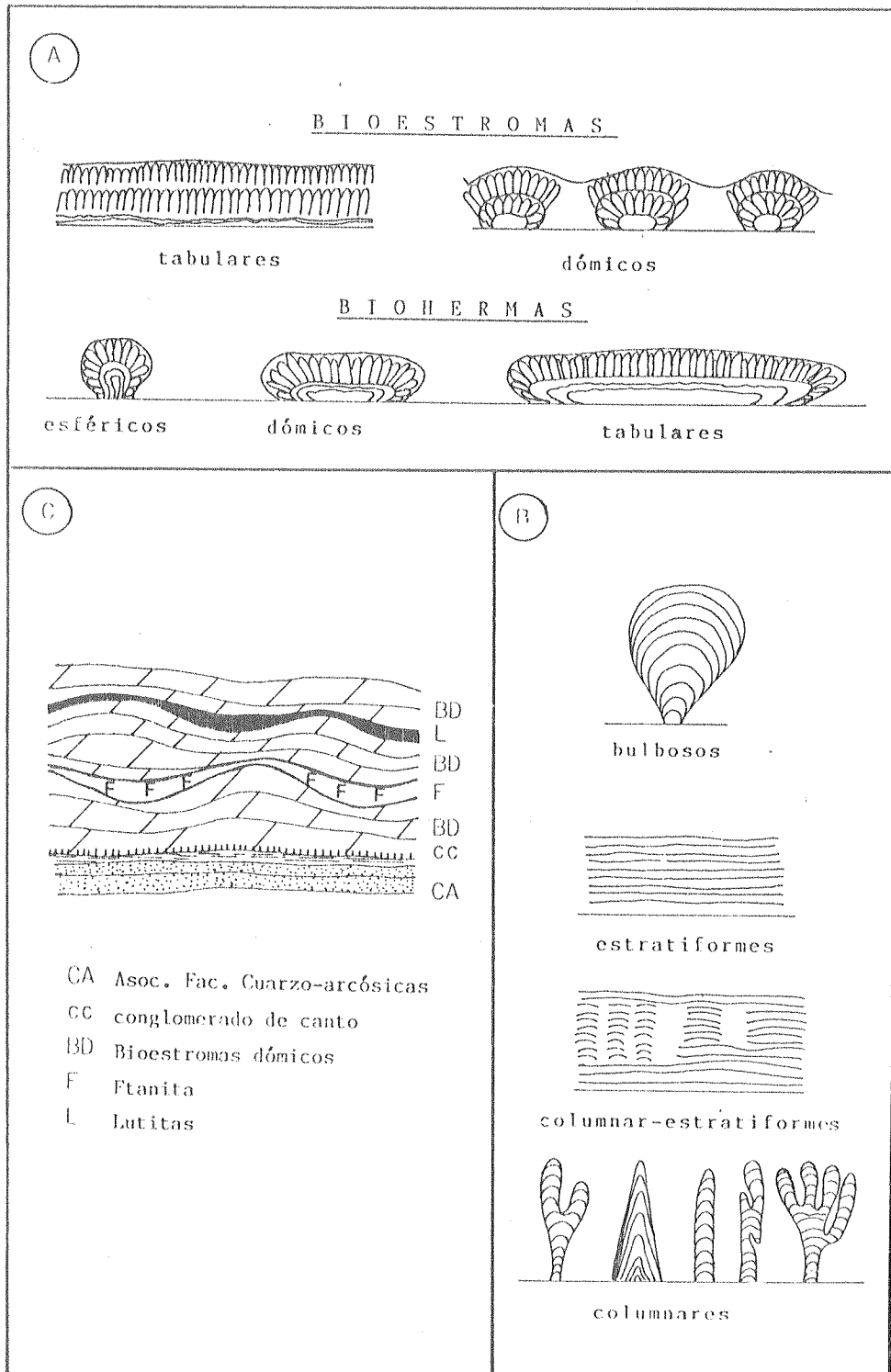


Fig. II.10.- Clasificación morfológica básica de bioconstrucciones estromatolíticas (A) y estromatolitos (B). C= relación de las lentes de ftanita con las bioconstrucciones estromatolíticas en el perfil de la base de la Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas (Cantera "Amarilla", Núcleo Austral).



Foto II.6.- Facies bioestromales dômicas, con pelitas verdes intercaladas (Cantera "Malegni").



Foto II.7.- Facies de dolomías laminadas, vistas en un corte liso de explotación en bloques. Por arriba, bioestromas dômicos con pelitas verdes intercaladas (Cantera "Malegni").

clasificación de Mattes y Mountjoy (1980).

Los cementos dolomíticos son escasos y se los encuentra localizados en algunos huecos u oquedades típicos de los estromatolitos con textura fenestral. Son de tipo esparítico y conformados por dolomita límpida.

El material silicoclástico es escaso (menos del 3%) y se concentra fundamentalmente en la dolomía homogénea, formando niveles por arriba de microsuperficies erosivas. Están constituidas por granos de cuarzo, fragmentos policristalinos de rocas metamórficas y ftanita, asociados con intraclastos dolomíticos. Varían entre angulosos y redondeados, alcanzando tamaños de hasta 660 micrones.

Asimismo, existe cuarzo de reemplazo el cual se presenta sustituyendo parcial o totalmente a romboedros de dolomita, dejando individuos muy angulosos y de bordes rectos, con extinción ondulante y sin inclusiones fluidas.

En la mayoría de los poros y oquedades de estas dolomías como así también en venillas que cruzan la roca, se aprecia el desarrollo de calcita esparítica, que en algunas oportunidades conforma cristales de hasta 2 cm, blanquecinos en su mayoría aunque se presentan algunos con tinte castaño. También se han hallado en algunas oquedades, cristales de baritina de hasta 0,5 cm con forma de agregados cristalinos incoloros a blanquecinos. Asimismo la baritina se encuentra rellenando figuras que cruzan la roca, y en algunos casos, se introducen entre láminas estromatolíticas, formando capas que acompañan la morfología interna del estromatolito.

Los estratos dolomíticos son gruesos a muy gruesos y su estratificación es ondulada, con abultamientos conspicuos que vistos en plantas son elongados con un extremo más agudo que el otro. En consecuencia, su geometría y sus dimensiones permiten clasificar a estos cuerpos bioconstruidos como bioestromas.

Vistos en planta conforman una plataforma de estructuras braquiantiformes paralelas entre sí (canteras "Toffoletti" y "Colombo II"). Como ya lo señalara Hoffman (1967), el eje mayor de estas bioconstrucciones estuvo esencialmente perpendicular a la antigua línea de costa. Llama la atención que en la cantera "Toffoletti", las columnas estromatolíticas oblicuas presentes en los bioestromas, poseen su eje mayor no paralelo al alargamiento de la megaestructura. Es así, que muestran una diferencia angular de 23 grados entre los dos ejes.

Internamente, están conformados por estromatolitos columnares de muy variada morfología, los cuales se distribuyen en 6 tipos de ciclos estromatolíticos y 2 clases de cuerpos monoestromatolíticos (Fig. VI.7).

Los "ciclos estromatolíticos" (Serebryakov, 1976; "series biohermales" de Krylov, 1967) quedan delineados por las variaciones morfológicas de los estromatolitos en sentido vertical, que se registran dentro del bioherma o bioestroma. Dichos cambios estructurales se refieren tanto a la morfología del estromatolito como a la forma de sus láminas. Como se verá más adelante al analizar su significado (capítulo VI), esta variabilidad es una respuesta a cambios paleoambientales que se producen durante el desarrollo del estrato bioconstruido (Serebryakov, 1976).

Individualmente, se han distinguido los siguientes grupos de estromatolitos: Kotuikania fm., Katavia fm., Conophyton fm., C. resotti, Jursonia cf. nivensis, Gymnosolem fm., Parmites fm., P. cf. concrensis, Minjaria fm., Colonella fm., Inzeria fm., Cryptozoon fm. y Kussiella fm., los cuales serán tratados en capítulo aparte.

En lo que respecta a las paleocorrientes que quedan marcadas a partir de estos bioestromas domados, éstas serán analizadas en el capítulo V.

Las lutitas son de color verde claro, moderadamente consolidadas, finamente laminadas y con fisilidad marcada. La composición (D8, 12, 14 y 16) es esencialmente illítica y cuarzosas (solo la muestra D8 registró feldespato en muy escasos tenores). Su espesor es variable (hasta 30 cm) ya

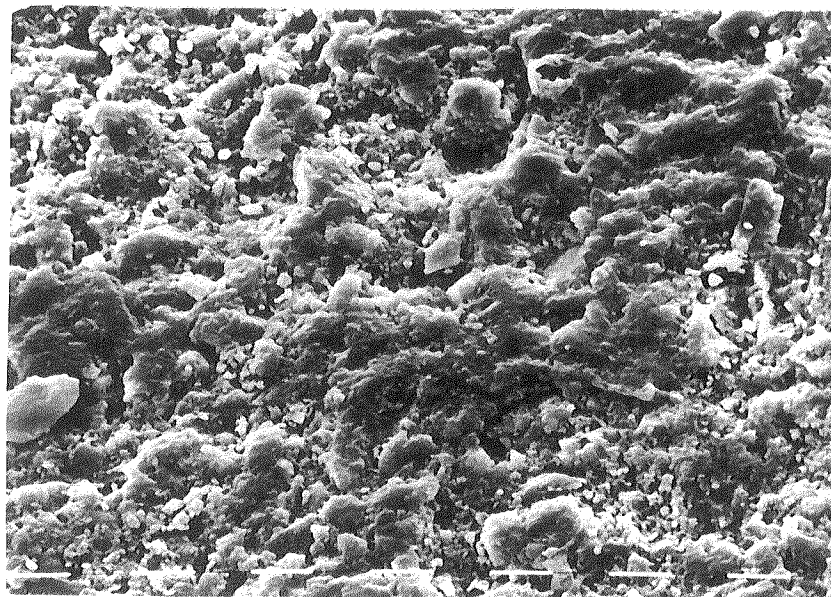


Foto II.8.- Microfotografía electrónica que muestra la textura de las dolomías bandeadas intraestromatolíticas (SEM, barra= 100 micrones).

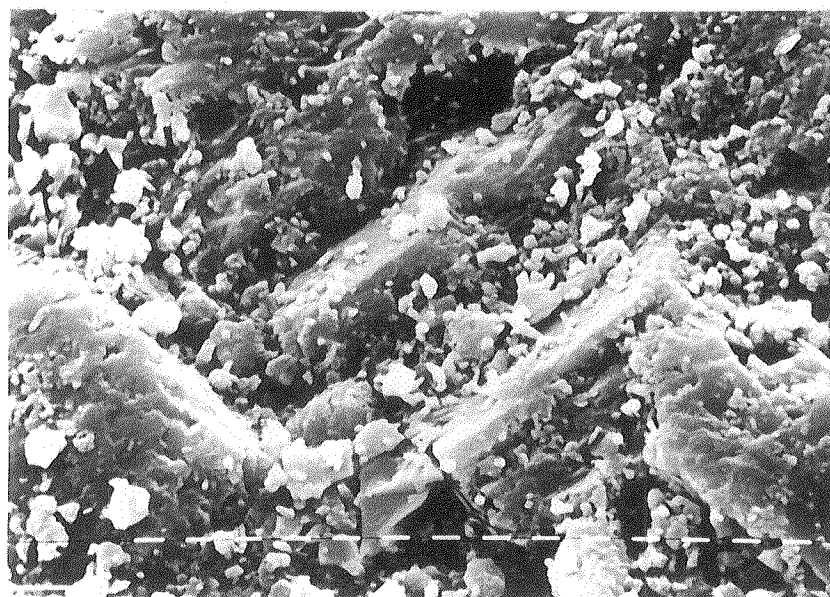


Foto II.9.- Microfotografía electrónica donde se observan romboedros de dolomita con "hoyos" en sus caras cristalinas, y aristas y vértices corroidos, conformando una textura "sucroscic" (SEM, barra, 10 micrones).

que acompañan las formas onduladas de los bioestromas .

El primer banco dolomítico que cubre a las areniscas cuarzo-arcóscicas inferiores, presenta en su base un conglomerado dolomítico de canto (edge-wise) de 15 cm de espesor, formado por clastos de arenitas cuarzosas y pelitas provenientes de la asociación de facies que la subyace. La matriz es dolomítica y muy abundante . Llama la atención la orientación vertical preferencial que adoptan los clastos, debido probablemente, a la intervención de algas que los fueron ubicando de canto. Los tamaños predominantes son de sábulo (cuarcitas) y guijarro (pelitas), los primeros muestran subredondeamiento y los de pelitas, angulosidad.

En la cantera "Amarilla" del Núcleo Austral se ha observado inmediatamente por arriba del primer bioestroma dómico, la presencia de cuerpos lenticulares de ftanita de hasta 30 cm de espesor, que ocupan los senos interdómicos (Fig. II.10).

II.5.2.f.- FACIES DE DOLOMIAS LAMINADAS

Esta facies sedimentaria está conformada por un banco de 14 m de espesor de dolomías laminadas (Foto II.7), las cuales poseen en general un color amarillento, aunque alguna de sus capas son grises oscuras o bien grises amarillentas, mientras otras son rojizas. Su rasgo más conspicuo es la laminación, están bien consolidadas, son muy tenaces, sus fracturas dejan aristas cortantes y son de grano fino a medio.

Al microscopio muestran una marcada diferencia textural y composicional entre las láminas que la conforman . Es así que se observan dos tipos principales de láminas: una predominantemente esparítica (D7me y 7S) y otra subesparítica (D7mm). La primera tiene un espesor que varía entre 0.2 y 1.5 cm y muestra una textura variable de xenotópica a idiotópica, con cristales esparíticos de dolomitas anedrales a euedrales de hábito romboidal. Asimismo existe una escasa proporción de material silíceo que se manifiesta como romboedros calcáreos reemplazados por ftanitas. Las láminas de grano más fino tienen un espesor de 0.1 a 0.8 cm, son subesparíticas a micríticas de individuos anedrales a euedrales. La cantidad de material silíceo en estas láminas es menor que en las anteriores.

Llama la atención la forma de los individuos silíceos, que mineralógicamente están conformados por cuarzo. Muchos tienen bordes rectos que conforman romboedros, mientras que otros son irregulares pero siguen la forma de la dolomita con la cual están en contacto. Puede inferirse que la sílice ha reemplazado a la dolomita en forma de ftanita y que a lo largo del tiempo se ha convertido en cuarzo.

La laminación en esta facies sedimentaria es mediana a gruesa, predominantemente paralela, plana o con suaves ondulaciones y con un ritmo bitemático (fino-grueso) muy marcado. En ocasiones se aprecian pequeñas superficies erosivas que alteran en parte a la estructura depositacional.

Es importante destacar la presencia en la parte basal de esta facies sedimentaria (banco designado como D7; Fig. II.1), de estromatolitos estratiformes y columnares incipientes, los cuales conforman núcleos estromatolíticos de reducidas dimensiones (espesores máximos de 0,50 m y un desarrollo lateral de no más de 1,5 m). Siempre en la parte inferior, pero unos 2 m más arriba se presenta una delgada intercalación de un bioestroma dómico con estromatolitos bulbosos de escaso desarrollo pertenecientes al grupo Cryptozoon.

II.5.2.g.- FACIES DOLOMITICA DE BIOESTROMAS DOMICOS CON ESTROMATOLITOS ESTRATIFORMES

Los bioestromas de esta facies sedimentaria se diferencian del resto, por estar constituidos exclusivamente por estromatolitos de morfología estratiforme. Litológicamente, en roca de mano, son similares a las dolomías bandeadas de las facies estromatolíticas descritas anteriormente.

Existen aquí dos tipos de bioestromas: uno suavemente dómico constituido por Gongylina fm. y otro fuertemente arqueado portador de Stratifera fm.

Cabe consignar que ambos estromatolitos estratiformes difieren entre sí por la disposición de las láminas. El grupo Stratifera tiene sus láminas esencialmente horizontales y subparalelas, mientras que el grupo Gongylina tiene una laminación ondulosa, tanto en fase como fuera de fase.

II.5.2.h.- FACIES DOLOMITICA DE BIOHERMAS DOMICOS Y PELITAS VERDES SUBORDINADAS

Litológicamente (D26), esta facies sedimentaria es similar a las facies bioestromales, pero a diferencia de aquellas, presenta caracteres bioconstruccionales distintos, dado que está conformada por biohermas dómicas.

Estas megaestructuras con forma de "lomo de ballena" (Foto II.10), tienen alturas cercanas al metro, muestran en planta una forma elíptica, con un extremo agudo y otro redondeado. Sus anchos máximos oscilan en 1,60 m y sus longitudes promedian los 5 m. Cabe destacar que estos abultamientos se formaron perpendiculares a la antigua línea de costa, con su extremo agudo en dirección al continente (Cf. Hoffman, 1967). De modo tal que son buenos indicadores de paleocorrientes. Su análisis correspondiente es detallado en capítulo V.

Internamente presentan un ciclo estromatolítico que comienza en su base con morfología estratiforme ondulada y que evoluciona verticalmente a columnas divergentes, que posiblemente se encuentren parcialmente unidas (?).

Las lutitas verdes son interbiohermales, encierran características similares a las descritas anteriormente y sus espesores varían entre 5 y 15 cm.

II.5.2.i.- FACIES DE DOLOMIAS LAMINADAS FRIABLES

Las dolomías de esta facies presentan la particularidad, a diferencia de otras dolomías, de ser friables. Su color es predominantemente amarillento, con algunas láminas castaño rojizas. Su tamaño de grano es micrítico a espartítico y su laminación es gruesa y muy marcada.

Por difracción de rayos X (D28i, 28m y 28s) se ha detectado dolomita en proporciones muy abundantes, cuarzo, calcita, feldespatos, óxidos de hierro y material arcillosos de tipo illítico. Es importante destacar la



Foto II.10.- Vista superior de un bioherma dômico alargado (Cantera "Malegni").

abundancia de cuarzo y material arcilloso que presentan las dolomías de esta facies sedimentaria. La presencia de este material ha provocado su falta de cementación, al ser el causante de la disminución de su porosidad efectiva.

Esta facies sedimentaria de 2,50 m de espesor se encuentra en la parte cuspidal de la Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas (Fig. II.1), por debajo del último banco dolomítico con estromatolitos y de las lutitas rojas.

II.5.2.j.- FACIES DE LUTITAS ROJAS

Estas lutitas son predominantemente rojas, con algunas variedades violáceas y castaño rojizas, poseen buena consolidación y fisilidad y poseen un espesor de hasta 2 m. En su composición (D30i, 30m y 30s) se detecta illita, cuarzo, escasos feldespatos y óxidos de hierro. Estos últimos se presentan como goethita y hematita. Determinaciones químicas de hierro realizadas por la compañía Loma Negra CIASA arrojaron porcentajes del orden de 2 al 3 % de Fe_2O_3 , pero en la parte superior de esta facies existe un nivel violáceo con 16 %. Asimismo se han encontrado concreciones férricas de hasta 15 cm de diámetro y de 8 cm de espesor, con estructura concéntrica, compuesta por goethita, hematita y trazas de óxido de Mn.

Estas pelitas muestran una laminación mediana y algunos niveles con grietas de desecación de hasta 3 cm de diámetro.

En la parte basal se concentran lentes delgadas de mudstones rojizos, bien consolidados, compuestos (30ic) de calcita, illita, escaso cuarzo, óxidos de hierro, y trazas de dolomita. Los espesores de estas láminas lenticulares de caliza son medianos a gruesos y se hallan intercalados entre las láminas lutíticas.

II.5.3.- ASOCIACION DE FACIES PSAMITICA Y PELITICA

A medida que se ha intensificado la explotación y prospección de dolomías en estas sierras, se ha dejado al descubierto la Asociación de Facies Psamíticas y Pelíticas, ubicada entre las dolomías infrayacentes y las cuarcitas suprayacentes (Foto II.11).

A partir de su conocimiento integral en cantera, es fácil detectarla en todo el ámbito de las Sierras Bayas, puesto que una de sus litologías (brecha de ftanita) se encuentra aflorando en bancos que generalmente sobresalen del faldeo por su resistencia a la erosión. Anteriormente, estas rocas eran asignadas a las cuarcitas superiores, debido a la cercanía de estos afloramientos con las sedimentitas cuarcíticas (Marchese y Di Paola, 1975).

Si bien este nivel fue dado a conocer como tal, (Poiré e Ifigüez, 1984), sus sedimentitas fueron mencionadas parcialmente en trabajos anteriores. Es así que en Cerro Mina de la Pintura del Núcleo Austral, Hauthal (1896), reconoció unas rocas pelíticas ubicadas por arriba de las dolomías sin ofrecer mayores detalles.

Posteriormente Nágera (1919) brindó la descripción de esas sedimentitas, entre las que señaló "pedernales, cuarcitas, y capas arcillosas bien estratificadas". En su opinión se trata de un fenómeno local, pero admitió

que los pedernales se encuentran dispersos en casi todos los cerros por arriba de las dolomías.

Antonioli (1969) observó en la cantera L.O.S.A. de las Tres Lomas, en el Núcleo Central, la presencia de ftanitas acompañadas de un material arcilloso en los niveles superiores de los bancos dolomíticos. No obstante ello, determinó que el pasaje entre dolomías y cuarcitas es transicional del tipo intercalado, sin la intervención de otro elemento rocoso.

Marchese y Di Paola (1975) señalaron la existencia sobre el techo de las dolomías, de ftanitas, conglomerados y brechas silíceas, que por presentarse en muy malos afloramientos, estos autores las consideraron como intercalaciones discontinuas dentro de las cuarcitas que suprayacen a las psamopelitas.

En la cantera "Malegni" se aprecia el perfil completo de esta asociación de facies, a excepción del contacto con la asociación de facies suprayacente, debido a que se encuentra cubierto (Fig. II.11). Este contacto se encuentra expuesto en el abra del Cerro Matilde, en el camino utilizado en la Compañía Argentina del Cemento Portland San Martín para abastecer su fábrica de materia prima.

El espesor total de este nivel psamopelítico es de 15 m. Se han reconocido dos facies: k) facies de fangolitas amarillentas y brecha de ftanita, y l) facies de psamitas y pelitas varicolores (Fig II.1).

En la tabla II.3 se ordenan los datos correspondientes a la composición mineralógica de esta asociación de facies, desde la base (PS1) hasta prácticamente el techo (PS30).

Los valores obtenidos de Roca Total, Fracción Fina e Índices de Cristalinidad, fueron determinados siguiendo los mismos lineamientos metodológicos que para la Asociación de Facies Cuarzo-arcósicas, detallados oportunamente. La única diferencia se presenta en las columnas de illita y mica glauconítica. Si bien se reconocen en los difractogramas ambos argilominerales, se hace difícil su cuantificación, por lo cual se ha hecho sobre la base de los índices de cristalinidad, una estimación semicuantitativa en las columnas correspondientes a Illita (I) y Mica Glauconítica (M.G.), cuya suma es volcada en I+M.G.

II.5.3.k.- FACIES DE FANGOLITAS AMARILLENAS Y BRECHA DE FTANITA

Las fangolitas son amarillo verdosas, macizas, y pueden dividirse de acuerdo a sus características texturales y estructurales, en dos variedades: 1) las que poseen buena consolidación, buena selección y pequeñas concreciones oscuras, que tienen un tamaño máximo de 1,5 mm y que vistos a la lupa binocular presentan una forma de geoda; 2) las que son friables, mal seleccionadas y con clastos de cuarzo cáoticamente dispersos, que presentan un tamaño modal de arena gruesa, son redondeados y de composición cuarcítica.

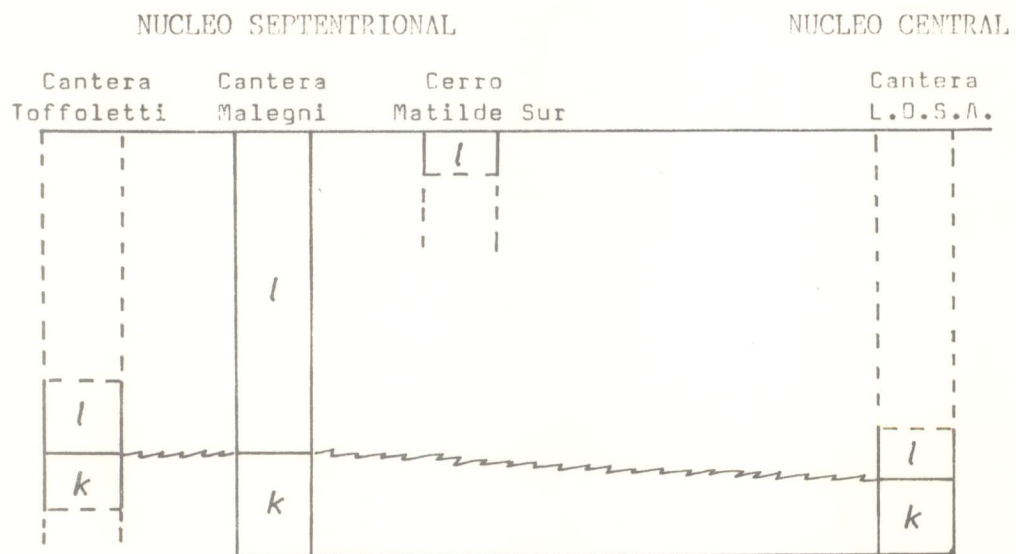
Estos dos tipos de fangolitas subyacen y sobreyacen respectivamente a un banco de brechas ftaníticas.

Analizadas mediante difracción de rayos X, las fangolitas inferiores (PS2), están compuestas por illita, cuarzo, muy escaso feldespató y una asociación de hematita-magnetita correspondientes a las concreciones oscuras. Las superiores (PS4), poseen illita, muy abundante cuarzo (fango y clastos), goethita, feldespató y trazas de caolinita.

Es posible que las pequeñas concreciones oscuras hayan sido originalmente cristales de pirita (bioformados por bacterias= piritósferas?) y que luego fueron oxidados. Los estudios calcográficos permiten corroborar esta



Foto II.11.- Laboreo que deja al descubierto la Asociación de Facies Psamíticas y Pelíticas, por debajo de la Asociación de Facies Cuarzíticas. (Ladera noreste del Cerro Aguirre, Cantera "Malegni").



k: Facies de fangolitas amarillentas y brecha de ftanita.
 l: Facies de psamitas y pelitas varicolores.

Fig. II.11.- Correlación entre los perfiles de la Asociación de Facies Psamíticas y Pelíticas, en los núcleos Septentrional y Central de las Sierras Bayas.

Muestra	ROCA			TOTAL FRACCION FINA								CRISTALINIDAD				Lit	Facies
	N	Cz	Feld	Glau	Ox	Mica Fe + MA	Illita Ill	+ MG MG	Tot	Caol	Smec	Piro	IC	IC Glic	CR		
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
PS2	e	me	-	e	ma	(ma)	(me)	100	-	-	-	0.48	-	-	-	Fang.	k
4	ma	me	-	e	a	(ma)	(me)	96	4	-	-	0.60	0.57	203	0.46	Fang.	K
5	ma	me	-	-	a	(ma)	(me)	84	4	4	8	0.62	0.54	230	0.55	Limol.	1
5le	60	-	-	-	40	?	?	100	-	-	-	-	-	-	-	Vaq.c.	1
6g	ma	me	-	me	a	?	?	ma	-	-	e	-	-	-	-	Limol.	1
6r	ma	me	-	me	a	?	?	ma	-	-	e	-	-	-	-	Vaq.c.	1
7r	ma	me	-	me	a	(ma)	(me)	91	-	-	9	0.45	0.40	161	0.48	Vaq.c.	1
7b1	ma	me	-	me	a	?	?	ma	-	-	e	0.47	-	174	-	Vaq.c.	1
8	65	-	-	10	25	////	////	////	////	////	////	////	////	////	////	Vaq.c.	1
9	ma	me	-	me	a	(ma)	(me)	85	1	2	12	0.46	-	219	0.51	Vaq.c.	1
10	ma	tr	-	me	a	(ma)	(e)	100	-	-	-	0.75	-	326	-	Vaq.c.	1
11	ma	-	-	me	a	(ma)	(e)	100	-	-	-	0.64	-	267	-	Limol.	1
12	ma	-	-	me	a	(ma)	(a)	100	-	-	-	1.10	-	478	-	Vaq.c.	1
13	ma	-	-	me	a	(ma)	(ma)	100	-	-	-	1.15	0.62	442	0.33	Vaq.c.	1
14	45	-	25	-	30	(ma)	(a)	100	-	-	-	1.11	0.8	450	0.38	Vac.g.	1
15	ma	-	a	me	a	?	?	100	-	-	-	-	-	-	-	Limol.	1
16	ma	-	a	me	a	(ma)	(a)	100	-	-	-	0.80	-	347	-	Limol.	1
17	ma	-	a	me	a	(ma)	(e)	100	-	-	-	0.60	-	240	-	Vaq.c.	1
18	ma	-	a	me	a	(ma)	(a)	100	-	-	-	1.15	-	547	-	Vaq.g.	1
19	ma	-	a	me	a	(ma)	(e)	100	-	-	-	0.72	-	300	-	Vaq.c.	1
21	ma	-	a	me	a	(ma)	(e)	100	-	-	-	0.70	-	269	-	Vaq.c.	1
22	ma	-	a	me	a	(ma)	(a)	100	-	-	-	-	-	-	-	Vaq.g.	1
23	ma	-	a	me	a	(ma)	(a)	100	-	-	-	1.00	0.58	-	-	Vaq.g.	1
24	55	-	30	-	15	?	?	100	-	-	-	-	-	-	-	Vaq.g.	1
25	ma	-	a	-	e	(ma)	(a)	100	-	-	-	-	-	-	-	Vaq.g.	1
26	ma	-	a	me	e	(ma)	(a)	100	-	-	-	-	-	-	-	Ar. g.	1
27	ma	-	a	me	e	(ma)	(ma)	100	-	-	-	1.80	0.60	-	0.37	Limol.	1
28	ma	-	a	tr	me	(ma)	(ma)	100	-	-	-	-	-	-	-	Ar. c.	1
29	a	me	a	me	a	(ma)	(e)	100	-	-	-	-	-	-	-	Limol.	1
30	96	-	-	tr	4	////	////	////	////	////	////	////	////	////	////	Ar. c.	1

Referencias: ma= muy abundante (más del 40%), a= abundante (15 a 40%)
e= escaso (5 a 15%), me= muy escaso (1 a 5%).
///// = sin datos

k= Facies de fangolitas amarillentas y brecha de ftanita.
l= Facies de psamitas y pelitas varicolores.

Tabla II.3.- Composición mineralógica de la Asociación de Facies Psamíticas y Pelíticas.

explicación.

Dentro de las fangolitas inferiores existen lentes de arenitas cuarzosas blanquecinas, macizas y de grano medio. En sección transversal, estas lentes miden aproximadamente 1,8 m en sentido horizontal, y 45 cm de espesor máximo. Las fangolitas muestran una estructura maciza sin ningún tipo de laminación.

La brecha de ftanita (Foto II.12) posee una coloración castaño rojizo a amarillento, y generalmente se encuentra bien consolidada por silicificación, aunque en algunos sectores de este banco se muestra friable. Los clastos son de colores grises oscuros a incoloros, tenaces, de bordes cortantes y se disponen caóticamente. Su tamaño medio es de 9 cm, alcanzando extremos tales como guijones de 25 cm, y se presentan angulosos a muy angulosos.

Microscópicamente se pueden apreciar que los clastos están compuestos por calcedonia y cuarzo. Cada clasto está formado por una masa criptocristalina, en la cual aparecen saltuariamente individuos que no superan en 0,6 mm de diámetro de tres tipos distintos: a) esferas de calcedonia fibrosa radiada, con su típica cruz de extinción, b) granos de cuarzo subangulosos, y c) oolitas esféricas, aunque se presentan también en forma elíptica, que tienen una disposición interna de las partículas que lo conforman en capas concéntricas que se van haciendo granocrecientes hacia la periferia.

En el cemento silíceo que rodea a los clastos, hay fragmentos de cuarzo, de calcedonia fibrosa y algunas oolitas. Este cemento está teñido por hematita, la que también se presenta en cristales opacos.

Si bien en la cantera "Malegni" la brecha de ftanita se ubica entre ambas fangolitas, en otros lugares no se presenta, o está reducida a pocos centímetros de espesor.

Por otra parte, en la cantera de dolomías L.O.S.A., en el Núcleo Central, la brecha se apoya directamente sobre la facies de lutitas rojas, sin la intervención de fangolitas.

Por último en las inmediaciones de la cantera "Toffoletti", aparecen sobre las lutitas rojas, unas sedimentitas que pueden ser consideradas como una mezcla de ambas litologías. De modo que se forma una brecha diamictítica con más del 60 % de matriz fangolítica y guijas ftaníticas dispuestas caóticamente.

En síntesis, la geometría de este banco brechoso es netamente lenticular, por lo cual su potencia varía entre 0 y 2 m. Los tres tipos de sedimentos descriptos forman a nivel regional pequeños litosomas dentro de esta facies sedimentaria que se interdigitan desordenadamente entre sí, tanto en forma lateral como vertical, alcanzando un espesor total de 5 m.

II.5.3.1.- FACIES DE PSAMITAS Y PELITAS VARICOLORS

Por arriba de la cantera "Malegni" de dolomías, en la ladera noreste del Cerro Aguirre, se encuentra un pequeño laboreo que deja al descubierto el perfil tipo de esta facies sedimentaria (Fotos II.11 y 13). Sin embargo el pasaje entre estas sedimentitas y las que la suprayacen está cubierto, pero está expuesto como hemos marcado anteriormente, en el abra del Cerro Matilde en las cercanías del camino de acceso a la fábrica de cementos San Martín y Plásticos.

Las psamitas presentes en esta facies son de muy variados tipos y colores, destacándose las vaques glauconíticas, las vaques cuarzosas y las arenitas cuarzosas. Las pelitas están representadas por limolitas laminadas también varicolores. Estas rocas alternan entre sí en capas muy finas a



Foto II.12.- Brecha de ftanita con cemento siliceo, en la base de la Asociación de Facies Psamíticas y Pelíticas (Cantera "Malegni").



Foto II.13.- Facies de psamitas y pelitas varicolores con plegamientos suaves subordinados a la tectónica de fallamiento (Cantera "Malegni").

medias, conformando estratificaciones onduladas y flaser (Reineck y Wunderlich, en Spalletti, 1980).

Las **vaques cuarzosas** son generalmente rocas grisáceas, bien consolidadas y de tamaño fino.

Microscópicamente se observa su pobre selección, siendo el tamaño máximo de sus clastos de 150 micrones y el promedio de 80 micrones. Están compuestas (PS51e, 6r, 7r, 7bl, 8, 9, 10, 12, 13, 17 y 19) por granos de cuarzo y matriz arcillosa-silicea con laminillas de muscovita. Los granos de cuarzo son de procedencia metamórfica, manifestada por su extinción ondulante, láminas de Bohm y granos policristalinos de textura suturada. Son subangulosos y muestran un sutil crecimiento secundario, están orientados de manera incipiente y constituyen del 60 al 65% de la roca. Por difracción de rayos X se ha identificado mayoritariamente illita, acompañada por pirofilita, montmorillonita y caolinita.

Similares a las anteriores pero con el agregado de granos glauconíticos, se presentan las **vaques glauconíticas**, de tonalidades verdosas pálidas, grisáceas, marrones claras y en oportunidades rojas, producto de un fuerte tefido hematítico. En general están bien consolidadas, pero algunas se muestran friables, siendo mala su selección.

Su estudio mineralógico (PS14, 18, 21, 22, 23 y 24) reveló un alto porcentaje de matriz (15 a 35%), granos de cuarzo (45 a 55%), y agregados de glauconitas (25 a 30%). Los clastos de cuarzo son subredondeados, de procedencia metamórfica, con tamaños máximos y medios de 600 y 180 micrones respectivamente. Poseen una orientación horizontal de su eje mayor, y cuando la matriz no interfiere, algunos clastos que están en contacto presentan crecimiento secundario.

Los agregados de glauconita son redondeados, y con nicols cruzados aparecen compuestos por masas criptocristalinas de color de interferencia verdes oscuros. Es muy común que se encuentren fisurados.

La matriz está compuesta por material arcilloso y contiene algunas laminillas de muscovita. Su análisis por difracción de rayos X, permitió identificar cuarzo, illita, una mica glauconítica con su reflexión más intensa muy cercana a 10 Å (que se interpreta aquí como un mineral constituyente de las glauconitas, véase Capítulo III). Goethita y hematita también han sido revelados por este método.

Existen hacia la parte superior de esta facies, niveles de **arenitas cuarzosas** blanquecinas, bien seleccionadas, y con pequeños niveles discontinuos de pelitas verdes en los senos de su laminación ondulítica.

Al microscopio se observa que se trata de una roca con muy buena selección granulométrica y mineralógica. Es así que presenta granos de cuarzo en más de un 95 % y muy escasa matriz arcillosa tefida por óxidos de hierro (PS30). Los granos de cuarzo son de origen metamórfico, con bordes intergranulares cóncavos-convexos y apófisis, producto de crecimiento secundario en continuidad óptica con los granos de cuarzo, pudiéndose observar su contorno original, redondeado, marcado por partículas arcillosas que quedaron adheridas a su superficie con anterioridad a la cementación. El tamaño promedio de los individuos es de 420 micrones y el máximo de 800 micrones.

Las **limolitas** son los equivalentes más finos de las vaques cuarzosas y glauconíticas, prevaleciendo las de este último tipo. Estas son varicolores, de poco a bien consolidadas, laminadas e intercaladas con vaques glauconíticas. Vistas al microscopio son mal seleccionadas, con granos de cuarzo subangulosos, cuyo tamaño medio es de 40 micrones y su máximo de 150 micrones. Poseen además agregados de glauconita y fracción arcillosa illítica-glauconítica. Los porcentajes de estos componentes son: cuarzo 25%, agregados de glauconita 15% y fracción arcillosa 60%. Algunos niveles son netamente arcíliticos.

Todas estas sedimentitas se presentan en estratos muy finos a medianos

de geometría tabular ondulosa a lenticular, algunas de las cuales muestran estratificación entrecruzada de pequeña escala.

Las capas de psamitas alternan con las de pelitas, conformando en la parte basal y media de esta facies sedimentaria, una estratificación mixta del tipo ondulosa. Esta se va transformando en flaser a medida que se entra en los metros superiores, dado que aquí prevalecen netamente los términos psamíticos sobre los pelíticos, los que quedan reducidos a lentes finas dentro de las capas de arenitas.

Las arenitas cuarzosas forman parte de un contacto transicional de tipo intercalado entre estas psamopelitas varicolores de 10 m de espesor y los bancos de arenitas cuarzosas blanquecinas que le suceden verticalmente. Dicho contacto, se lo ha ubicado en el último nivel pelítico, por arriba del cual solo aparecen las arenitas.

II.5.4.- ASOCIACION DE FACIES CUARCITICAS

La Asociación de Facies Cuarcíticas es la mejor expuesta, ya que se la encuentra coronando todos los cerros que conforman a este núcleo, debido a su fuerte resistencia a la erosión. Por su homogeneidad granulométrica y mineralógica, y su falta de feldespatos, se diferencia claramente de la Asociación de Facies Cuarzo-arcósicas, ubicada en los primeros metros de esta cubierta sedimentaria.

En el Núcleo Septentrional se han medido 22 m de espesor de estas sedimentitas, considerando este valor como mínimo, dado que falta aquí su parte superior, al estar cubierta por sedimentos modernos. El contacto con las pelitas que la suprayecen se encuentran expuestas en el abra de las Tres Lomas y en la Cantera L.O.S.A., ambos en el Núcleo Central.

Si bien esta Asociación de Facies Cuarcíticas presenta una monotonía litológica muy notable -son todas arenitas cuarzosas (ortocuarzitas de Petijohn, 1957)-, sus abundantes estructuras sedimentarias permiten determinar varias facies sedimentarias.

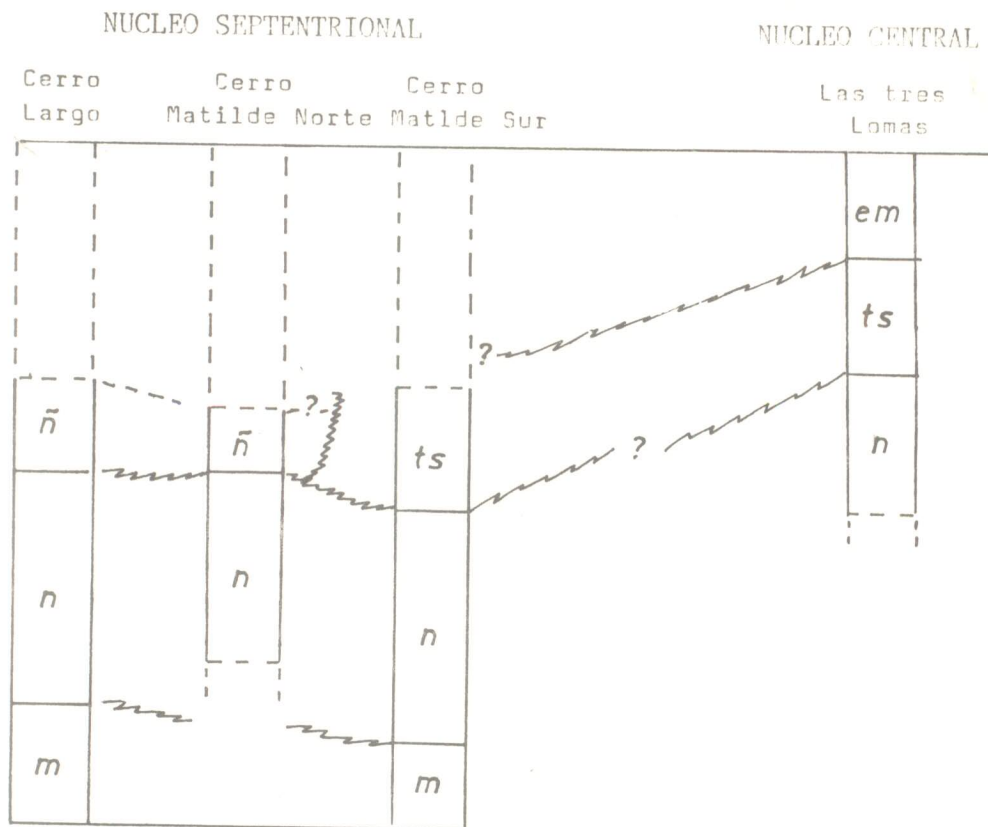
En la ladera norte del Cerro Largo se ha realizado un perfil de detalle, en el cual se han delimitado tres facies sedimentarias, que de base a techo son: m) facies de arenitas cuarzosas ondulíticas, n) facies de arenitas cuarzosas en artesas, y ñ) facies de arenitas cuarzosas con megaróndulas y óndulas sobreimpuestas (Fig. II.1).

En el Abra de Boca de la Sierra Oeste, sobre el Cerro Matilde, se presentan las dos últimas facies arriba citadas, sin poder reconocerse sus continuidades inferiores y superiores. En el Abra del Cerro Matilde, donde está el contacto inferior de esta asociación de facies, se ha determinado con dudas, además de las facies ondulíticas y en artesas, una facies de arenitas cuarzosas con estratificación tabular y lenticular, tangenciales simples, que se ubica por arriba de los bancos con artesas.

En la figura II.12 se ha bosquejado tentativamente las correlaciones entre los perfiles y las facies involucradas, mientras que en la Tabla II.4 se brinda la composición mineralógica de 10 muestras.

II.5.4.m.- FACIES DE ARENITAS CUARZOSAS ONDULITICAS

Está representada por bancos de arenitas cuarzosas blanquecinas y



- m: Facies de arenitas cuarzosas ondulíticas.
- n: Facies de arenitas cuarzosas en artesas.
- ñ: Facies de arenitas cuarzosas con megaóndulas y óndulas sobreimpuestas.
- ts: Facies de arenitas cuarzosas con estratificación tabular y lenticular, tangencial simple.
- em: Facies de arenitas cuarzosas y pelitas en estratificación mixta.

Fig. II.12.- Correlación entre los perfiles de la Asociación de Facies Cuarcíticas, en los núcleos Septentrional y Central de las Sierras Bayas.

Muestra N	ROCA		TOTAL		FRACCION FINA				CRIST. Illita		Litog	Facies
	Cz %	Agrg.MG %	Pesad %	Mica + MA %	Illita %	+ MG %	Total %	Caol %	IC			
CU1	65	33	tr	2	(a)	(ma)	100	-	-	Ar.glau.	m	
2	////	////	////	////	(ma)	(a)	100	-	-	Ar.cuar.	m	
3	////	////	////	////	(ma)	(e)	84	16	0.60	Ar.cuar.	m	
4	97	-	tr	3	////	////	////	////	////	Ar.cuar.	m	
5	////	////	////	////	(ma)	(e)	100	-	0.65	Ar.cuar.	n	
7	96	-	tr	4	(ma)	(me)	86	14	0.61	Ar.cuar.	n	
12	////	////	////	////	-	-	-	100	-	Ar.cuar.	n	
13	////	////	////	////	-	-	-	100	-	Ar.cuar.	n	
14	97	-	tr	3	////	////	////	////	////	Ar.cuar.	fr	
15	////	////	////	////	-	-	-	100	-	Ar.cuar.	fr	

Referencias: ma= muy abundante (más de 40%), a= abundante (15 a 40%), e= escaso (5 a 15%), me= muy escaso (1 a 5%), tr= trazas (menos de 1%), ////= sin datos.

m= Facies de arenitas cuarzosas ondulíticas.

n= Facies de arenitas cuarzosas en artesas.

fr= Facies de arenitas cuarzosas con megaóndulas y óndulas sobreimpuestas.

Tabla II.4.- Composición mineralógica de la Asociación de Facies Cuarcíticas.

algunas lentes de arenitas y limolitas glauconíticas verdes, de pocos milímetros de espesor. Estas se disponen únicamente en la parte inferior de esta facies sedimentaria y se encuentran acompañando las ondulaciones conformando una estratificación flaser de tipo ondeada, como testimonio del pasaje gradual de las rocas de la facies infrayacente a estas arenitas.

Las arenitas cuarzosas están muy bien consolidadas, muestran buena selección y son de tamaño arena media.

En su composición mineralógica (CU2 a 4), se observa un abundante porcentaje de cuarzo y muy escasa matriz arcillosa. Los granos de cuarzo se presentan en más del 95%, con extinción generalmente ondulante y bordes intergranulares cóncavos-convexos y apófisis, producto del crecimiento secundario en continuidad óptica de los granos de cuarzo, pudiéndose observar el contorno original (redondeado) de los clastos, marcado por partículas arcillosas que quedaron adheridas a su superficie con anterioridad a la cementación. El tamaño medio de los granos es de 280 micrones, mientras que el máximo está cercano a los 600 micrones. También se presentan algunos granos de calcedonia y policristalinos metamórficos con textura en mortero y suturada. Tanto la muscovita como los fragmentos de turmalina, únicos pesados en estas rocas, son muy escasos.

En la matriz se ha detectado mayoritariamente illita, con mica glauconítica subordinada, acompañada ocasionalmente por caolinita hasta en un 16% (CU4).

Las arenitas (CU1) y limolitas glauconíticas son de color verde, y presentan características similares a las arenitas cuarzosas, pero poseen una diferencia fundamental, que es la presencia de abundante material glauconítico.

A través de difracción de rayos X, se ha podido comprobar que este material glauconítico está conformado mineralógicamente por una mica glauconítica, la cual es muy abundante en las facies de psamitas y pelitas varicolores infrayacente.

Los bancos presentan una geometría tabular y una potencia que varía de grueso a muy grueso, pero su estructura ondulítica interna permite distinguir dentro de estos bancos, estratos menores ondulosos de espesores delgados (Fotos II.14, 15 y 16). Las ondulas son levemente asimétricas y se presentan en fase hasta fuera de fase. Sus longitudes de onda alcanzan los 20 cm y su altura máxima es de 3cm. La distribución de paleocorrientes de acuerdo a su asimetría permite diferenciar dos tendencias, una en sentido contrario a la otra (180 grados). Su análisis correspondiente será tratado en el capítulo V.

En las superficies de estas capas ondulosas se presentan trazas fósiles, principalmente de tipo verniformes, que pueden referirse a los icnogéneros *Didymaulichnus* Young 1972 y *Palaeophycus* Hall 1847, y bioturbaciones en forma de U paralelas a la estratificación. (Ver capítulo VII).

II.5.4.n.- FACIES DE ARENITAS CUARZOSAS EN ARTESAS

Megascópicamente estas arenitas cuarzosas son blanquecinas, de grano medio, con una notable homogeneidad granulométrica y mineralógica, y muy buena consolidación. Al microscopio muestran una textura en mosaico, muy buena selección, con más del 95% de cuarzo (CU 5, 7, 12 y 13), cuyos granos presentan crecimiento secundario en continuidad óptica con los clastos originales, tamaño medio de 280 micrones y máximos de 500 micrones, que en su mayoría son monocristalinos de extinción ondulante. Se han identificado también: muscovita, turmalina, circón rutilo, diópsido y opacos.



Foto II.14.- Bancos tabulares de la facies de arenitas cuarzosas ondulíticas, conformados por estratos delgados ondulosos (Perfil Cerro Largo).



Foto II.15.- Similar a la anterior, pero con estratificación delgada a muy delgada, ondulítica en fase a fuera de fase (Perfil Cerro Largo).



Foto II.16.- Estratificación ondulítica delgada a muy delgada (Perfil Cerro Largo).



Foto II.17.- Facies de arenitas cuarzosas en artesa, donde se observan paquetes gruesos con "cosets" de artesas (Perfil Cerro Largo).

En cuanto a los argilominerales presentes en la muy escasa matriz arcillosa, se han registrado illita y caolinita. La primera es más abundante en la parte basal (CU5 y 7), va disminuyendo hacia arriba hasta desaparecer y dejar a la caolinita como único filosilicato (CU12 y 13).

Sus bancos tienen espesores gruesos a muy gruesos, geometría tabular y estructuras en artesas muy conspicuas (Fotos II.17, 18 y 19). Estas estructuras muestran variabilidad en sus dimensiones, ya que se observan artesas de 10 a 30 cm de espesor y de 1 a 3 m de ancho. Son pocas las que se encuentran enteras, ya que al mayoría están parcialmente erosionadas por las artesas que les suceden en el tiempo. En algunos casos se ha observado que los techos de los estratos poseen ondulas asimétricas arqueadas.

En las superficies interestratales se pueden apreciar bioturbaciones de Didymaulichnus sp., Palaeophycus sp. y en forma de U paralelas a la estratificación.

III.5.4.N.- FACIES DE ARENITAS CUARZOSAS CON MEGAONDULAS Y ONDULAS SOBREPUESTAS

Las características megascópicas y mineralógicas de estas arenitas cuarzosas (CU14 15), son semejantes a las anteriores, con la diferencia de que éstas tienen un tamaño de grano menor (arena fina). Su matriz arcillosa es muy escasa y netamente caolinitica.

Sus bancos son gruesos a muy gruesos, y presentan megaondulas con ondulas sobreimpuestas. Estas megaestructuras sedimentarias tienen una longitud de onda de hasta 7,5 m y alturas máximas de 1,3 m. Sus ondulas sobreimpuestas son generalmente asimétricas y sinuosas, con longitudes de onda que alcanzan los 40 cm y alturas de hasta 7 cm. La relación existente entre estas ondulas y las megaondulas no está bien definida, variando de paralelas a oblicuas. La estructura interna primaria de los bancos está probablemente obliterada, observándose actualmente maciza.

Su contenido paleontológico consiste únicamente en trazas fósiles en forma de U paralela a la estratificación, observables en los techos de los estratos.

II.5.5.- ASOCIACION DE FACIES PELITICAS

La Asociación de Facies Pelíticas se encuentra por arriba de la Asociación de Facies Cuarcíticas, de la cual pasa a través de un contacto transicional intercalado. Como ya se apuntó anteriormente, este pasaje no está expuesto en este núcleo, pero se lo observa en la cantera L.O.S.A. y en el abra de las Tres Lomas, en el Núcleo Central. Estas pelitas pasan a las calizas que la suprayacen, mediando entre ambas un contacto neto, aunque existe una muy escasa cantidad de calizas dentro de los últimos 20 cm de pelitas que preanuncian la depositación netamente calcárea.

Esta asociación de facies no se encuentra en afloramientos, sino que es reconocida a través de canteras y perforaciones. En nuestra área de estudio pueden citarse cuatro laboreos de explotación para estas pelitas: las tres canteras pertenecientes a la firma AUST y la cantera Pezzuchi. Ninguna de estas deja ver la parte inferior de este manto pelítico.

A estas pelitas, los canteristas las han dividido por su coloración en



Foto II.18.- Artesa de la facies de arenitas cuarzosas en artesas (Perfil Cerro Largo).



Foto II.19.- Estratificación entrecruzada en artesa, donde se observan el plano frontal (a la izquierda del martillo) y el lateral (a la derecha del mismo). (Perfil Cerro Largo).

"arcillas amarillas" y "arcillas rojas", estando éstas últimas ubicadas estratigráficamente por encima de las primeras. Un análisis detallado de sus litologías y estructuras sedimentarias, indica que existen dos facies sedimentarias coincidentes con estas dos subdivisiones. Es así que se han podido determinar dos facies: o) facies de arcilitas y limolitas amarillentas, p) facies de arcilitas rojas (Fig. II.1).

En la cantera Aust I se encuentra la facies superior roja en todo su desarrollo, desde su piso hasta el techo (Fig. II.13). En el resto de las canteras solo se registra su sección basal, como así mismo el tramo superior de arcilitas y limonitas amarillentas.

En la cantera Aust III se ha realizado una perforación desde el contacto entre ambas facies sedimentarias pelíticas, la cual ha revelado 30 m de pelitas amarillentas sin llegar a las cuarcitas infrayacentes. De esta perforación el laboreo actual sólo deja ver sus 9 m superiores. En consecuencia y de no mediar algún fallamiento no detectado en la perforación, el espesor mínimo para la asociación de facies pelíticas es de 38,5 m, correspondiéndole 8,5 m a la facies de arcilitas rojas y 30 m a la de arcilitas y limonitas amarillentas.

La composición mineralógica de 28 muestras de estas sedimentitas, está resumida en la Tabla II.5.

II.5.5.o.- FACIES DE ARCILITAS Y LIMONITAS AMARILLENAS

Esta facies sedimentaria es litológicamente bitemática, en donde alternan arcilitas y limolitas en estratos finos en una típica estratificación mixta. Existen además algunos niveles arcilíticos con concreciones férricas conspicuas.

Las arcilitas son de color amarillo claro con tonalidades verdosas, su consolidación es moderada a buena y presenta laminación ondulítica.

Composicionalmente están formadas por illita, cuarzo, escaso feldespato y óxidos de hierro (hematita y goethita) (PA1, 3, 5, 7, 8arc, 11arc, 12 y 14arc).

Al microscopio las arcilitas muestran una masa fina de partículas de tamaño arcilla (cuarzo, argilominerales y óxidos de Fe) (50%) con numerosas laminillas micáceas (40%) y algunos gránulos de cuarzo (10%) de tamaño limo, disperso en la matriz. Las laminillas micáceas tienen una fábrica horizontal y se encuentran suavemente flexuradas.

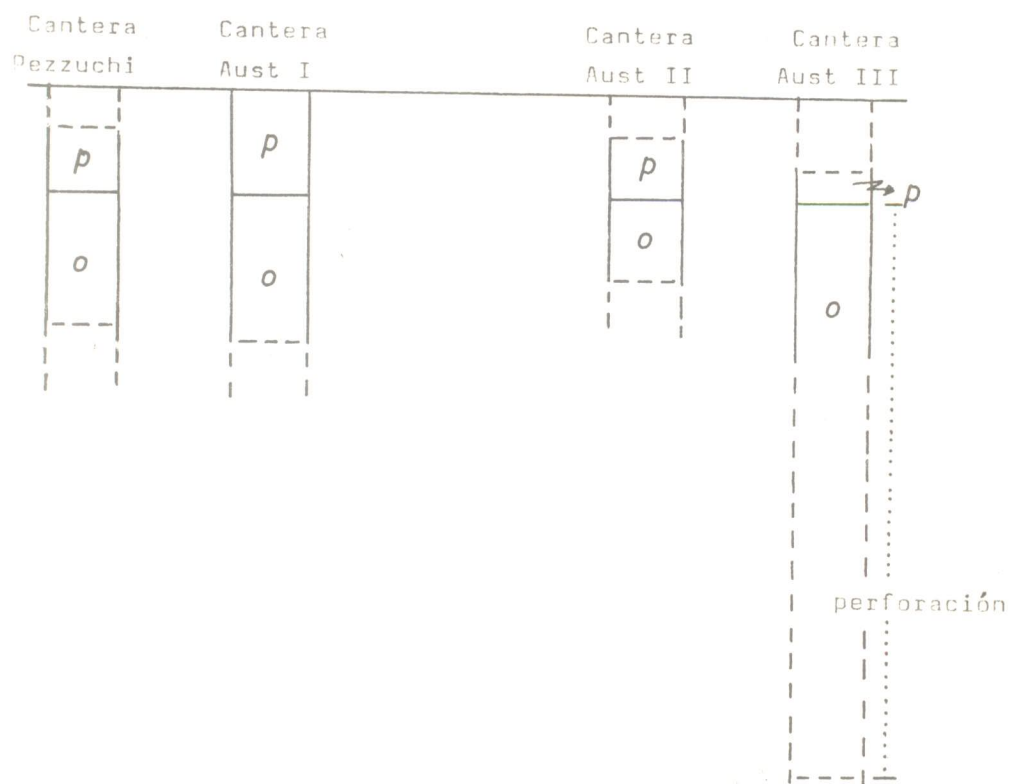
Las limolitas presentan un color marrón amarillento, aunque, en oportunidades, se encuentran fuertemente teñidas de rojo por óxido de hierro. Su consolidación es sustancialmente mayor a la de las arcilitas asociadas. Muchas de estas limolitas exhiben niveles delgados de concentración de pesados.

Su estudio mineralógico (PA4, 5, 7, 8lim, 9 y 11lim) reveló un porcentaje de granos tamaño limo (cuarzo, opacos y laminillas micáceas) cercano al 70 % y un 30% de matriz arcillosa (cuarzo y argilominerales). Generalmente prevalece el cuarzo como mineral más abundante a excepción de los niveles de pesados, donde éstos alcanzan el 60%.

Por difracción de rayos X se ha identificado cuarzo muy escaso, feldespato, hematita, goethita y argilominerales de los grupos de las illitas, caolinita y montmorillonita.

Los estratos arcilíticos y limolíticos en conjunto conforman una típica estratificación mixta, de tipo ondulosa a lentiforme (Fotos II.20 21). Por otra parte los estratos limolíticos muestran internamente estratificación entrecruzada de pequeña escala (Foto II.23), producto de la migra-

N Ú C L E O S E P T E N T R I N A L



- o: Facies de arcilitas rojizas.
- p: Facies de arcilitas y limolitas amarillentas.

Fig. II.13.- Correlación entre los perfiles de la Asociación de Facies Pelíticas, en el Núcleo Septentrional de las Sierras Bayas.

Muestra	R O C A T O T A L					FRACCION FINA			CRISTALINIDAD			Litol	Facies
	Cz	Feld	Cal	Ox Fe	Mica + MA	Ill	Caol	Smec	IC	CR	IE		
N	%	%	%	%	%	%	%	%					
PA1	ma	me	-	me	ma	100	-	-	0.49	233	0.49	Arcil.	o
3	ma	me	-	me	ma	100	-	-	0.61	277	0.46	Arcil.	o
4	30	-	-	60	10	//////////	//////////	//////////	//////////	//////////	//////////	Lim.c/pes.	o
5	ma	me	-	me	ma	100	-	-	0.47	224	0.54	Arc.+Lim.	o
7	ma	me	-	me	ma	100	-	-	0.64	278	0.51	Arc.+Lim.	o
8arc	50	-	-	5	45	100	-	-	0.58	276	0.38	Arcil.	o
8lim	45	-	-	15	40	100	-	-	0.58	276	0.38	Limol.	o
9	ma	me	-	me	a	97	3	-	0.59	295	0.50	Limol.	o
11arc	ma	me	-	me	ma	100	-	-	0.50	238	0.36	Arcil.	o
11lim	ma	me	-	me	a	71	16	13	0.63	274	0.76	Limol.	o
12	ma	me	-	me	me	100	-	-	0.46	219	0.44	Arcil.	o
14arc	ma	me	-	me	ma	100	-	-	0.75	357	0.57	Arcil.	o
14lent	ma	me	-	me	a	34	-	64	0.80	-	-	Vaque	o
PR2	a	me	a	me	a	100	-	-	1.01	505	-	Arcil.	p
4	ma	me	-	me	ma	100	-	-	0.53	252	0.26	Arcil.	p
7	ma	me	-	me	ma	100	-	-	0.58	276	0.42	Arcil.	p
9roj	ma	me	-	me	ma	100	-	-	0.54	270	0.45	Arcil.	p
9amar	ma	me	-	me	ma	100	-	-	0.56	254	0.34	Arcil.	p
11	ma	me	-	e	ma	100	-	-	0.62	295	0.40	Arcil.	p
13	ma	me	-	e	ma	100	-	-	0.62	248	0.48	Arcil.	p
15	ma	me	-	me	ma	100	-	-	0.52	247	-	Arcil.	p
16	ma	-	-	me	ma	100	-	-	-	-	-	Arcil.	p
17	ma	me	-	me	ma	100	-	-	0.49	222	0.28	Arcil.	p
18	ma	me	-	me	ma	100	-	-	0.36	171	0.27	Arcil.	p
19	ma	me	-	me	ma	100	-	-	0.51	232	0.36	Arcil.	p
20	2	-	95	-	3	100	-	-	0.34	-	-	Mudstone	p
22	a	-	a	me	a	100	-	-	0.37	161	0.23	Arcil.	p
23	a	me	a	me	a	100	-	-	0.36	163	0.21	Arcil.	p

Referencias: ma= muy abundante (más del 40%), a= abundante (15 a 40%), e= escaso (5 a 15%), me= muy escaso (1 a 5%).
 //////////= sin datos.

o= Facies de arcilitas y limolitas amarillentass.
 p= Facies de arcilitas rojas.

Tabla II.5.- Composición mineralógica de la Asociación de Facies Pelíticas.

ción de ondulas de tipo tracción-decantación. Las capas limolíticas son de espesores finos a medianos. Estas lentes de limolitas presentan diversas formas, entre las que se destacan las cóncavo-convexas, bicóncavas y sigmoidales. Las primeras contienen internamente láminas ondulíticas que acompañan a la convexidad superior, otras en cambio tienen sus láminas concordante con la estructura externa (Fig. II.14 A). Las lentes bicóncavas poseen laminación concordante semejando artesas (Fig. II.14 B). En las sigmoidales, también se distinguen dos tipos de estructuras internas: una concordante y otra no concordante (Fig. II.14 C).

Asimismo, se han observado cuerpos lenticulares rellenos por material de similares características que las sedimentitas que los rodean, los cuales conforman paleocanales de poco desarrollo (Foto II.21).

Existen dos o tres niveles dentro de esta facies sedimentaria, donde aparecen discontinuamente concreciones de hierro de considerable tamaño. Están formadas por capas de color marrón, amarillo y rosa, de dos a cuatro milímetros de espesor, que se ordenan concéntricamente dentro de la concreción. Estas son achatadas, vale decir, que han tenido una mayor velocidad de crecimiento en sentido horizontal que vertical, lo que determina que vistas en perfil sean elípticas (1,20 m de ancho y 15 cm de alto) y en planta, redondeadas.

II.5.5.p.- FACIES DE ARCILITAS ROJAS

Estas **arcilitas** son rojas a moradas, con algunos niveles grises y amarillentos; exhiben una consolidación moderada, fisilidad débilmente marcada y laminación ondulítica; su espesor es de 8,50 m.

En lo que respecta a la composición mineralógica (PR2 a 23), presentan abundante cuarzo e illita, con escasos óxidos de hierro y feldespatos.

Sus láminas son medianas a muy gruesas. En la sección basal se encuentran algunas lentes delgadas de vaques medianas verdosas (Foto II.23), que conforman ondulas asimétricas, de longitudes de onda de 17 cm y alturas de 2 cm (Foto II.24). También se debe señalar la presencia, en el contacto entre las dos facies, de material carbonático en niveles que alternan con las arcilitas. Este material se encuentra relleno de grietas de desecación formadas en éstas últimas.

Hacia el techo y antes de entrar en las calizas, se acentúa la presencia de calcita, hasta formar incluso algunos niveles delgados de mudstones de color marrón muy claro (PR20).

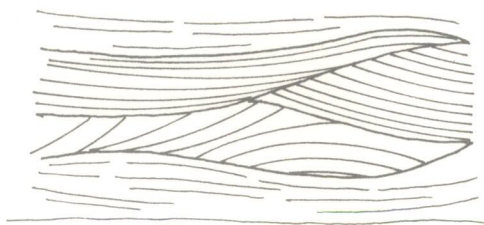
II.5.6.- ASOCIACION DE FACIES CARBONATICAS

Las calizas se ubican por arriba de las pelitas antes descritas, y conforman la **Asociación de Facies Carbonáticas**.

En el Núcleo Septentrional de las Sierras Bayas, se la observa sólo en afloramientos y laboreos ubicados en la parte central y sudoeste. Esto se debe a que la pendiente regional de las capas y la estructura sinforme de este núcleo, deja los estratos más jóvenes en su parte central. Asimismo las cuarcitas que coronan todos los cerros de esta "herradura" son más resistentes a la erosión que las pelitas y calizas. De modo tal que al estar topográficamente más altas, actúan de resguardo para las litologías



A



B



C

Fig. II.14.- Esquema de lentes de limolitas en la estratificación mixtas de la facies de arcilitas y limolitas amarillentas (Cantera "Aust III"). A= lentes cóncavas en la base y convexas en el techo. B= lentes cóncavas en la base y en el techo. C= lentes sigmoidales.



Foto II.20.- Estratificación mixta de tipo ondulosa con lentiforme subordinada, en la facies de arcilitas y limolitas amarillentas. El material verdoso son arcilitas y el castaño amarillento son limolitas (Cantera Loma Negra).



Foto II.21.- Estratificación mixta con un paleocanal relleno con material de similares características (Cantera Loma Negra).



Foto II.22.- Lente de limolita vista en detalle (espesor máximo de 7 cm), con estratificación entrecruzada de pequeña escala, que representa migración de ondulas de tracción-decantación (Cantera Loma Negra).



Foto II.23.- Facies de arcilistas rojizas con niveles lenticulares de vaques verdosas (Cantera Aust II).



Foto II.24.- Vista superior de dichas vaques, las cuales conforman ondulas asimétricas (la punta del lápiz marca una paleocorriente N 140) (Cantera Aust II).

más débiles, situadas en el interior de la "herradura".

En este núcleo, esta Asociación de Facies Carbonáticas no se encuentra expuesta en todo su espesor, ya que afloran 30 de sus 40 m de potencia medidos en perforaciones de la zona y canteras de otros núcleos.

En la Cantera Aust I se encuentra el contacto inferior con la Asociación de facies pelíticas, y los primeros 5 m de sedimentitas carbonáticas (Fig. II.15).

Los 25 m superiores de calizas son encontrados tanto en la cantera "Feitis" y fiscales del centro del núcleo, como en la cantera de la Compañía Argentina de Cemento Portland San Martín. En estas últimas canteras se observa el contacto superior erosivo con pelitas, ftanitas y calizas de la Formación Cerro Negro suprayacente.

Näger (1919) y posteriormente González Bonorino (1954) reconocieron dos tipos de calizas: "negras" y "chocolate". Asimismo señalaron que esta coloración no tiene valor estratigráfico. Sin embargo, y como se observa en la correlación de perfiles (Fig. II.15), los mudstones negros tienen una ubicación bien determinada en relación con los mudstones rojizos. Como veremos más adelante, esto tiene su explicación paleoambiental lógica. Más allá de la coloración se han reconocido tres facies sedimentarias: q) facies de mudstones rojizos con laminación ondulítica, r) facies bitemática rojiza de mudstones y lutitas calcáreas, en estratos cuneiformes y artesas, y s) facies de mudstones negros (Fig. II.1).

En la Tabla II.6 se han volcado los valores de composición mineralógica de 13 muestras pertenecientes a esta asociación de facies. Las determinaciones se realizaron como en casos anteriores, pero con la particularidad que en la calcita se discrimina del total, las cantidades correspondientes a micrita, subesparita y esparita.

II.5.6.q.- FACIES DE MUDSTONES ROJIZOS CON LAMINACION ONDULITICA

Los **mudstones** son de color rojizo amarronado, aunque en la sección basal de esta facies aparecen algunos niveles grises amarillentos y verdosos. Su grado de consolidación es muy bueno, su tamaño de grano es muy fino y muestra una laminación incipiente.

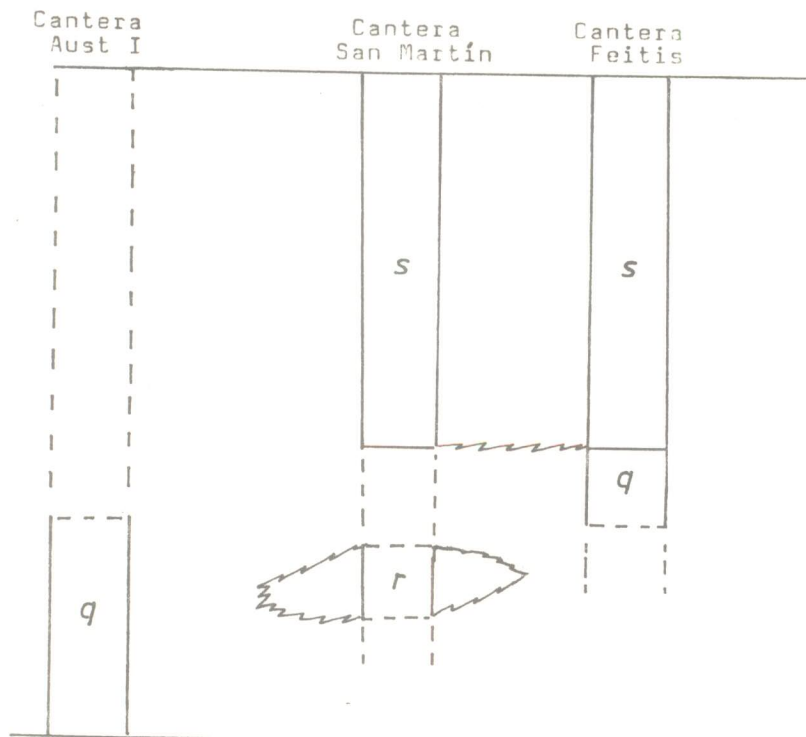
Vistas al microscopio se muestran como una masa micrítica homogénea, sin ningún tipo de componente alloquímico (Fotos VII.6, 10 y 15). Sin embargo presentan la particularidad de que el material silicoclástico arcilloso de estos mudstones adopta una disposición muy peculiar, a modo de un diseño anastomosado. Asimismo, se ha detectado en estas muestras la presencia de microorganismos esféricos y filamentosos (Capítulo VII).

Al microscopio electrónico (Foto II.28), presentan cristales de calcita con rasgos de transporte (bordes y planos de clivaje fracturados) y material arcilloso relativamente abundante.

En cuanto a las estructuras sedimentarias de esta facies, se han identificado laminación ondulítica y estilolitas. La laminación ondulítica va de delgada a muy gruesa, está incluida en estratos ondulados de muy finos a finos y representan ondulas de crestas sinuosas, en fase y levemente asimétricas (Foto II.25). Las estilolitas son muy abundantes, están separadas normalmente de 5 a 12 mm hasta un máximo de 3 cm, sus superficies de disolución contienen material arcilloso rojizo.

En algunos planos de estratificación es posible observar un nutrido número de pequeños gránulos rojizos, de superficie lisa, hemisférico, de 1 a 2 mm de diámetro y de composición también carbonática. Su génesis es aún desconocida, pero es sumamente interesante que estos gránulos sólo aparecen

NUCLEO SEPTENTRIONAL



- q: Facies de mudstones rojizos con laminación ondulática.
- r: Facies bitemática rojiza de mudstones y lutitas calcáreas.
- s: Facies de mudstones negros laminados.

Fig. II.15.- Correlación entre los perfiles de la Asociación de Facies Carbonáticas, en el Núcleo Septentrional de las Sierras Bayas.

Muestra N	R O C A				T O T A L			FRACCION FINA Illita %	CRISTALIN illita IC	Litología	Facies
	C a l c i t a				Cz	Mica	Mat arc				
	M	S	E	T							
%	%	%	%	%	%	%					
C1	75	10	-	85	1	4	10	100	0.32	Muds.rojo	q
2	70	15	-	85	2	3	10	100	0.32	Muds.rojo	q
3	72	15	-	87	-	1	12	////////	-	Muds.rojo	q
4	-	-	-	ma	e	-	e	100	-	Muds.rojo	q
6	90	5	-	95	-	-	5	////////	-	Muds.rojo	q
7	93	5	-	98	-	-	2	////////	-	Muds.rojo	q
8	97	-	-	97	3	-	-	////////	-	Muds.r. y n.	q
9	-	-	-	ma	me	-	me	100	-	Muds.r. y n.	q
10	100	-	-	100	-	-	-	////////	-	Muds.negro	s
12	100	-	-	100	-	-	-	////////	-	Muds.negro	s
14	100	-	-	100	-	-	-	////////	-	Muds.negro	s
16m	90	10	-	100	-	-	-	////////	-	Muds rojo	q
16	5	10	85	100	-	-	-	////////	-	Grains. rojo	q

Referencias: ma= muy abundante (más de 40%), a= abundante (15 a 40%)
e= escaso (5 a 15%), me= muy escaso (1 a 5%)
////////= sin datos

M= micrita, S= subesparita, E= esparita, T= total

q= Facies de mudstones rojizos con laminación ondulítica.
s= Facies de mudstones negros laminados.

Tabla II.6.- Composición mineralógica de la Asociación de Facies Carbonáticas.



Foto II.25.- Superficies estratales con ondulas, en la facies de mudstones rojizos con laminación ondulítica (Cantera Loma Negra).

a nivel mundial en calizas precámbricas tardías, más precisamente entre los 600 y 800 m.a (Crimes, comunicación personal).

En la base de esta facies sedimentaria aparece un conglomerado fino de hasta 30 cm de espesor, formados por clastos laminares de pelitas con orientación preferencial horizontal, en una matriz carbonática.

II.5.6.r.- FACIES BITEMÁTICA ROJIZA DE MUDSTONES Y LUTITAS CALCÁREAS EN ESTRATOS CUNEIFORMES Y ARTESAS

En el antiguo frente de explotación de la cantera de la Compañía Argentina de Cemento Portland San Martín, se ha encontrado una secuencia de 5 m de espesor de mudstones y lutitas calcáreas, los cuales alternan entre sí con ritmo bitemático.

Los **mudstones** son rojizos y conforman estratos finos a medianos, generalmente tabulares a cuneiformes (Foto II.26). Las **lutitas calcáreas** rojizas, en cambio, están muy finamente estratificadas, con fisilidad y se disponen paquetes de 5 a 20 cm de espesor, con geometría tabular, cuneiforme y en artesas. Estas últimas (Foto II.27), presentan espesores máximos de hasta 25 cm y un ancho que varían entre 0,80 y 2 m.

La presencia de estilolitas es muy conspicua, al igual que en el resto de las facies carbonáticas.

II.5.6.s.- FACIES DE MUDSTONES NEGROS

Los **mudstones** negros configuran un potente banco de hasta 16 m de espesor, presentan muy buena consolidación y en roca de mano se alcanza a distinguir una laminación difusa. En pulidos que se han efectuado sobre estas rocas, este atributo se acentúa ostensiblemente, observándose la laminación en detalle. Otra particularidad de estas calizas, es que si se golpean entre sí despiden un olor fétido, debido a la presencia de materia orgánica.

Petrográficamente estos mudstones muestran su composición esencialmente calcítica, de tamaño micrítico (Fotos VII.7, 12, 13, 14 y 16), y una profusa cantidad de microorganismos esféricos y en filamentos, de variadas morfologías (Capítulo VII).

Al microscopio electrónico (Fotos II.29 y 30), se observa que estos mudstones presentan una textura homogénea, con cristales granulares de calcita, de caras cristalinas lisas y uniformes. Asimismo, se aprecia la falta de material arcilloso, a diferencia de los mudstones de las calizas rojizas (Cf. Foto II.28).

La laminación es muy fina a gruesa, unas veces de trazado uniforme y otras corrugada; en oportunidades algunas láminas se interrumpen lateralmente.

Las estilolitas se presentan en gran número, con separaciones entre sí que van desde apenas milímetros hasta 3 cm.

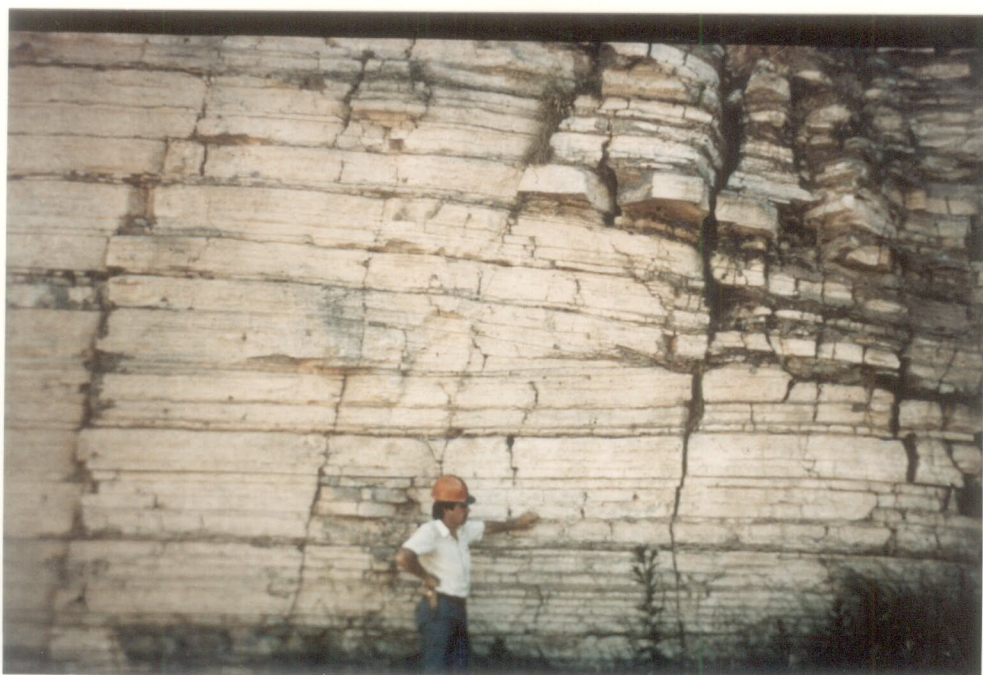


Foto II.26.- Facies bitemática de mudstones rojizos y lutitas calcáreas, donde se aprecian geometrías tabulares en la parte inferior de la foto y cuneiformes hacia el margen superior (Cantera "San Martín").



Foto II.27.- Artesas presentes en la parte inferior de la facies vista en la foto anterior (Cantera "San Martín").

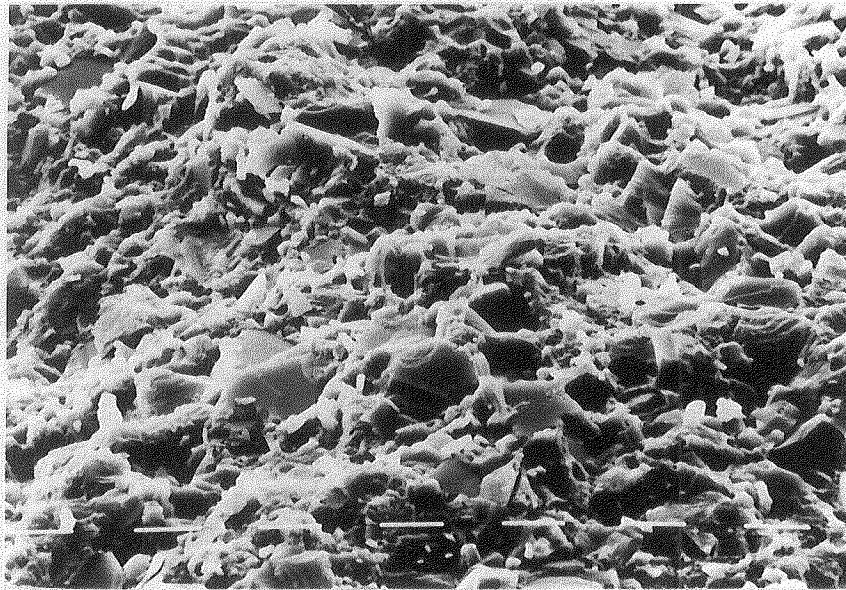


Foto II.28.- Microfotografía electrónica de los mudstones rojizos. Algunos cristales de calcita muestran rasgos de transporte (bordes fracturados). El material arcilloso es relativamente abundante, en comparación con los mudstones negros (SEM, barra=100micrones).

II.6.- CONTACTO SUPERIOR DE ESTA SECUENCIA SEDIMENTARIA CON LA FORMACION CERRO NEGRO

En algunos sectores de la cantera "Feitis", se ha visualizado el contacto superior erosivo de la Asociación de Facies Carbonáticas. Del mismo modo en la cantera de la Compañía Argentina de Cemento Portland San Martín, se presentan asomos de este contacto. Cabe aclarar sin embargo, que si bien las exposiciones en este núcleo de las Sierras Bayas son buenas, esta superficie discordante se encuentra mejor expuesta en la cantera "Loma Negra", en el Núcleo Austral (Barrio et al, 1985) y en la cantera "Santa Rosa", en el Núcleo Central (D'Angiola, 1985).

Esta paleosuperficie presenta un relieve irregular, con rasgos positivos y negativos, de carácter erosivo por disolución de las calizas. De modo tal que se observa una planicie kárstica con terrazas y depresiones.

Las terrazas son elementos positivos con forma de plato invertido, de 4 a 5 m de alto y un ancho de hasta 200 m, que deja taludes en su parte periférica, cuyas pendientes varían entre 35 y 50 grados. Estas terrazas kársticas configuran un elemento intermedio entre lo que Purdy (1974) definió como torres kársticas (talud de 60 a 90 grados) y conos kársticos (30 a 40 grados).

Entre estas terrazas existen depresiones pandas, de diferentes dimensiones, que han servido de cubetas de sedimentación para los primeros detritos del ciclo sedimentario posterior. De modo tal que en éstas, se ha identificado la primera facies de la nueva secuencia sedimentaria (facies de brechas calcáreas, fangolitas y bochones de ftanita), mientras que la segunda facies sedimentaria (facies bitemática rojiza de mudstones y lutitas calcáreas, con estratificación ondulítica), cubre a la anterior y a las terrazas.

Asociado a estos sedimentos, se han reconocido en las inmediaciones de los taludes, dentro de las depresiones, unas estructuras de estratos calcáreos fuertemente flexurados, que posiblemente se correspondan a deslizamientos sindeposicionales (slumps).

La facies de brechas calcáreas, fangolitas y bochones de ftanita, presenta un espesor de hasta 3 m.

Las brechas calcáreas son de coloración rojiza, con clastos de mudstones en una matriz de composición similar a los clastos, se presenta en estratos de geometría lenticular, que se desarrollan al pie de los taludes.

Al microscopio se observan las similitudes composicionales entre los mudstones y la matriz. Los primeros muestran un tamaño de grano levemente menor a la matriz de la brecha, pero siempre dentro del campo de las micritas. Se observan además estructuras estilolíticas y venillas de calcita.

Estas lentes brechosas exhiben un espesor máximo de hasta 2 m y una extensión horizontal de hasta 5 m.

Las fangolitas son de colores amarillentos a verdosos, rosados y violáceos, moderadamente consolidadas, que configuran estratos tabulares de tamaño mediano a grueso.

La illita es el argilomineral predominante, acompañada en escasa proporción, de un interestratificado clorita-montmorillonita (Barrio et al, 1985).

Los depósitos de ftanita, son de colores marrones rojizos, grises oscuros y en parte verdosos, muy tenaces, poseen un aspecto brechoso y tienen forma de "bochones", con un desarrollo mayor en sentido horizontal que vertical. Sus diámetros van de 1 a 4 m y sus espesores de 0.3 a 1 m.

Dentro de la masa ftanítica se encuentran engolfados algunos clastos micríticos, de bordes difusos y de tamaños que van hasta los 15 cm. Asimismo se presentan oquedades rellenas de calcita cristalina blanquecina.

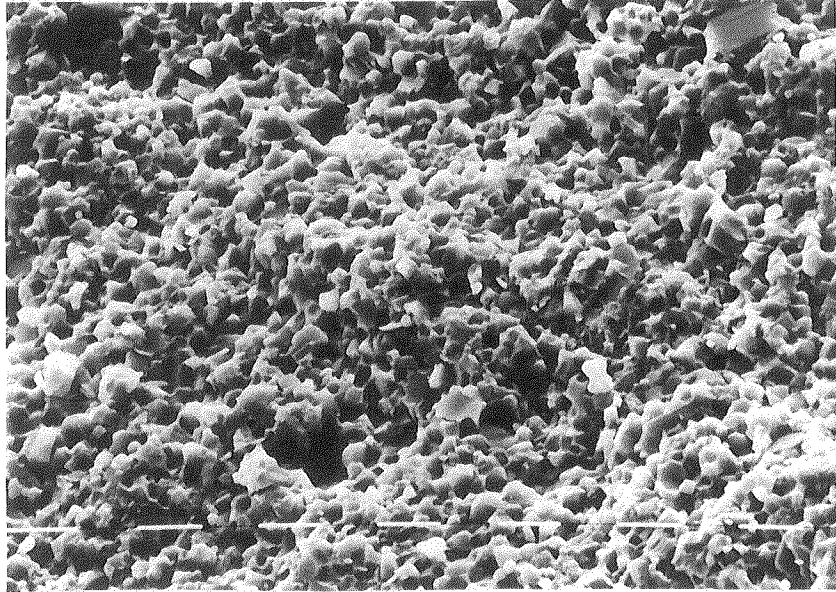


Foto II.29.- Microfotografía electrónica que muestra la textura homogénea de los mudstones negros y su muy escasa proporción de material arcilloso (SEM, barra= 100micrones).

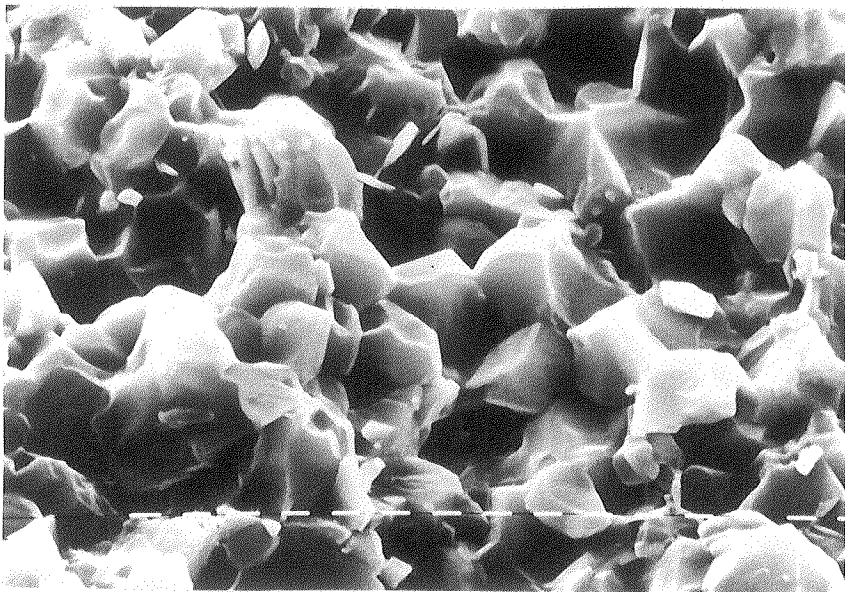


Foto II.30.- Microfotografía electrónica de la muestra anterior, pero a mayor aumento. Los cristales granulares de calcita muestran superficies lisas y aristas y vértices bien formados (SEM, barra= 10 micrones).

La facies bitemática rojiza de mudstones y lutitas calcáreas con estratificación ondulítica, suprayace a la facies anterior y configura junto a ésta, la base de la Formación Cerro Negro. Esto está marcando la continuidad en la sedimentación carbonática, la cual a los pocos metros comienza a enriquecerse en material silicoclástico, para pasar rápidamente, según datos de perforaciones (Vidili, comunicación personal) a areniscas y pelitas, sin participación alguna de carbonatos.

CAPITULO III

Mineralogía de arcillas

III.1. - INTRODUCCION

El material recopilado en el campo a través del método de muestreo detallado (al menos una muestra de cada estrato o lente), fue estudiado mineralógicamente por tres motivos: 1) caracterizar composicionalmente la cubierta sedimentaria de Sierras Bayas, 2) establecer la génesis y la procedencia de los minerales y 3) obtener una mayor cantidad de elementos, que sumados a los relevados en el terreno y a los obtenidos mediante otros estudios de laboratorio y gabinete, conforman la plataforma esencial donde se apoyarán las distintas interpretaciones, fundamentalmente de índole paleoambiental.

Asimismo, algunos componentes de estas sedimentitas se ha estudiado mineralógicamente en profundidad, dada la importante información ambiental y/o diagenética que brindan. Estos minerales son los argilominerales, la mica glauconítica y la dolomita.

En este capítulo se analizan los dos primeros, dejando el tratamiento de la dolomita para el capítulo VIII.

Existen entre los antecedentes bibliográficos, algunos trabajos generales como los de Nágera (1919,1940), Palacios (1946), Gonzalez Bonorino (1954), Codignoto (1969), Antonioli (1969), Amos (1972), Marchese y Di Paola (1975a), Terrugi y Kilmurray (1975,1980), Dalla Salda e Ifiguez (1978), en los cuales se dan algunas descripciones litológicas, refiriéndose así, someramente, a la composición mineralógica de las sedimentitas de Sierras Bayas.

Por otra parte, se han realizado otras investigaciones de neto corte mineralógico. Todas ellas sobre argilominerales. Ifiguez (1965,1968,1970), Caillere e Ifiguez (1967), Ifiguez y Zalba (1974a), Di Paola y Marchese (1974) y Bonhomme y Cingolani (1980) encararon en diversos trabajos, el estudio de los argilominerales presentes en los sedimentos premesozoicos que conforman las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires, y entre éstos, los de la Formación Sierras Bayas.

Fundamentalmente se estableció a través de estos trabajos una zonación mineralógica para estos filosilicatos, determinando así una zona netamente illítica en Olavarría, otra zona esencialmente caolinitica en el centro del cordón serrano y otra zona illítica-caolinitica en la región sudeste de las Sierras Septentrionales (Ifiguez,1965). Posteriormente, se encontró en Olavarría un nivel illítico-clorítico correspondiente a la Formación Cerro Negro (Ifiguez y Zalba,1974a y b).

La zonación mineralógica se debe, según Ifiguez (1965,1970), a que los materiales provenientes de una zona de alteración laterítica, formada sobre rocas graníticas, sufren una clasificación natural desde el área de aporte, al depositarse en el mar. La procedencia de estos minerales sería del Uruguay y la dirección de aporte sería NE-SO.

En cambio, Di Paola y Marchese (1974), y Marchese y Di Paola (1975) relacionan esta diferenciación mineralógica a ambientes de depositación y tipos litológicos. De modo tal que las cuarcitas representan la depositación de resistatos en ambientes de suprapleamar con PH menor a 7, acompañados por la entrada de arcillas detriticas (caolinita e illita), las que según la energía de las corrientes formaron bancos (sic) o bien se depositaron junto con la arena. Luego en la etapa de soterramiento se produjo la precipitación de sílice alrededor de los granos de cuarzo en continuidad óptica y con neoformación de caolinita a expensas de sericita e illita.

Los argilominerales contenidos en los miembros pelíticos, calcáreos y dolomíticos, tienen también en opinión de estos autores relación con el paleoambiente de depositación, representado por intramarea e inframarea de energía mediana a baja y pH óptimo para la depositación de illita.

Finalmente, Dalla Salda e Ifiguez (1978) concluyeron que la composi-

ción mineralógica de las arcillas de Olavarría y Barker es diferente a las de Balcarce-Mar del Plata, por tratarse de cuencas sedimentarias distintas y no coetáneas. Las primeras se depositaron en el Precámbrico y las de Balcarce-Mar del Plata en el Paleozoico Inferior.

Cortelezzi y Pavlicevic (1978) citaron como hallazgo la existencia de skolita (variedad de glauconita sin Fe) dentro de Cuarzitas Inferiores de la Cantera Amarilla de Loma Negra. Con este mineral obtuvieron una edad radimétrica K/Ar de 419 m.a. (silúrico inferior), pero probablemente por errores en el tratamiento de las muestras (Bonhomme y Cingolani, 1980) el valor encontrado no sea el correcto.

Con el objeto de realizar dataciones radimétricas en fracciones pelíticas, Bonhomme y Cingolani (1980) llevaron a cabo la mineralogía de los materiales a datar, encontrando que la única zona que muestra evidencia de una homogenización isotópica por diagénesis tardía, es la de Olavarría-Barker.

De los antecedentes se desprende que no se ha efectuado en las sedimentitas precámbricas de Sierras Bayas, investigaciones mineralógicas de detalle, a excepción de los argilominerales y algunas observaciones petrográficas de Marchese y Di Paola (1975).

En este capítulo se describirán los métodos de estudio empleados, se presentarán los datos obtenidos, la cristalinidad de la illita y se discutirá sobre la génesis y procedencia de los minerales.

III.2.- METODOLOGIA DE ESTUDIO

El estudio mineralógico aquí realizado, se desarrolló a través de observaciones petrográficas, difracción de rayos X y microscopía electrónica. La primera ha sido explicada en el capítulo II, por la cual nos referiremos aquí a las técnicas de estudio de difracción de rayos X y microscopía electrónica.

III.2.1.- DIFRACTOMETRIA DE RAYOS X

El estudio por difracción de rayos X se efectivizó en un equipo Philips PW 1011/00, utilizando una radiación K de lámpara de Cu (1,5403 Å) y filtro de Ni, del Centro de Investigaciones Geológicas.

Las muestras analizadas fueron de dos tipos: polvo y orientadas. Las primeras se obtienen moliendo un trozo pequeño de roca, representativo, hasta obtener un polvillo muy fino (malla 230 A.S.T.M.) que se coloca en un portamuestra de aluminio y se compacta uniformemente obteniéndose una superficie lisa y regular para ser expuesta a los rayos X.

Las muestras orientadas se preparan poniendo el polvillo en suspensión, en agua destilada. Se lleva la muestra a un vibrador ultrasónico durante 5 minutos. De esta manera el material más fino (fracción arcilla, menor a 4 micrones) queda en suspensión. Después de un tiempo determinado de acuerdo con la ley de Stokes, se extrae la muestra con pipeta de la sección subsuperficial de la suspensión y se la lleva a un portaobjetos. Se deja secar a temperatura ambiente.

Mediante este procedimiento las arcillas se sedimentan lentamente sobre el portaobjetos, adquiriendo una orientación preferencial según el

plano (001).

Para confirmar la identificación de arcillas y si fuese necesario, se lleva la muestra a una campana de vacío y se la expone a vapores de glicol durante dos horas. Así se obtiene la muestra denominada "glicolada".

El segundo portaobjetos puede, en caso de ser necesario, ser calcinado a 550 grados centígrados durante dos horas, obteniéndose la muestra llamada "calcinada".

El etilenglicol, por tratarse de moléculas de gran tamaño, son absorbidas por las arcillas del grupo de las esmectitas, aumentando su espaciado basal en forma muy evidente, lo cual permite diferenciar a estos minerales.

La calcinación de las arcillas a 550 grados centígrados provoca diferentes efectos según el tipo de argilomineral que se trate. Por ejemplo en los minerales del grupo de las caolinitas, se produce una destrucción de la estructura cristalina con lo cual, en los diagramas de difracción correspondiente, no se observa ninguna de sus reflexiones.

En el caso de los minerales del grupo de las esmectitas, la calcinación, al eliminar el agua que se encuentra en las capas internas de estos minerales, hace que su espaciado basal, que en muestra natural y glicolada es de 15 a 18 Å respectivamente, se contraiga a 10 Å, adquiriendo de esta forma la estructura cristalina de la illita.

En cambio este proceso no ejerce ningún efecto en los minerales del grupo de la illita, conservando su espaciado de 10 Å.

Para establecer las proporciones entre los argilominerales, se utilizó el método de la medición sobre el difractograma, de las áreas de los picos correspondiente a las máximas reflexiones, en muestras orientadas. Esta técnica consiste en medir el área del pico de máxima reflexión de cada mineral ($A_1, A_2, A_3, \dots, A_n$). Luego se suman las áreas de los picos medidos, cuyo resultado equivale al 100% ($A_{total} = \sum A_1 - A_n$). Posteriormente el porcentaje de abundancia de cada mineral corresponderá a la siguiente ecuación:

$$\% \text{ mineral } n = \frac{A_n}{A_t} * 100$$

Por otra parte se han determinado los valores del Índice de Cristalinidad (IC) y la Cristalinidad Relativa (CR) de la illita. El IC de la illita, se obtiene midiendo el ancho del pico de 10 Å, a la mitad de su altura por encima del nivel de base (Kubler 1964, 1967, 1968). Mientras que la CR de la illita es la razón entre dicha medida en milímetros y la del ancho del pico (100) del cuarzo, a la mitad de su altura, también en milímetros. Para evitar el uso de decimales se multiplica el resultado por 100 (Weber 1970, 1972 a y b, y Teichmüller 1979).

Ambos parámetros, además de tener implicaciones genéticas, sirven para identificar la presencia de capas expandibles que en pequeña proporción se interstratifican con la illita. De modo tal que la cristalinidad refleja la proporción de capas expansivas en la estructura de la illita.

Asimismo, la relación entre la altura de las reflexiones (002) y (001) de este mineral (denominado como Índice de Esquevin, IE), permite discernir sobre el predominio de Mg o Al en sus capas octaédricas (Esquevin, 1979).

III.2.2.- MICROSCOPIA ELECTRONICA

La microscopía electrónica y los análisis por EDAX se efectuaron en un microscopio electrónico de barrido de la Comisión Nacional de Energía Atómica.

Las muestras fueron inicialmente metalizadas, para luego ser sometidas en el microscopio, al bombardeo de un haz de electrones, captando su imagen por barrido. En forma paralela y puntual, se realizó el análisis semicuantitativo de los elementos químicos de algunos cristales o agregados cristalinos, por un EDAX adosado al microscopio. Asimismo, se tomaron microfotografías de las muestras con una cámara anexa al aparato.

III.3.- MINERALOGIA DEL MATERIAL ARCILLOSO DE LAS SEDIMENTITAS DE SIERRAS BAYAS

III.3.1.- ASOCIACION DE FACIES CUARZO-ARCOSICAS

En la tabla II.1, se detalla la composición mineralógica de las distintas rocas que componen esta asociación, desde la base (CA1) al techo (CA36). Los valores correspondientes a la fracción fina han sido determinados por difracción de rayos X, utilizando la metodología detallada anteriormente. Asimismo se han establecido los IC y CR de la illita.

En la facies basal, el material arcilloso presenta una tendencia inversa a la de los feldespatos. Vale decir que se incrementa su porcentaje en sentido ascendente. En las facies de arenitas cuarzosas es escaso. En contraposición en la facies de diamictitas es muy abundante, llegando en algunos casos a prevalecer sobre otros componentes y formar directamente fangolitas.

A través de difracción de rayos X se ha comprobado que este material arcilloso contiene como único argilomineral a la illita. Existe una sola excepción (CA19) en donde se ha encontrado además de la illita, la presencia de esmectitas.

Considerando los índices de cristalinidad (IC) y de Esquevin (IE) de las illitas contenidas en estas sedimentitas (Fig. III.1) se observa que hay dos poblaciones de muestras bien diferenciadas entre sí: una de cristalinidad muy buena correspondiente a la facies de diamictitas y otra de baja cristalinidad perteneciente a las otras facies. Estas dos poblaciones también se separan notoriamente en un gráfico de IC versus CR (Fig. III.1).

Entre estos dos gráficos se han volcado además los valores correspondientes a muestras de rocas preexistentes, con la intención de encontrar algún tipo de afinidad entre éstas y las dos poblaciones antes citadas.

Los análisis de difracción de rayos X efectuados sobre muestras del basamento cristalino (Cantera "Villa Mónica II"), ha revelado la presencia de clorita (10%) y sericita (90%). Esta última presenta una buena cristalinidad (IC= 0,4) y es aluminica de relación Al versus Mg + Fe baja (IE=0,31).

En cambio la mineralogía de la fracción fina de la arcosa residual, nivel de saprolitización del basamento, evidencia la presencia illita y la eliminación de la clorita que contenía el basamento. La illita de este gruss es aluminica con IE que varían entre 0,34 y 0,47, y su cristalinidad no es buena, ya que presentan IC de 0,7 hasta incluso valores de 1,1 (Fig.

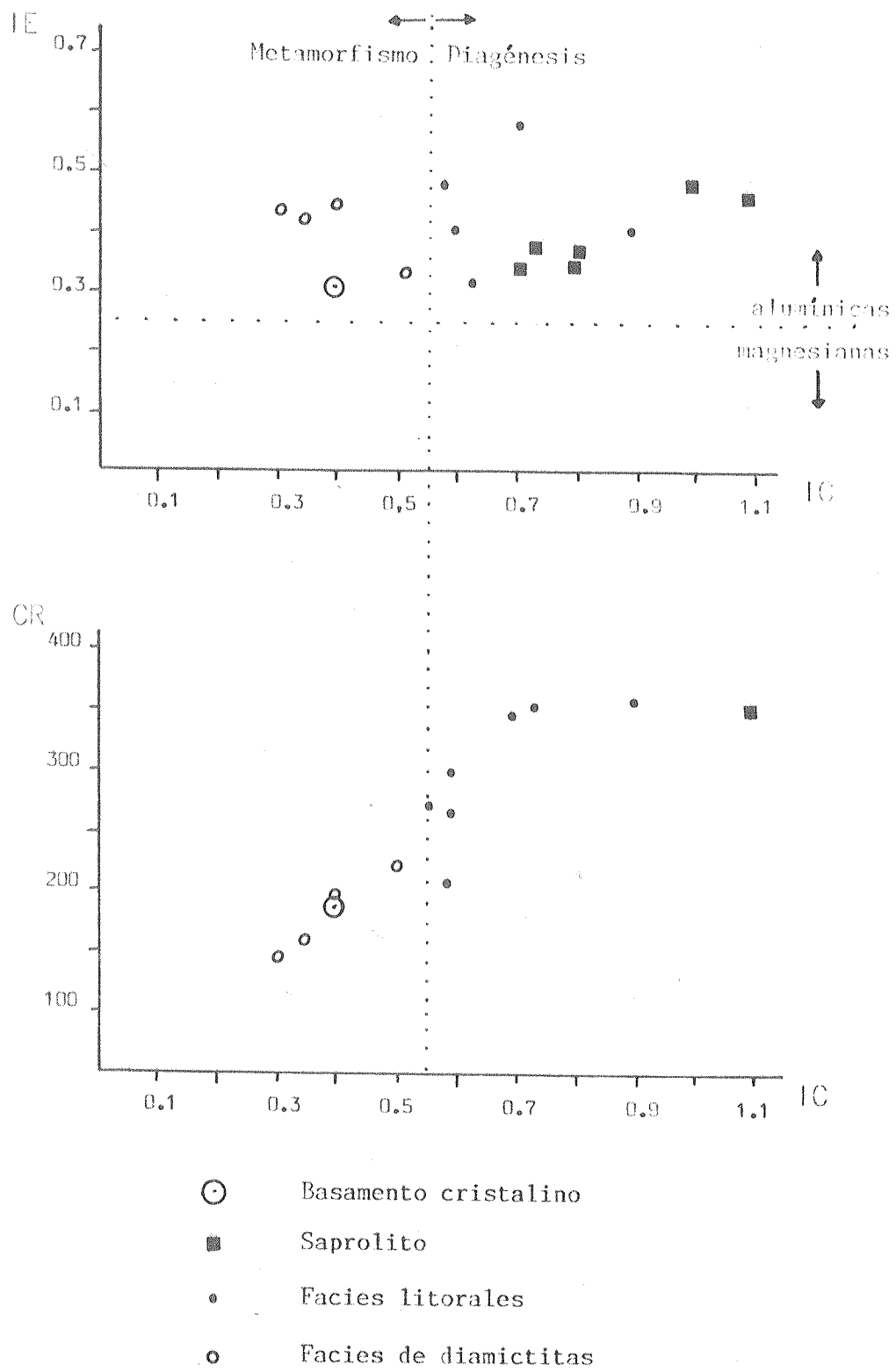


Fig. III.1.- Diagramas del Indice de Cristalinidad de la illita (IC) vs. Indice de Esquevin (IE) y del Indice de Cristalinidad de la illita (IC) vs. Cristalinidad Relativa de la illita con respecto al cuarzo, en muestras de la Asociación de Facies Cuarzo-arcósicas.

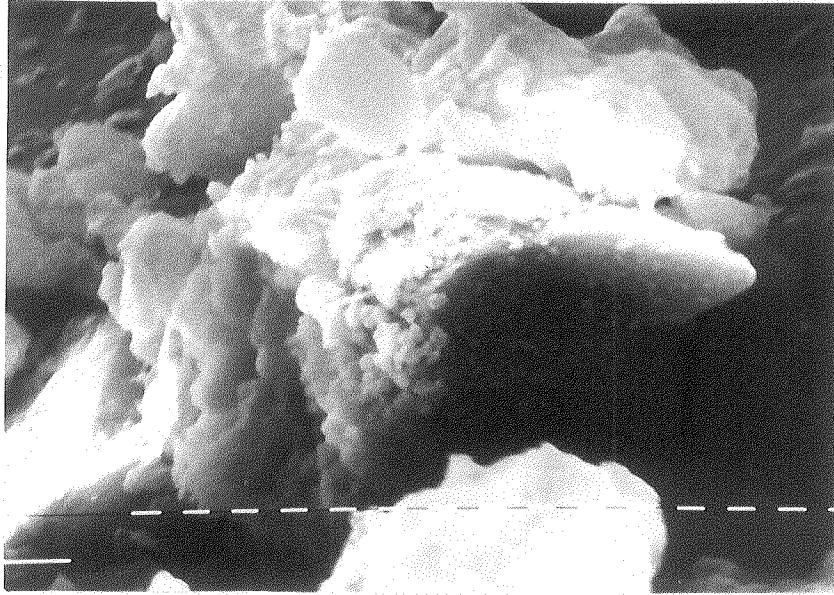


Foto III.1.- Paquete de smectitas de hábito irregular a pseudo-hexagonal (EDAX= Si +++++, Al ++, K ++, Ca + y Fe +) (SEM, barra= 10 micrones).

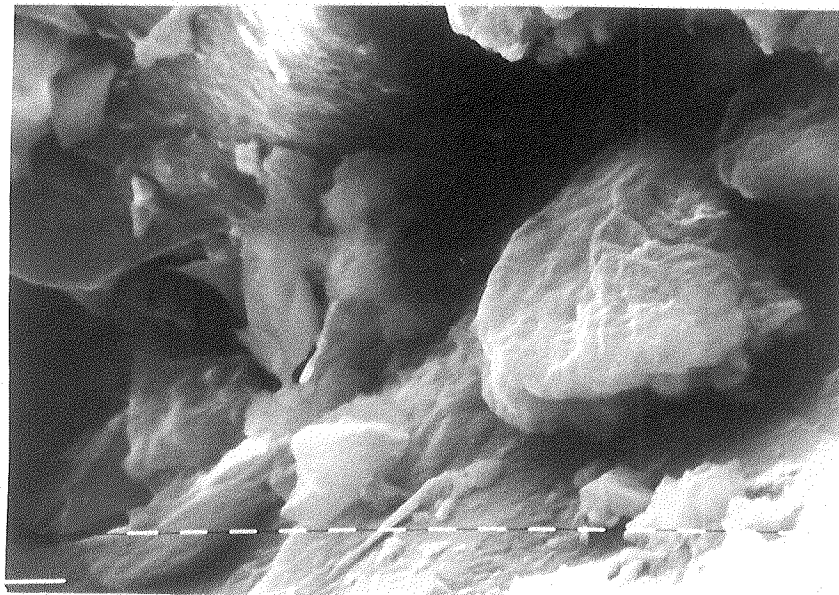


Foto III.- Agregado de smectita (EDAX= Si +++++, Ca +++++, Al ++, Mg ++, Fe + y K +) (SEM, barra= 10 micrones).

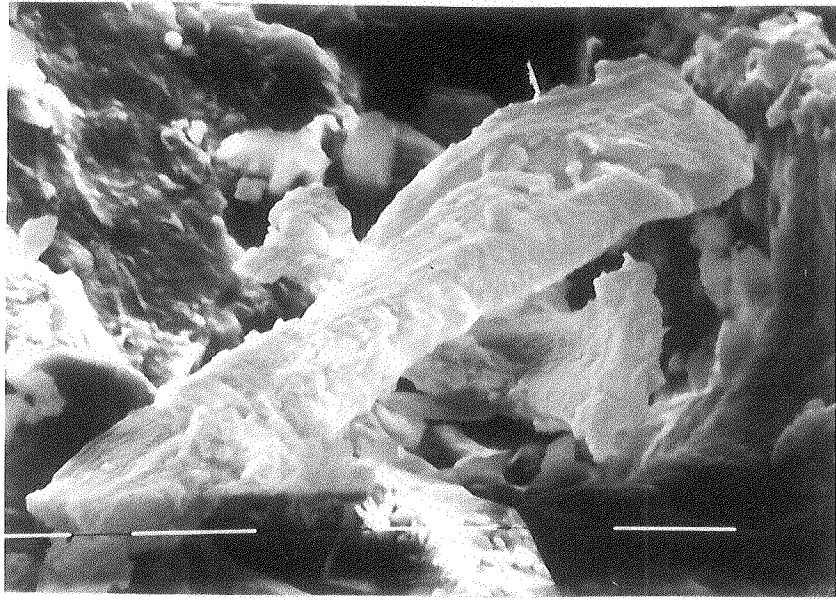


Foto III.- Lámina de mica, parcialmente alterada en superficie (EDAX= Si ++++++, Ca +++++, Al ++, K +, Fe + y Mg +) (SEM, barra= 10 micrones).

III.1).

Como se observa en el diagrama IE versus IC, los valores de cristalinidad para estas dos litologías son los esperados, ya que las muestras del basamento caen dentro del campo del metamorfismo y las del saprolito encuadrarán dentro de la zona de diagénesis.

Comparando los valores obtenidos para las sedimentitas con las rocas saprolitizadas y las del basamento, se ha encontrado que las muestras de la facies diamictíticas presentan similitud con las sericitas del basamento, mientras que las otras facies muestran afinidad con el nivel de alteración del basamento.

Un primer aspecto a tener en cuenta en este análisis, es que la sericita de las diamictitas es esencialmente detritica, mientras que las illitas de las facies litorales podrían provenir del gruss o ser producto de una diagénesis posterior. Aunque esta última instancia es poco probable, pues una diagénesis hubiese homogeneizado las illitas de toda la secuencia cuarzo-arcósica.

En el caso de ser detriticas, la afinidad arriba citada evidenciaría dos aspectos que necesariamente no se contraponen entre sí. Primero que las áreas de aporte para ambas sedimentitas hayan sido distintas. Vale decir que todas las facies se nutrirían del nivel de alteración del basamento más próximo, mientras que en la facies diamictítica el aporte de sericita provendría de áreas de basamento fresco.

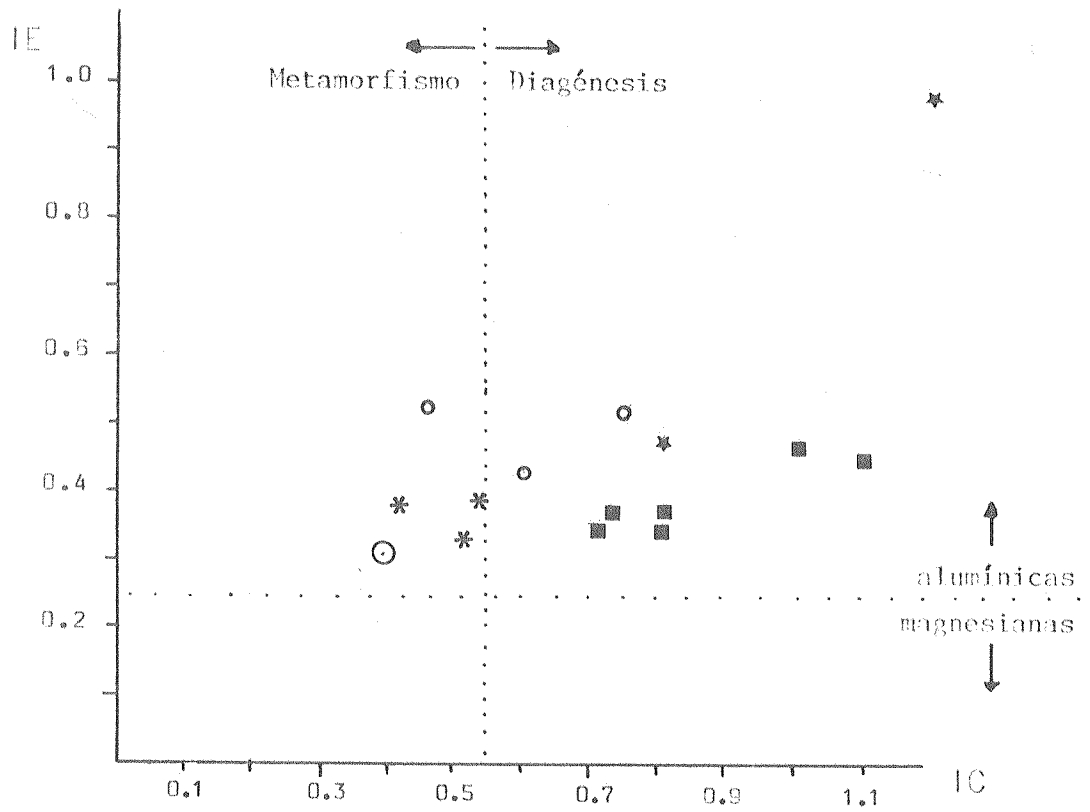
En segundo lugar, a excepción de las diamictitas, en la mayoría de los sedimentos, no hay laminillas micáceas en su seno. Es decir, que conjuntamente con la depositación de los granos de mayor tamaño, quedarían adheridos a éstos, partículas detriticas fangosas de illita provenientes del gruss (las cuales ocupan los poros de las rocas), mientras que las laminillas de sericita serían llevadas a otros lugares o depositadas en los planos de estratificación. En cambio en la facies diamictítica la baja selección del sedimento revela que las sericitas provenientes del basamento se han depositado en la masa de la roca, lo cual revelaría un agente de transporte de muy alta viscosidad. Cabe destacar que las laminillas de sericita son visualizadas, a simple vista en roca de mano.

En lo que respecta a la esmectita de la muestra CA 19, vista al microscopio, son laminillas marrones claras sin pleocroismo; según pudo observarse en el microscopio electrónico (Foto III.1), su hábito es irregular a pseudohexagonal, de bordes difusos y composición química, evidenciada por el EDAX, de Si y Al en mayoría, con K y Ca, acompañados en menores proporciones por Fe, y sin Mg. Su origen podría estar referido a una biotita que se transformó en vermiculita por pérdida de K, la cual pasó posteriormente a esmectita con pérdida de Mg y ganancia de Ca.

III.3.2.- ASOCIACION DE FACIES DOLOMITICAS Y PELITICAS

La composición mineral de las distintas rocas que conforman esta asociación de facies, se encuentra detallada en la tabla II.2, al igual que los índices de cristalinidad de la illita, la litología y facies sedimentaria a la cual corresponde cada muestra.

Por difracción de rayos X se ha determinado que la illita es el único argilomineral presente. En el diagrama IE versus IC (Fig. II.2, se observa una diferenciación entre la cristalinidad de las illitas de las lutitas verdes interbioestromales y la de las lutitas rojas supradolomíticas. Asimismo la fracción pelítica de las dolomías laminadas friables presenta, por su cristalinidad, una mayor afinidad con estas últimas. De tal modo que



- Basamentó cristalino
- Saprolito
- * Lutitas verdes interbioestromales
- * Facies de dolomías laminadas friables
- Facies de lutitas rojas

Fig. III.2.- Diagramas del Índice de Cristalinidad de la illita (IC) vs. Índice de Esquevin (IE), en muestras de la Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas.

las lutitas rojas y la fracción fina de las dolomías laminadas friables, poseen sericitas de buena cristalinidad. Estas poseen afinidad con las muestras del basamento, por lo cual se infiere una génesis detrítica.

En contraposición, las illitas de las lutitas verdes interbioestromales exhiben una pobre cristalinidad (tabla II.2, muestras DB, 12, 14 y 16). Sus índices promedios son: IC= 0,95 y IE= 0,73, por lo cual estas illitas caen en el campo de la diagénesis. Esto es coherente con las determinaciones de Bonhomme y Cingolani (1980), quienes encontraron sobre cinco muestras, valores promedios de: IC= 0,71 y IE= 0,52, que aunque son un tanto más bajos, evidencian una génesis diagenética.

Otra consideración a tener en cuenta, es que a diferencia de las rocas cuarzo-arcósicas infrayacentes, en esta facies ya no hay aporte de las illitas del nivel saprolitizado del basamento cristalino.

III.3.3.- ASOCIACION DE FACIES PSAMITICAS Y PELITICAS

En la tabla II.3 se presentan los datos correspondientes a la composición mineralógica de esta asociación de facies, desde la base (Ps 1) hasta prácticamente el techo (Ps 30).

Los valores obtenidos de Roca Total, Fracción Fina e Índice de Cristalinidad de la illita, fueron determinados siguiendo los mismos lineamientos metodológicos que para la Asociación de Facies Cuarzo-arcósicas, detallados oportunamente.

En esta asociación de facies se han registrado illita y mica glauconítica. Cabe apuntar, la importancia de los índices de cristalinidad de la illita, en muestra normal y glicolada, para diferenciar estos dos minerales.

Esto último y la petrografía han ayudado a identificar en estas rocas, una mica glaucolítica (según la terminología propuesta por Odin y Matter, 1981, que se detallará más adelante). Microscópicamente, este mineral tiene todas las características ópticas de un mineral del grupo de las "glauconitas", y se presenta tanto en agregados cristalinos redondeados, como laminares.

Si bien se reconocen en los difractogramas ambos argilominerales, se hace difícil su cuantificación, por lo cual se ha hecho sólo una estimación semicuantitativa en las columnas correspondientes a la Illita y a Mica Glauconítica, cuyo suma es volcada cuantitativamente en I + MG.

Sin petrografía no se puede reconocer cuánto de esta I + MG corresponden a agregados y cuánto a material arcilloso. Por esta razón, en las estimaciones de Roca Total por difractometría, el valor total de la glauconita se vuelca en la columna de "material arcilloso" y se coloca un signo de interrogación en la de "agregados de mica glauconítica".

III.3.3.1.- AGREGADOS DE MICA GLAUCONITICA

Los agregados de "mica glauconítica" se desarrollan fundamentalmente en la parte media de la facies de psamitas y pelitas varicolores, y van disminuyendo paulatinamente su contenido hacia la sección superior.

Estos agregados son redondeados, de color castaño verdoso claro, que con nicols cruzados aparecen en masas criptocristalinas y color de inter-

ferencia verde oscuro. Al microscopio electrónico se muestran como "pellets" de bordes netos y predominantemente apolotonados.

Algunos granos son laminares y preservan aún algunas características (como por ejemplo el clivaje) que hacen suponer que se trata de micas glauconitizadas. Como lo demostrara Odin (1972), con estudios de microscopía electrónica, la glauconitización de las micas comienza a producirse en los planos de clivaje y luego evolucionan sobre las laminillas, de modo tal que algunos fragmentos micáceos pueden alcanzar un menor grado de glauconitización que otros y mostrar aún rasgos de clivaje.

La presencia de estos granos de "glauconita" reviste suma importancia paleoambiental, dado que su génesis está muy ligada al ambiente de deposición. Es por esto que realizamos un comentario general sobre el conocimiento científico alcanzado en los últimos años sobre la "glauconita", para luego realizar algunas consideraciones genéricas sobre estas micas glauconíticas.

III.3.3.1.1.- TERMINOLOGÍA, ORIGEN Y AMBIENTE DE FORMACION DE LA "GLAUCONITA"

Con el nombre de "glauconita" se designan generalmente a agregados criptocristalinos de color verdes presentes en sedimentos marinos.

En la actualidad, existen todavía, discusiones sobre el real alcance del término "glauconita". Para Burst (1958), Hower (1961) y Bentov y Kastner (1965) la "glauconita" es una mica férrica hidratada con menos del 5% de capas expandibles. Esta "glauconita" ideal ("glauconita" sensu estricto de Mc Rac, 1972), no es muy común en la naturaleza, ya que se han encontrado minerales glauconíticos que se apartan de dicha definición, presentando variaciones en la composición química y en los espaciamentos cristalinos.

Según Odin y Matter (1981), los granos verdes glauconíticos están compuestos mayoritariamente por "glauconita", pero poseen otros componentes mineralógicos. Es por esto que propusieron, para dichos granos, el término de "glauconia" y establecieron una familia de minerales glauconíticos que van de un extremo de "esmetitas glauconíticas" (14 A) a una "mica glauconítica" (10 A).

En nuestro país, Di Paola y Spiegelman (1984), al estudiar sedimentos glauconíticos cretácicos y terciarios de la Cuenca Malvinas adoptaron la denominación de "facies glauconíticas" para los niveles donde este mineral es abundante, y mantuvieron el término "glauconita" para el mineral, por considerarlo de uso ya establecido por la costumbre, pero aclararon que debería utilizarse la denominación propuesta por Odin y Matter (1981) si se realiza difracción de rayos X.

Químicamente, los minerales glauconíticos responden a la siguiente fórmula estructural (Odin y Matter, 1981):



donde "x" varía entre 0,2 y 0,6 e "y" entre 0,4 y 0,6.

De acuerdo con análisis químicos propios y compilados de otros investigadores, Odin y Matter (1981) establecieron que la sílice varía entre 47,5 a 50 %, la alumina, entre 3,5 a 11%, el Fe₂O₃ entre 19 y 27%, el FeO entre 1 y 4,2%, el MgO entre el 2,6 y 4,6 % y el K₂O entre 3 y 9%.

Generalmente el Fe y el Al se encuentran tanto en capas tetraédricas como octaédricas, el Mg puede estar en las octaédricas o en los espacios

intercapas, lugares estos que también ocupa el K.

Existe una relación directa entre el contenido del K20 y la variedad mineral. Es así que las esmectitas glauconíticas (14 A) poseen 3% de K20 y las micas glauconíticas (10 A) alcanzan el 9%, existiendo toda una graduación entre ambos extremos.

La glauconitización se produce sobre muy distintos materiales ("sustrato parental" de Odin y Matter, 1981): moldes internos de organismos valvados, "pellets" fecales, generalmente caoliniticos, fragmentos fósiles carbonáticos, granos monominerales (cuarzo, feldespatos, biotita, muscovita, calcita, dolomita, fosfatos) y litoclastos de vulcanitas, rocas plutónicas o ftanitas.

El proceso de glauconitización, que se realiza esencialmente en la sindiagénesis, consiste en el intercambio catiónico entre la solución intergrano y el agua marina que rodea el clasto. Obviamente éste último debe poseer muy buena porosidad. De este modo el material original se va enriqueciendo en Fe. Este intercambio catiónico trae aparejado una microdisolución del grano original y recristalización de núcleos de esmectitas glauconíticas, a partir de las cuales se evolucionará el agregado glauconítico. Para que esto se produzca debe haber cierto semiconfinamiento de la parte interior del grano y además debe existir largos periodos de no deposición, (entre 100.000 y 1.000.000 de años, para que se desarrolle una glauconitización óptima, y entre 100 y 10.000 años, para una esmectita glauconítica inicial).

En cuanto al ambiente de depositación, la "glauconita" se forma en mares abiertos, a profundidades de 50 a 500 m, con condiciones moderadamente alcalinas (pH 7-8) y levemente reductoras.

Finalmente, es importante destacar que la glauconita marca generalmente una transgresión ya que los sedimentos costeros (que son un excelente sustrato parental) pasan a ocupar zonas de profundidad mayor a 500 m a medida que ingresa el mar.

Una discusión digna de destacar es la abierta por Di Paola y Spiegelman (1984) en el sentido de que el redondeamiento y fisuramiento de los agregados glauconíticos evidenciaría, para estos autores, un proceso degradacional, más que formacional como lo enunciaron Odin y Letolle (1980) y Odin y Matter (1981).

III.3.3.1.2.- GENESIS DE LAS MICAS GLAUCONITICAS

De lo expuesto sobre "glauconita" y en relación a la sedimentitas aquí estudiadas, pueden adelantarse algunas consideraciones genéticas sobre ellas, que ayudarán más tarde a la interpretación paleoambiental.

La mica glauconítica de esta facies sedimentaria marca un ambiente de plataforma estable (periodos de no depositación grandes), de un mar abierto, a profundidades poco mayores a 50 m (cabe recordar que las estructuras sedimentarias señalan una leve influencia de oleaje).

Por las características petrográficas de los agregados glauconíticos, por la composición mineralógica de las sedimentitas portadoras de la mica glauconítica, por la posible mineralogía de los sedimentos terrigenos aportados al medio de sedimentación y por tratarse de tiempos precámbricos (no existían organismos valvados ni poblaciones capaces de formar grandes acumulaciones de "pellets" fecales), se estima aquí que la glauconitización se produjo sobre micas (biotita y muscovita) y sobre litoclastos de ftanita. Otra posibilidad cierta es que haya actuado también sobre feldespatos y clastos líticos pelíticos de caolinita o esmectita.

III.3.3.2.- MATERIAL ARCILLOSO

El material arcilloso y micáceo, es muy abundante en la facies de fangolita y brecha de ftanita, al igual que en los primeros tramos de la facies de psamitas y pelitas varicolores. Su porcentaje va disminuyendo paulatinamente hacia arriba, hasta hacerse prácticamente insignificante.

La illita se encuentra en todas las muestras estudiadas. Es el argilomineral más abundante, y aparece asociado con esmectita, pirofilita, caolinita, en el tramo inferior y medio, y con mica glauconítica en casi toda la columna, fundamentalmente en la parte media a superior.

Se han observado que los índices de cristalinidad de la illita de las muestras PS1 a 11 tiene valores normales para ese tipo de roca (Tabla II.3). A partir de PS12 la cristalinidad de la illita desmejora por la presencia de la mica glauconítica que ensancha la reflexión de los 10 Å. En general cuando este pico no está muy contaminado de mica glauconítica, sus I.C. oscilan entre 0,45 y 0,62, con índices en muestra glicolada de 0,40 a 0,57. Cuando la presencia de una mica glauconítica es más abundante, los valores de I.C. superan los 0,80 hasta 1,15 y excepcionalmente 1,82 (PS 27). En cambio el I.C. glicolado varía entre 0,58 y 0,80.

Esta diferencia mineralógica entre las arcillas de la sección inferior y de la superior se visualiza fácilmente en los diagramas IC versus IE y IC versus CR (Fig. III.3).

Las muestras más inferiores (fangolitas y vaques cuarzosas muy finas) contienen IC bueno y composición mucho más aluminica que las muestras superiores (vaques glauconíticas y arenitas cuarzosas), las que contiene un mayor tenor de Mg y Fe y un índice de cristalinidad más alto.

Partiendo de la base de que la población de muestras de sedimentitas más inferiores, ocupan en el diagrama IE versus IC, el campo del metamorfismo, se considera a éstas como detriticas.

Las otras illitas se muestran en la zona de diagénesis, aunque cabe destacar que su baja cristalinidad se debe a la presencia de la mica glauconítica. Como se señaló anteriormente en el pico de 10 Å una parte se corresponde con una illita de relativamente buena cristalinidad y otra a la mica glauconítica de baja cristalinidad.

De modo tal que los valores volcados en el gráfico para las sedimentitas superiores equivalen a las sedimentitas inferiores pero con el agregado de la mica glauconítica. Asimismo, la presencia de ésta última, por su contenido en Mg y Fe, hace que los puntos se ubique en una posición más baja con respecto a IE, tendiendo a ser más magnesianas.

El resto de los argilominerales son escasos y es poco lo que se puede aportar. Sin embargo, es importante destacar la presencia de pirofilita en esta sedimentita. Obviamente su génesis es detritica ya que no existen evidencias de alteración hidrotermal in situ. De modo tal que provendría de zonas de alteración hidrotermal del basamento cristalino.

III.3.4.- ASOCIACION DE FACIES CUARCITICAS

La tabla II.4 contiene los datos correspondientes a la composición mineralógica de esta asociación de facies sedimentarias. Los valores fueron ordenados en forma similar a las tablas anteriores.

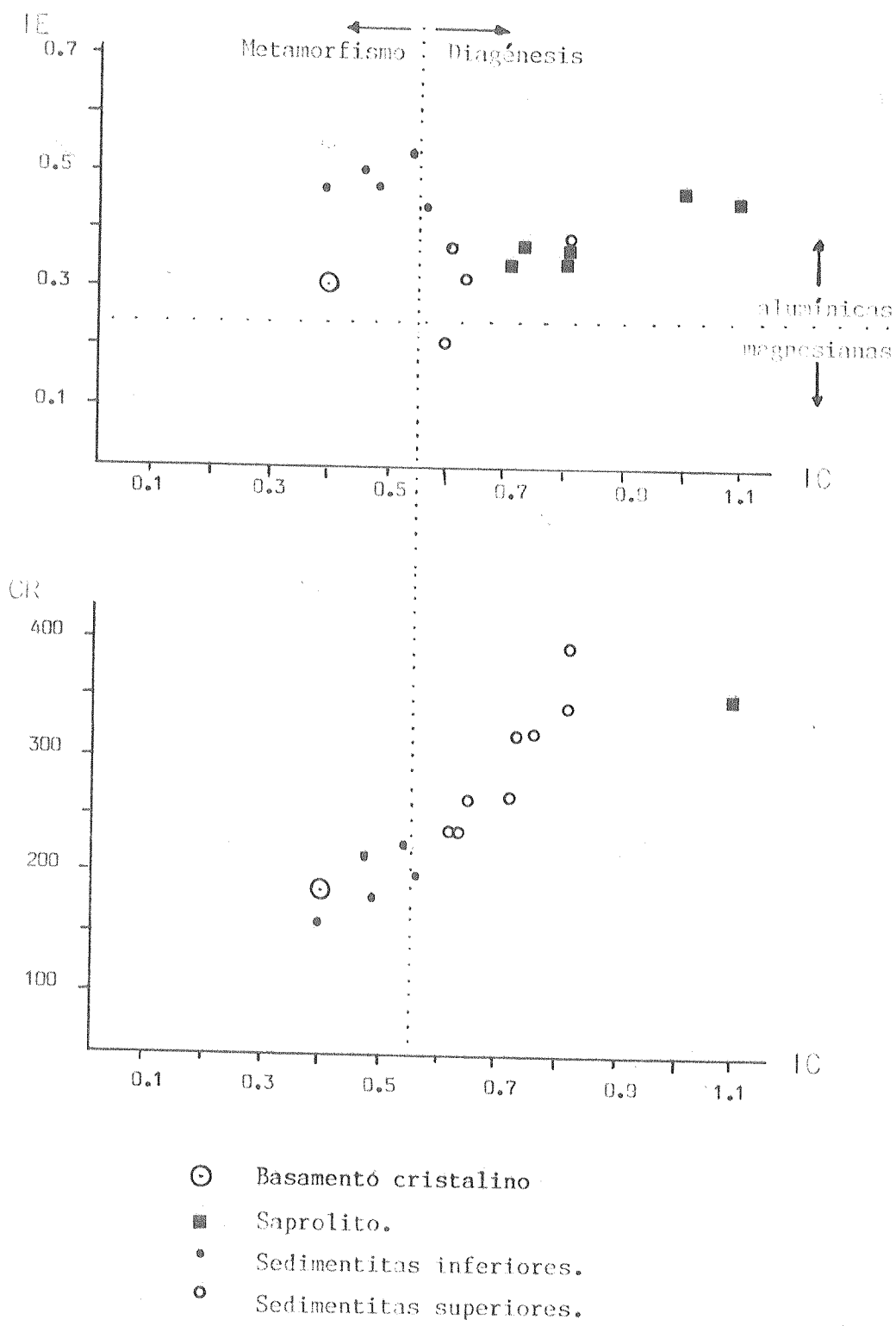


Fig. III.3.- Diagramas del Índice de Cristalinidad de la illita (IC) vs. Índice de Esquevin (IE) y del Índice de Cristalinidad de la illita (IC) vs. Cristalinidad Relativa de la illita con respecto al cuarzo, en muestras de la Asociación de Facies Psamíticas y Pelíticas.



Foto III.4.- "Libros" de caolinita en arenitas cuarzosas con disposición preferencial, perpendicular a los granos de cuarzo y con una leve deformación (flexura) (SEM, barra= 10 micrones).



Foto III.5.- "Libros" de caolinita (SEM, barra= 10 micrones).

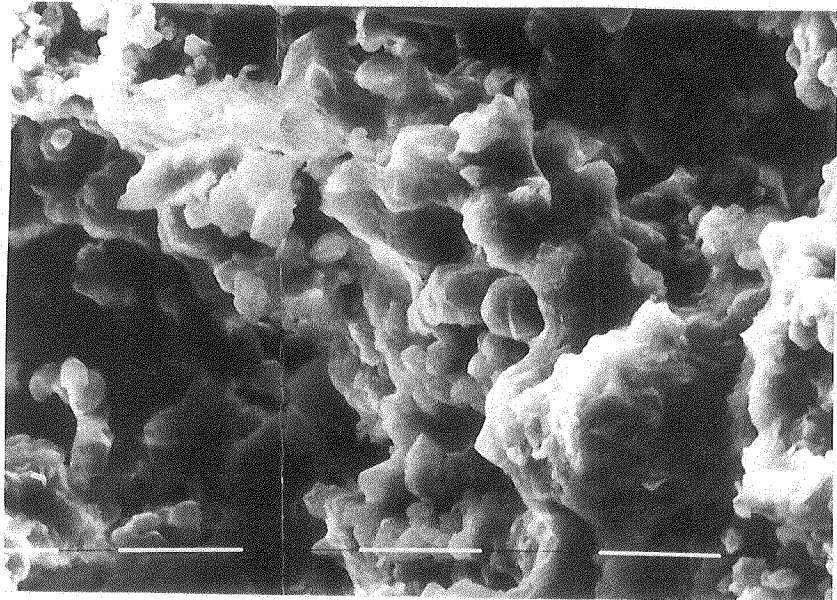


Foto III.6.- "Pellets" de mica glauconítica (SEM, barra 10 micrones).



Foto III.7.- Pseudocubos de alunita en poros de arenitas cuarzosas (SEM, barra= 10 micrones).

III.3.4.1.- MATERIAL ARCILLOSO

Por difracción de rayos X se han reconocido dos variedades de argilominerales: illita y caolinita, y mica glauconítica.

Como se observa en la tabla II.4 y en el diagrama triangular de la figura III.4, existe una zonación entre estos minerales. En la parte basal (facies ondulítica) coexiste la illita con la mica glauconítica subordinada y la caolinita. A medida que ascendemos en la columna y pasamos a las facies con artesas, desaparece la mica glauconítica y se evidencia una mayor proporción de illita con respecto a la caolinita. En las partes más cúspidales de las facies con artesas y en la facies con megaóndulas, desaparece la illita y queda la caolinita como único argilomineral.

En lo respecta a la illita, sólo se ha podido medir el IC de tres muestras (Fig. III.4), por lo que no se realizan interpretaciones con respecto a su génesis.

La caolinita, cuya mención en el área de estudio es inédita, ha sido analizada por microscopía electrónica (Fotos III.4 y 5). En éstas se aprecian los cristales laminares que conforman los "libros" de caolinita, los cuales se presentan flexurados. El tamaño de las escamas alcanza un diámetro de 12 micrones y una altura paralela al eje C de 2 micrones. La ubicación de los mismos con respecto a los granos de cuarzo es preferentemente perpendicular.

La difracción muestra buena cristalinidad ya que presenta picos agudos.

Siguiendo los criterios sugeridos por Wilson y Pittam (1977) para distinguir arcillas autigénicas de allogénicas, algunos de los atributos de estas caolinitas evidencian una autigénesis; otros en cambio, tienden a indicar una génesis detrítica. La buena cristalinidad, la composición diferente de la asociación de argilominerales detríticos (véase mineralogía de las sedimentitas pelíticas que la infra y suprayacen), la disposición perpendicular de las laminillas contra los granos de cuarzo y el tamaño de los cristales, apuntan hacia un desarrollo autigénico de éste argilomineral.

III.3.4.2.- ALUNITA

También, por microscopía electrónica y por primera vez en el área de Olavarría, se ha reconocido pseudocubos de alunita en poros de arenitas cuarzosas (Fotos III.6 y 7). Cabe aclarar, sin embargo, que Zalba (1981) citó la presencia de alunita en cuarcitas de la zona Barker. Para esta autora su génesis está relacionada con salmueras residuales con sulfatos, que pueden haber quedado atrapadas en los poros de las arenas y que luego hayan evolucionado a alunitas. En nuestro caso las condiciones litorales en los que se originaron estas sedimentitas, permiten suponer dicha evolución genética. Asimismo no existen evidencias en estas sedimentitas de ningún rasgo de alteración hidrotermal. Por otra parte no presentan evidencias de transporte, como para suponer que provengan de zonas de alteración hidrotermal del basamento cristalino.

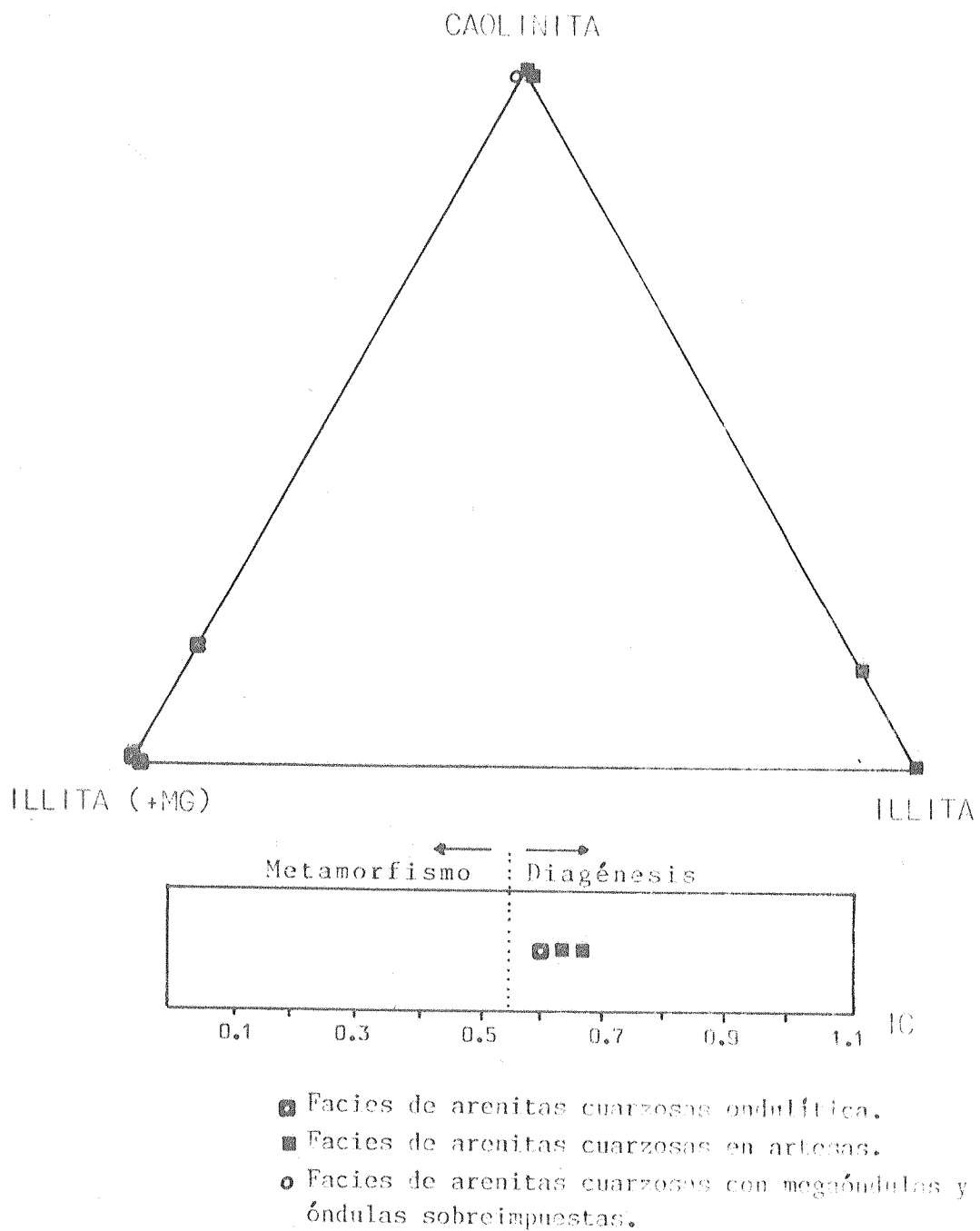


Fig. III.4.- Diagrama triangular de abundancia relativa Caolinita-Illita (+ M.G.)-Illita, e Índice de Cristalinidad de la illita (IC), en muestras de la Asociación de Facies Cuarcíticas.

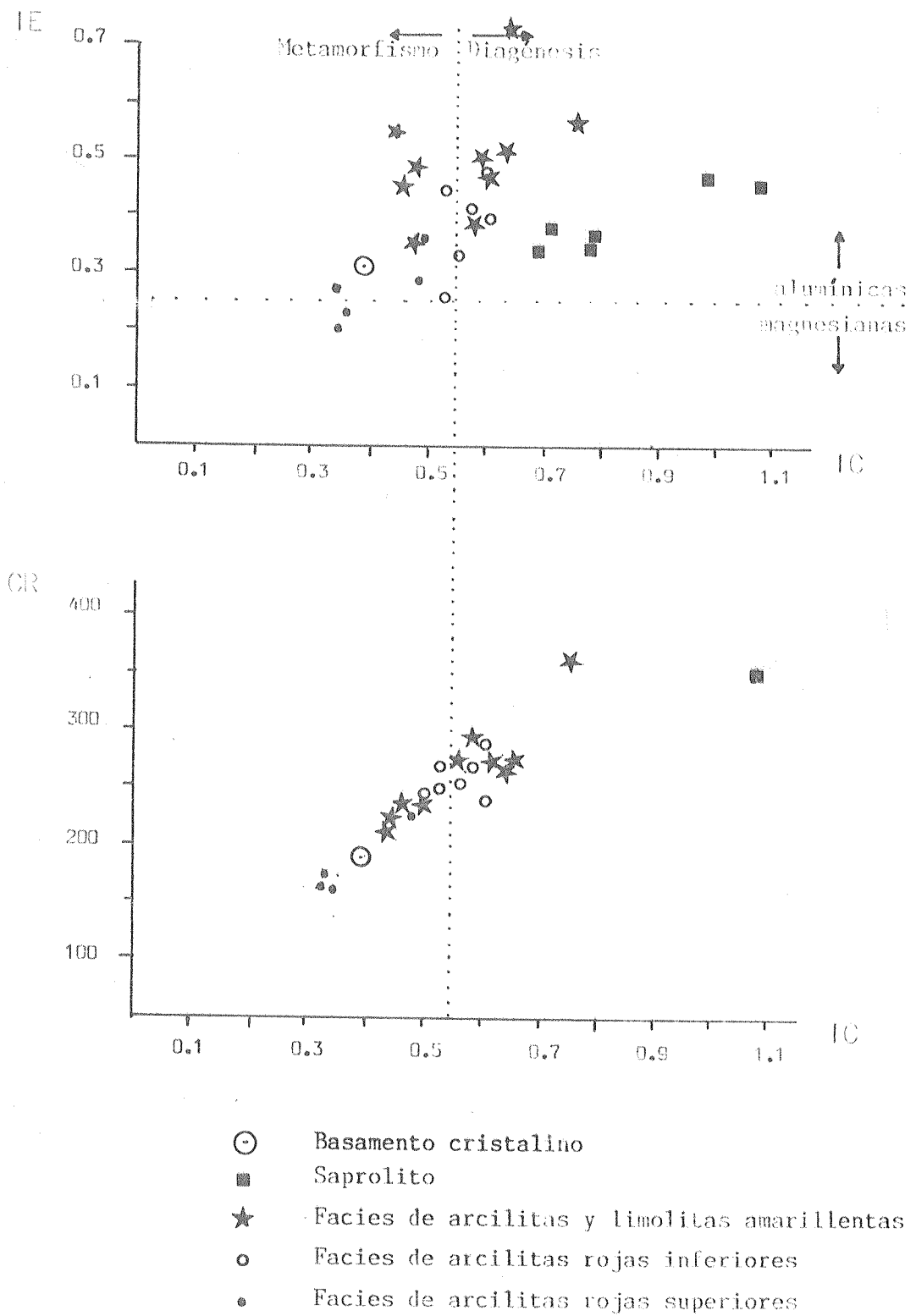


Fig. III.5.- Diagramas del Indice de Cristalinidad de la illita (IC) vs. Indice de Esquevin (IE) y del Indice de Cristalinidad de la illita (IC) vs. Cristalinidad Relativa de la illita con respecto al cuarzo, en muestras de la Asociación de Facies Pelíticas.

III.3.5.- ASOCIACION DE FACIES PELITICAS

La composición mineral de las distintas muestras que conforman estas sedimentitas pelíticas, está resumida en la tabla II.5 .

En las 26 muestras analizadas de esta asociación de facies, la illita aparece en todas las muestras y sólo en tres se encuentra acompañada por esmectita y caolinita.

En los diagramas de IE versus IC (Fig. III.5), se aprecian tres poblaciones de muestras que representan, ordenadas en el perfil de base a techo, a: la facies de arcilita y limolitas amarillentas, la mitad inferior de la facies de arcilitas rojas y la mitad superior de esta misma facies.

La facies de arcilitas y limolitas amarillentas es la que exhibe la mayor dispersión de resultados, ya que van de poco a muy aluminica y de anquimetamórficas a diagenéticas.

Posiblemente en esta facies se encuentren mezcladas las dos subpoblaciones de illitas.

La mitad inferior de la facies de arcilitas rojas, presenta un conjunto de muestras que se ubican en la zona límite entre el anquimetamorfismo y la diagénesis.

En cambio, en la mitad superior de esta misma facies, las illitas caen únicamente en el campo del metamorfismo, lo cual evidencia una proveniencia detrítica, pudiéndose tratar de laminillas de serécita.

Otro elemento que queda bien claro al observar los diagramas, es que no existe ninguna correspondencia entre estas illitas y las del nivel de alternación del basamento.

Con respecto a la caolinita, sólo se le ha encontrado en lentes limolíticas, (muestras PA 9 y PALL lim). En esta última muestra se ha analizado por separado la arcilita que circunda la lente y la lente en sí, mostrando que la primera sólo posee illita y la segunda, además de illita, contiene caolinita y esmectita.

Las lentes de vaques verdosas, exhiben una escasa proporción de illita con respecto a la esmectita.

III.3.6.- ASOCIACION DE FACIES CARBONATICAS

En la tabla II.6 se han volcado los valores de la composición mineralógica de 13 muestras pertenecientes a esta asociación de facies. En esta se observa que los datos de fracción fina son escasos, pese a que todas las muestras han sido procesadas por difracción de rayos X, evidenciando el muy pobre contenido de argilominerales en estas calizas.

El único argilomineral detectado por rayos X, ha sido la illita, mientras que por microscopía electrónica se ha observado illita y caolinita. No se ha podido medir la cristalinidad de la illita, dada la baja intensidad de su reflexión.

La abundancia de material arcilloso en los mudstones rojizos es relativamente superior (Foto III.8) a la de los mudstones negros (Foto III.10). Vistos con mayor detalle, los primeros (Foto III.7) muestran agregados irregulares de illita, mientras que los mudstones negros (Foto III.11) presentan agregados de illita y laminillas de caolinita de bordes irregulares en forma de "libros".

Por otra parte, se han observado partículas detríticas de arcillosas depositadas conjuntamente con la precipitación de los carbonatos (Fotos III.12 y 13).

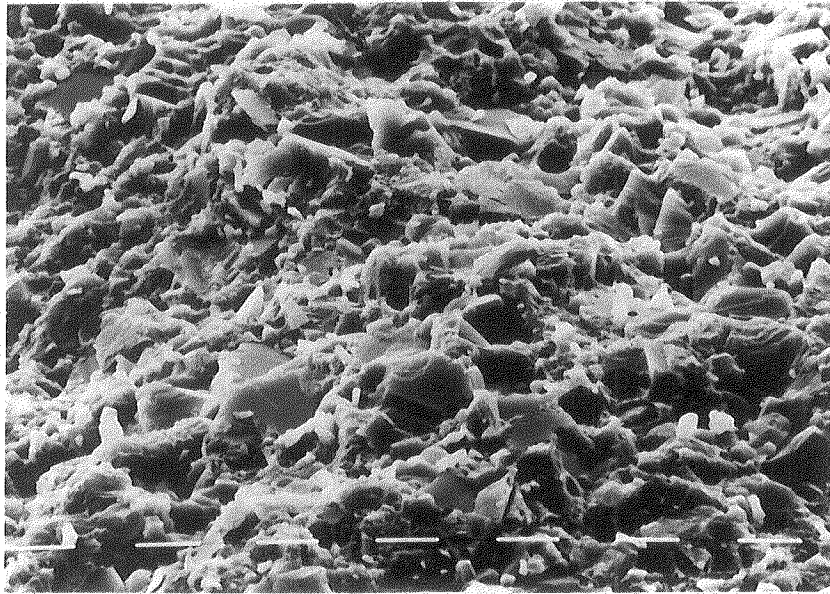


Foto III.8.- Microfotografía electrónica de los mudstones rojizos, con una mayor cantidad de material arcilloso que los mudstones negros (parte basal de la Facies de mudstones rojizos con laminación ondulítica) (SEM, barra= 100 micrones).

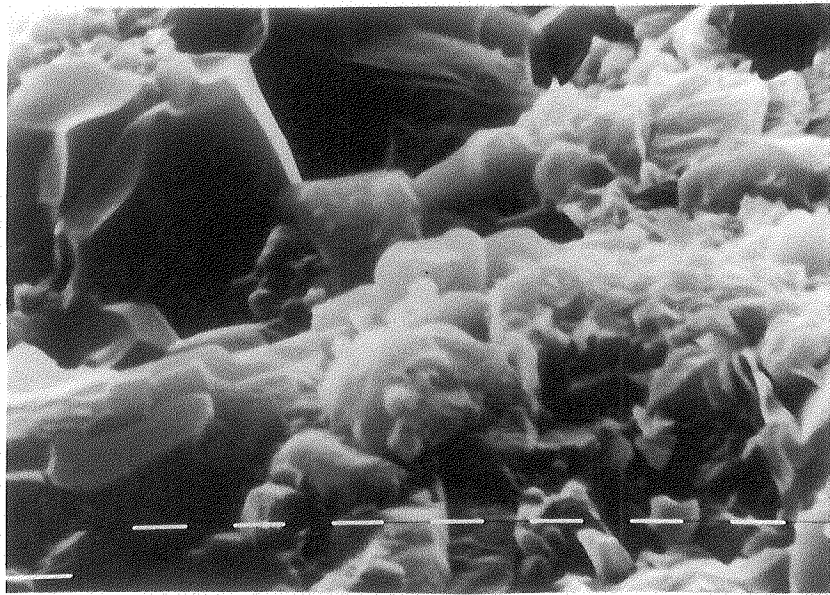


Foto III.9.- Detalle de la anterior, mostrando agregados de illita y caolinita (SEM, barra= 10 micrones).

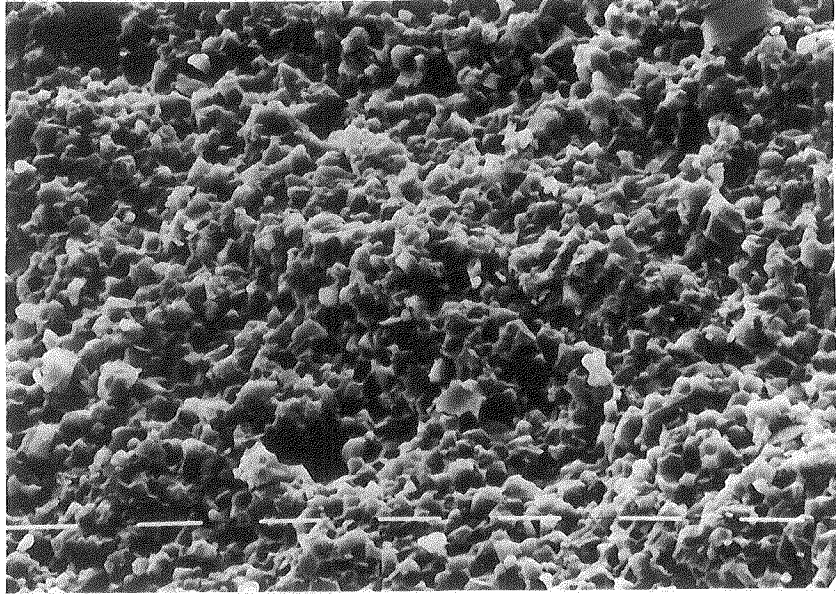


Foto III.10.- Microfotografía electrónica de los mudstones negros con muy escasa cantidad de material arcilloso (SEM, barra= 100 micrones).



Foto III.11.- Agregado de caolinita y illita en estos mudstones negros (SEM, barra= 10 micrones).

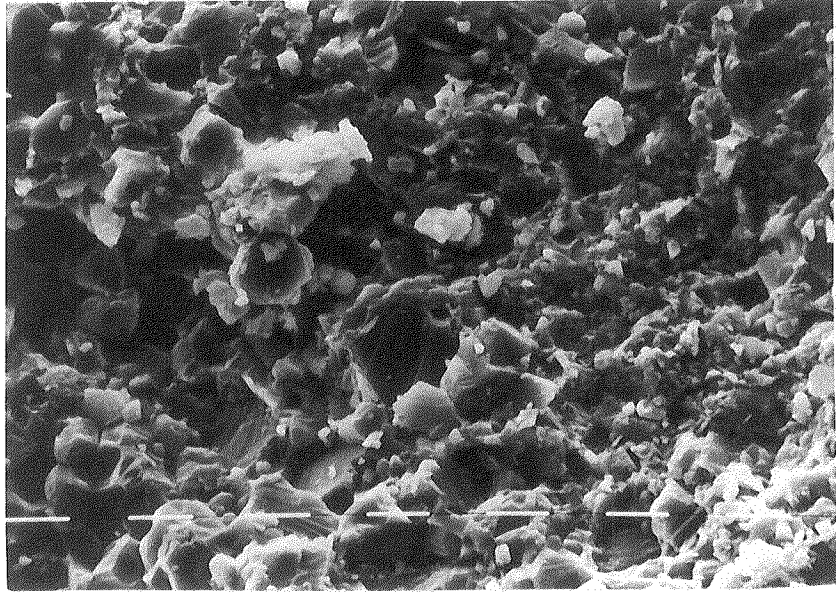


Foto III.12.- Particula detritica arcillosa depositada conjuntamente con la precipitación de carbonatos (SEM, barra= 100 micrones).

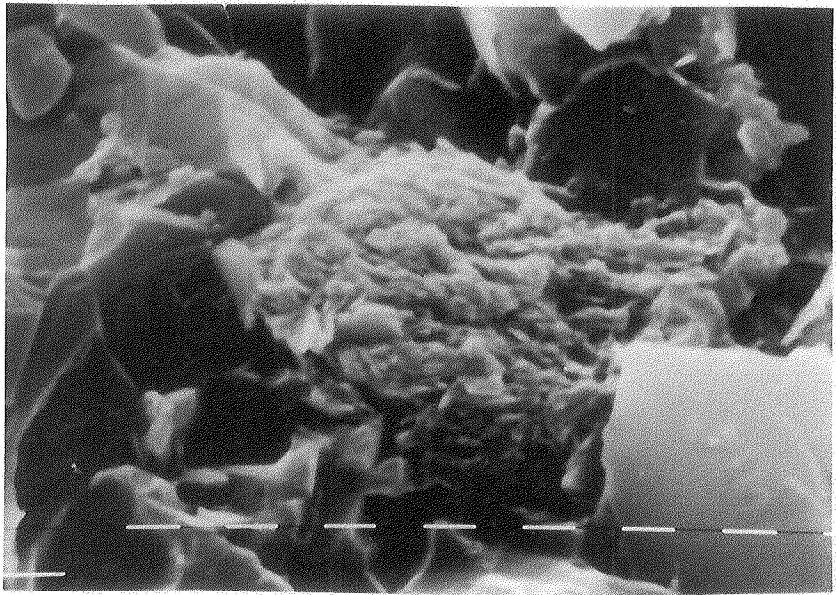


Foto III.13.- Detalle de una particula detritica arcillosa (SEM, barra= 10 micrones).

CAPITULO IV

Geoquímica de rocas carbonáticas

IV.1.- INTRODUCCION

Las rocas calcáreas de la Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas y la Asociación de Facies Carbonáticas, fueron analizadas desde un punto de vista químico. A tal efecto, se realizaron las determinaciones, por absorción atómica, de elementos mayoritarios de 14 muestras, 9 de ellas correspondientes a dolomías y 5 a calizas.

En lo que respecta a los antecedentes bibliográficos, cabe mencionar a Nágera (1919) y Cuomo et al (1983) como los únicos trabajos con datos de análisis químicos efectuados en estas sedimentitas. De las rocas dolomíticas, Nágera analizó tres muestras y tres de las calizas. Los resultados son en general, incompletos, pues se omiten algunos óxidos y se juntan otros en un solo valor. Por su parte Cuomo et al (1983) realizaron determinaciones de 7 óxidos en 3 muestras de caliza. Asimismo, Bonhomme y Cingolani (1980) dieron a conocer los contenidos de Rb y Sr de las muestras que trataron para la determinación de edades radiométricas.

En este capítulo se describen someramente la metodología empleada y se brindan los valores obtenidos.

Asimismo se efectuarán algunas consideraciones geoquímicas, que serán de utilidad en otros capítulos, cuando se traten temas tales como: dolomitización, paleoambientes y paleoclima.

IV.2.- METODOLOGIA DE ESTUDIO

IV.2.1.- ANALISIS QUIMICOS

Los análisis químicos, fueron realizados en el Laboratorio de Geoquímica del Centro de Investigaciones Geológicas, por el Dr. Merodio. Las determinaciones por absorción atómica se efectuaron en un espectrofotómetro de absorción atómica y emisión con llama, marca METROLAB modelo RC 250 AA, de lectura digital.

Para las distintas determinaciones químicas, se ha seguido el esquema general de análisis desarrollado por Matheos (198) para rocas carbonáticas. En forma sintética, este proceso de análisis se inicia con la molienda de la muestra a tamiz ASTM 200, y continúa con las siguientes determinaciones, así ordenadas:

Humedad: por diferencia de peso al ser expuesta la muestra pulverizada a 100-105 grados C, durante dos horas.

Pérdida por calcinación: igual al anterior, pero la muestra se expone a 1000-1100 grados C, durante una hora.

Residuo ácido insoluble y SiO₂: por disolución en HCl al 25% y calentamiento a 50-60 grados C, durante 15 minutos. Complementariamente se trata el residuo con H₂SO₄ y HF, para determinar el SiO₂ por diferencia de peso al calcinar a 1000 grados C, durante 15 minutos.

MnO, Fe₂O₃(t), CaO, MgO, Na₂O, K₂O y Al₂O₃: por absorción atómica.

P₂O₅: por colorimetría.

IV.2.2.- DETERMINACION DEL PORCENTAJE MOLAR (MOL%) DE CaCO₃ EN LA DOLOMITA, POR DIFRACCION DE RAYOS X

La difracción de rayos X fue utilizada en este trabajo entre otras cosas, para la determinación de la cantidad molar de Ca y Mg que posee la dolomita, de acuerdo a la metodología propuesta por Goldsmith y Graf (1958).

Estos autores han encontrado una técnica muy precisa para determinar el Mol% de CaCO₃ en la composición química de la dolomita. Este método se basa en que el incremento de Ca en la estructura atómica de este mineral, produce un aumento en su espaciado (104). Consecuentemente, la posición del ángulo 2θ de dicha reflexión varía en el difractograma de acuerdo al mol% de CaCO₃ (Cf. Blatt et al, 1972, pág. 478).

De modo tal que una dolomita perfectamente estequiométrica (50 mol% de CaCO₃) posee un espaciado de 2,886 Å, mientras que una dolomita netamente no estequiométrica aumenta su espaciado, por ejemplo 55,0 mol% de CaCO₃ se corresponde a 2,901 Å.

El mol% de CaCO₃ también puede obtenerse como complemento de este método, aplicando la fórmula propuesta por Lumsden (1979):

$$N (\text{CaCO}_3) = \frac{M}{d} + B$$

donde

$$N (\text{CaCO}_3) = \text{mol\% de CaCO}_3$$

d= espaciado en Amstrongs

$$M = 333,33$$

$$B = -911,99$$

La posición exacta del ángulo de la reflexión [104] debe determinarse por comparación con algún mineral patrón, cuya reflexión a tener en cuenta no posea variaciones. En este trabajo se ha tomado las reflexiones (101) y (100) del cuarzo, con las cuales se ha obtenido un factor de corrección del aparato.

El rango barrido para cada muestra de dolomías ha sido entre 30,5 y 32 grados de 2θ y la velocidad de barrido utilizada fue de 1/2 grado por minuto.

Es necesario señalar que para la aplicación de esta técnica, debe tenerse en cuenta la posible presencia de otros elementos químicos que puedan reemplazar al Ca o al Mg y afectar la reflexión [104]. Como lo demostrara Runnells (1974) solo el Fe puede ser lo suficientemente abundante en dolomitas y convertirse en un problema para este método. De todos modos el Fe bivalente (0,74 Å) es más pequeño que el Ca (0,99 Å) y se aproxima bastante al Mg (0,65 Å). Consecuentemente, la presencia de Fe no afecta tanto al espaciado [104], como lo hace el Ca (Al-Hashimi y Hemingway, 1974). Recién cuando se alcanza el 3 mol% de FeCO₃, comienza a variar moderadamente dicha reflexión (Goldsmith y Graf, 1958a). En cuanto a las dolomías de la Asociación de Facies Dolomítica y Pelítica (Tabla IV.1) en general el contenido de Fe₂O₃ (total) no supera el 1% (salvo los niveles inferiores que contienen hasta un 1,8%) por lo cual el Fe no interfiere en las muestras estudiadas.

IV.3.- GEOQUIMICA DE DOLOMIAS

IV.3.1.- RESULTADOS OBTENIDOS

La Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas fue analizada a través de 9 muestras, correspondiente a sus facies sedimentarias más conspicuas. Las determinaciones efectuadas son: humedad, pérdida por calcinación, residuo ácido insoluble (con su correspondiente porcentaje de SiO₂), CaO, MgO, Fe₂O₃ (total), MnO, P₂O₅, Al₂O₃, Na₂O y K₂O.

En la tabla IV.1 se volcaron los valores obtenidos para cada muestra, acompañadas del mol% de CaCO₃ en la dolomita y la facies sedimentarias a la cual pertenece.

IV.3.2.- ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

Del análisis comparativo de los porcentajes de los distintos óxidos, con las facies sedimentarias determinadas, no surgen tendencias y/o correlaciones claras. Una posible explicación de este fenómeno, radica en los cambios químicos que se produjeron durante las distintas etapas diagenéticas en la dolomitización (capítulo VIII).

Por ejemplo, de la sílice, teóricamente, cabe esperar que los granos silicoclásticos se concentren mayoritariamente hacia las facies sedimentarias de aguas más someras y disminuyan sus tenores hacia las facies un poco más profundas. De modo tal que aquellas facies con estromatolitos intertidales altos a supratidales sufrirán un mayor aporte de terrígenos y tendrían, por consiguiente, un mayor porcentaje de SiO₂. Mientras que aquellas de estromatolitos intertidales bajos a subtidales y subtidales, deberían disminuir paulatinamente dicho porcentaje. Sin embargo esto no acontece en esta dolomía (Fig. IV.1). Algunas muestran confirman esta tendencia, pero otras no.

De igual modo, la muestra D7 med, que es subtidal sin estromatolitos, posee menor contenido de sílice que las muestras D11 bis, D11, D21 y D26, que son intertidales. Pero, en contra de esta tendencia la muestra D26, con estromatolitos menos profundos que D11 bis contiene menor sílice que ésta, o la muestra D11, con estromatolitos intertidales, tiene menor sílice que la muestra D7 sup., que es subtidal sin estromatolitos. La explicación de esta distribución irregular, está dada en que la sílice no sólo forma parte de granos silicoclásticos, sino que también se presenta como diagenética. La petrografía revela la presencia de chert reemplazando romboedros de dolomitas.

La fuente de sílice estaría ligada a la transformación, en las lutitas verdes interbioestromales, de esmectitas a illita, en una diagénesis de enterramiento tardío (Capítulo VIII).

Del mismo modo, el K y el Na deberían ser más abundantes a medida que las facies sedimentarias son más subtidales, tal cual lo demostró Dissanayake (1984) en tapetes algales actuales de la planicie tidal de Mannar (Sri Lanka), en donde el Na y el K acrecientan su porcentaje hacia el mar. Esto no ocurre en las dolomías de Sierras Bayas, siendo su conducta irregular (Fig. IV.1).

Con respecto al Ca y Mg, su distribución es totalmente irregular. Es evidente que su comportamiento está vinculado más a la diagénesis que a la

Muestra N	Humedad %	Perd. por calc. %	Resid. ácido insol. (SiO ₂) %	CaO %	MgO %	Fe ₂ O ₃ total %	MnO %	P ₂ O ₅ %	Al ₂ O ₃ %	Na ₂ O %	K ₂ O %	Total %	Mol% CaCO ₃ Dolom	Facies
D2	0,46	41,67	11,09 (5,42)	26,08	17,25	1,80	0,31	0,13	0,25	0,18	0,12	99,34	50,33	e
3	0,44	40,49	12,37 (8,98)	26,51	17,00	1,40	0,18	0,11	0,25	0,46	0,19	99,40	54,00	f
7med	0,25	46,20	2,99 (0,84)	29,14	20,50	0,36	0,05	0,06	0,10	0,08	0,05	99,78	52,67	f
7sup	0,61	44,53	5,64 (5,25)	28,48	19,50	0,42	0,06	0,06	0,01	0,13	0,06	99,50		f
11tof	0,38	42,95	8,12 (6,35)	28,49	18,50	0,70	0,06	0,06	0,18	0,36	0,23	100,03	55,00	e
11cf	0,51	44,28	5,74 (6,98)	27,98	20,00	0,48	0,06	0,07	0,15	0,16	0,06	99,49	53,00	
19	0,57	43,83	2,60 (0,81)	33,41	19,00	0,41	0,06	0,06	0,10	0,06	0,05	100,15	53,00	g
21	0,45	42,30	9,09 (6,98)	28,48	18,50	0,40	0,08	0,08	0,10	0,06	0,05	99,59	52,67	g
26	0,32	43,38	7,09 (4,94)	27,66	20,10	0,64	0,11	0,11	0,08	0,10	0,06	99,65	53,68	h

Referencias: e= Facies dolomítica de bioestromas dómicos con estromatolitos columnares, estratiformes y bulbosos, y pelitas verdes inter-bioestromales.
f= Facies de dolomías laminadas.
g= Facies dolomítica de bioestromas dómicos con estromatolitos estratiformes.
h= Facies dolomítica de biohermas dómicos.

Tabla IV.1.- Composición química de la Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas.

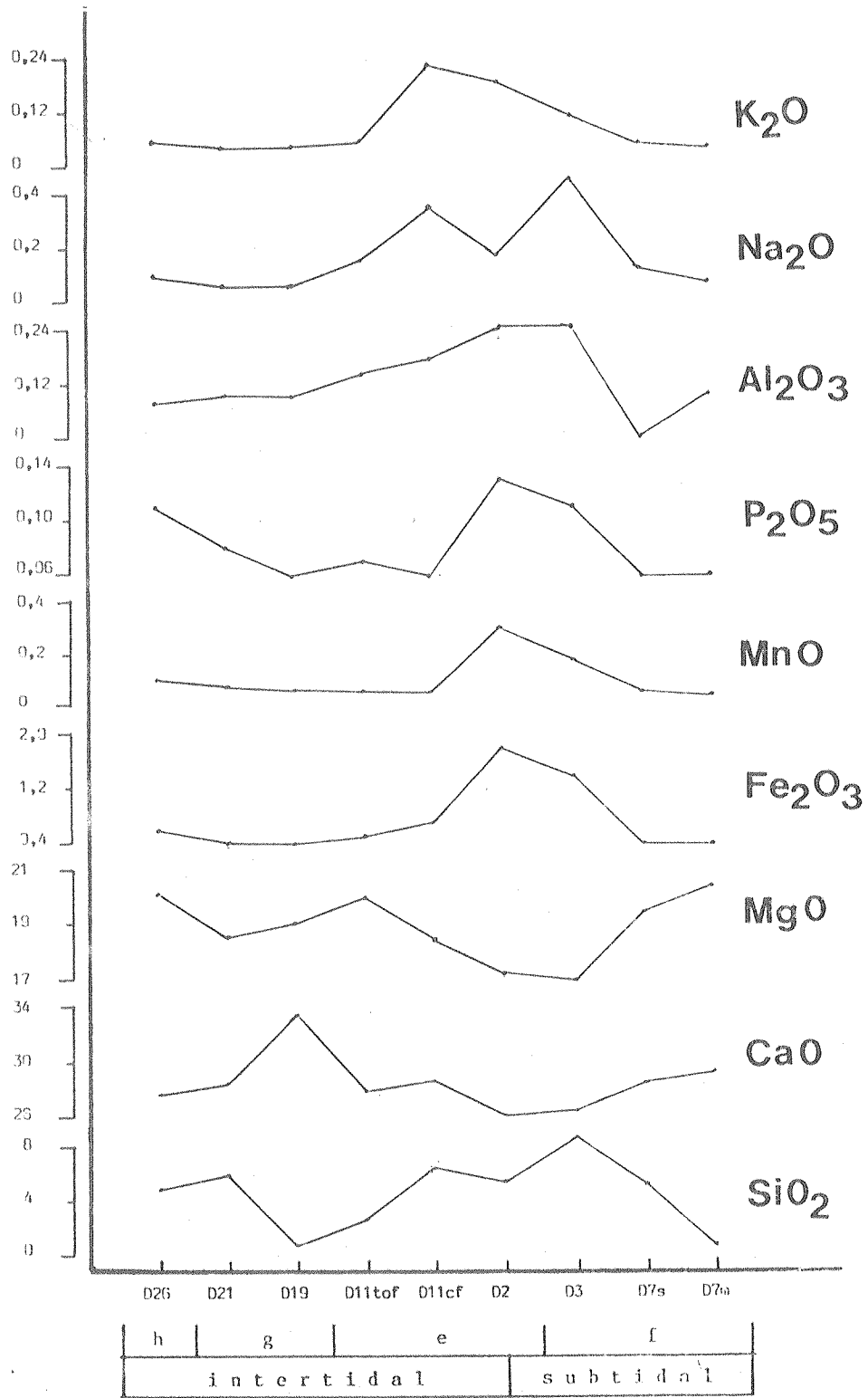


Fig. IV.1.- Distribución de los óxidos analizados en muestras de la Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas, por facies sedimentarias y subambientes tidales interpretados.

deposición .

En planicies bioestromales actuales, no existen aún suficiente cantidad de datos sobre el comportamiento de Fe, Mn, P y Al, como para abrir un juicio al respecto. En estas dolomías la distribución por facies es irregular. En cuanto al Fe en estado ferroso, puede decirse que hay un aporte de éste en el estado diagenético tardío, por conversión de esmectitas e illitas (Capítulo VIII), lo cual altera la tendencia de deposición, en caso de que la hubiese.

Cabe aclarar que algunos elementos presentan ciertas anomalías en las muestras D2 y D3 (como por ejemplo en el Fe y Mn, Fig. IV.1), debido a que estas dos muestras están inmediatamente por arriba de los depósitos silico-clásticos infrayacentes (pelitas moradas) y por consiguiente poseen una leve influencia de éstos.

IV.4.- GEOQUIMICA DE LAS CALIZAS

IV.4.1.- RESULTADOS OBTENIDOS

Se han analizado 5 muestras de las cuales 4 corresponden a la Asociación de facies carbonáticas y una a la sección inferior carbonática de la Formación Cerro Negro (muestra CNC). Sus valores correspondientes, se ordenaron en la Tabla IV.2, junto a la facies a la cual corresponde cada muestra.

IV.4.2.- ANALISIS DE LOS RESULTADOS

A diferencia de las dolomías, en este manto carbonático, los cambios faciales están íntimamente acompañados por cambios en su geoquímica.

Las curvas de distribución de cada elemento, en las facies sedimentarias determinadas, muestra tres tipos de comportamiento distintos (Fig. IV.2). En primer lugar están aquellos elementos que en la facies de mudstones negros laminados, disminuyen sus tenores en relación a la facies de mudstones rojizos con laminación ondulítica (SiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(t)$, MnO , Al_2O_3 y K_2O).

En contraposición, el CaO posee una tendencia inversa al grupo anterior.

Un tercer conjunto lo constituyen los elementos que muestran una distribución irregular, o sea que no manifiestan un comportamiento diferencial en cuanto a los ambientes de deposición (MgO , P_2O_5 y Na_2O).

Si se asume, como se verá más adelante, que la facies de mudstones rojizos con laminación ondulítica se corresponde con un ambiente litoral marino de una rampa carbonática y la facies de mudstones negros laminados a un ambiente albuférico de una plataforma carbonática, el Mn, P, Sr y Cu, son útiles para inferir condiciones climáticas (Wolf et al, 1967). De la misma manera, vale suponer a la facies bitemática de mudstones rojizos con laminación ondulítica de la Formación Cerro Negro (CNC) como una caliza de ambiente litoral marino. En nuestros análisis sólo se cuenta con dos (Mn y P) de los cuatro elementos arriba citados.

Muestra	Humedad	Perd. por calc.	Resid. ácido insol. (SiO ₂)	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃ total	MnO	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Facies
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
C1	0,24	34,71	21,17 (16,23)	42,47	0,13	0,20	0,12	0,18	0,28	0,06	0,20	99,76	q
8	0,55	36,55	15,16 (12,16)	46,45	0,25	0,37	0,07	0,05	0,35	0,10	0,11	100,11	q
11	0,26	40,53	6,64 (5,66)	51,63	0,21	0,16	0,05	0,07	0,05	0,08	0,06	99,74	s
14	0,33	42,06	6,08 (5,02)	50,54	0,23	0,11	0,05	0,18	0,07	0,06	0,06	99,77	s
CNc	0,83	37,60	15,64 (12,14)	43,96	0,39	0,40	0,09	0,09	0,30	0,12	0,14	99,56	u

Referencias: q= Facies de mudstones rojizos con laminación ondulítica.
s= Facies de mudstones negros laminados.
u= Facies de mudstones y lutitas calcáreas con laminación ondulítica (Formación Cerro Negro).

Tabla IV.2.- Composición química de la Asociación de Facies Carbonáticas.

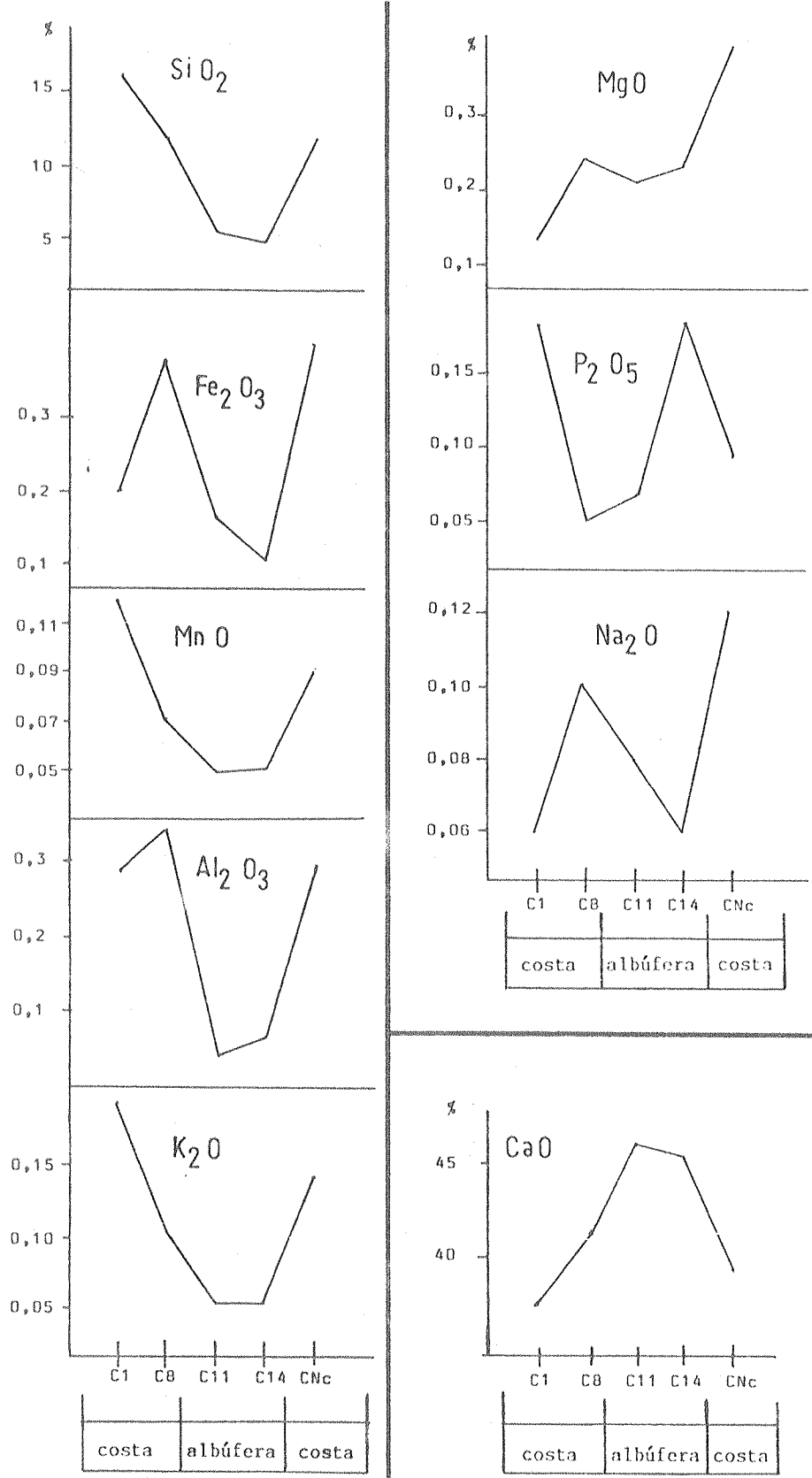
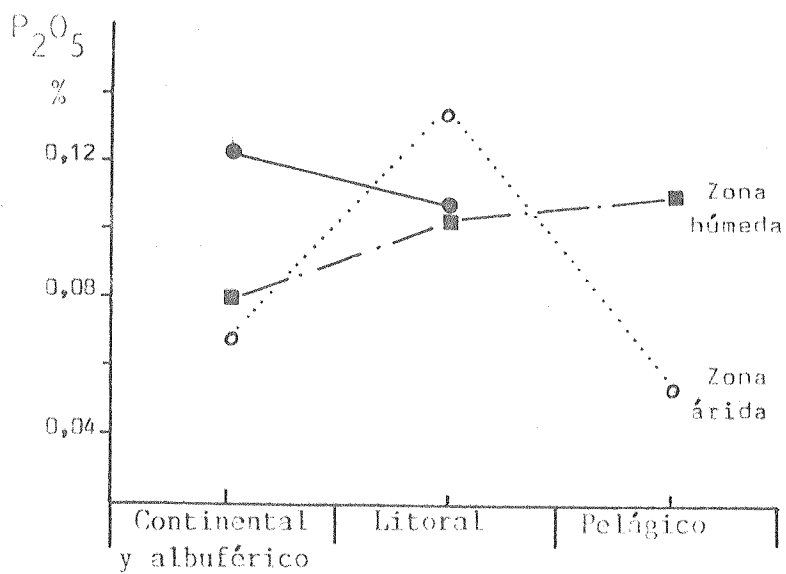
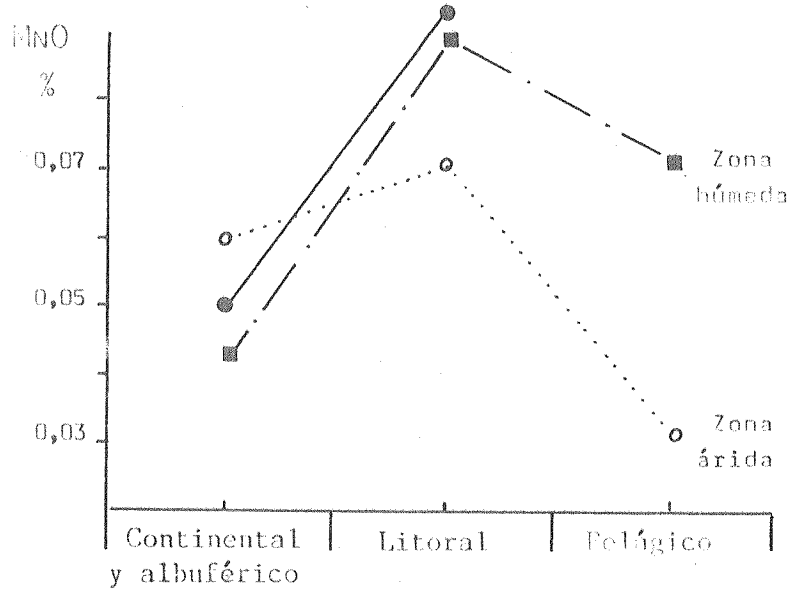


Fig. IV.2.- Distribución de los óxidos analizados en muestras de la Asociación de Facies Carbonáticas, por subambientes de plataforma carbonática interpretados.



- — . . . — ■ Depósitos calcáreos en zona de clima húmedo. Plataforma rusa.
- ○ Depósitos calcáreos en zona de clima árido. Plataforma rusa.
- — . . . — ● Asociación de facies carbonáticas de Sierras Bayas, Olavarría.

Fig. IV.3.- Comparación entre la distribución de MnO y P₂O₅ de la Asociación de Facies Carbonáticas de Sierras Bayas y depósitos calcáreos de la Plataforma Siberiana de Rusia.

En la figura IV.3 se han volcado los valores de MnO obtenidos por Ronov y Ermishkina (1959) en sedimentos de la Plataforma rusa. Estos autores obtuvieron los promedios para cada facies sedimentaria y distinguieron dos tipos de comportamiento para el MnO, según si el clima es árido o húmedo. Asimismo se representó en esta figura, los valores promedios de los análisis químicos aquí realizados. Si bien el número de muestras estudiadas no es alto, se observa una similitud entre la distribución del MnO en la Asociación de Facies Carbonáticas y la de zona de clima húmedo de la Plataforma rusa.

Con respecto al P205 se ha seguido el mismo procedimiento (Fig. IV.3), y se observa que existe una mayor afinidad de la distribución del P205, con las curvas de la zona húmeda de Ronov y Korzina (1960) que con la de la zona árida, aunque se haya obtenido valores promedios levemente mayores en la zona albuférica que litoral.

Vale decir que de estas comparaciones, las condiciones climáticas parecen haber sido caluroso y húmedo. La falta de evaporitas en estas rocas, también hace suponer un clima húmedo.

CAPITULO V

Paleocorrientes

V.1.- INTRODUCCION

Durante el levantamiento de los perfiles sedimentológicos de talle, se midieron las orientaciones de las paleocorrientes indicadas por estructuras sedimentarias direccionales, con el objeto de determinar paleocorrientes locales y regionales a través de su análisis estadístico.

Si bien se han recolectado datos de todas las asociaciones de facies sedimentarias, sólo se han analizado las paleocorrientes de la Asociación de facies dolomíticas y pelíticas y la Asociación de facies cuarcíticas, por su cantidad y confiabilidad de datos.

La Asociación de Facies Cuarzo-arcósicas ha sido descartada del análisis de paleocorrientes, por su bajo registro de datos (sólo 5). La Asociación de facies pelíticas, pese a contar con excelentes y numerosas estratificaciones entrecruzadas de pequeña escala en su estratificación mixta, se encuentra deformada en sus términos arcillosos y limosos finos. En consecuencia no es posible determinar el rumbo externo y su inclinación, que permita realizar correcciones del interno y llevarlo así a su posición original. De la Asociación de facies carbonáticas se han extraído muy escasa cantidad de datos como para sostener un tratamiento estadístico serio.

En cuanto a los antecedentes en el tema, Teruggi (1964) realizó la medición y análisis de paleocorrientes en bancos de arenitas cuarzosas en todo el ámbito de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. Este autor encontró diferencias entre el comportamiento de las paleocorrientes en el extremo noroccidental (vector regional N-S) y en el sector sudoriental (vector regional E-O). En su opinión hay dos posibles explicaciones para esto: a) que los dos sectores respondan a una sedimentación no coetánea y por consiguiente se trate de una migración de la línea de costa en el tiempo, o b) que la paleopendiente (sic) haya sido irregular.

Asimismo, Teruggi interpretó la línea de costa perpendicular a las paleocorrientes y ubicada en sentido opuesto a ésta, vale decir que consideró que la paleocorriente concuerda en dirección y sentido con la paleopendiente. En el caso específico de Sierras Bayas y Quillaliquen, el valor de la resultante local es de N 189 y su buzamiento medio de *17 grados.

V.2.- METODOLOGIA DE ESTUDIO

En el campo, se han medido la orientación de las paleocorrientes con brújula. En las estructuras unidireccionales (ondulas asimétricas, estratificación entrecruzada, extremo agudo de bioconstrucciones estromatolíticas) se ha tomado el Rbz real en forma directa o dos Rbzs aparentes (Illies, 1949). Para las estructuras bidireccionales (ondulas simétricas, bioconstrucciones estromatolíticas simétricas, megaondulas) se ha tomado su bidireccionalidad en forma directa.

En cuanto a las artesas, se han registrado dos tipos de mediciones de acuerdo a su grado de exposición. Cuando ésta es buena se han tomado dos Rbzs aparentes subperpendiculares entre sí, para luego por proyección estereográfica encontrar su Rbz real, vale decir el rumbo del buzamiento del eje de la artesa, lo cual obviamente es una medida unidireccional de paleocorriente. En cambio cuando la exposición de la artesa no es buena, se han tomado dos valores contrapuestos aproximadamente (a 180 grados) en un mismo plano, encontrándose la dirección del eje a 90 grados pero sin saber

su inclinación. En consecuencia, se obtuvo de esta manera una medida bidireccional de paleocorriente.

En gabinete se realizaron representaciones, de frecuencias de datos de intervalos de clase de 20 grados para la Asociación de facies cuarcíticas y de 10 grados para la Asociación de facies dolomíticas y pelíticas, a través de histogramas circulares de 0 a 360 grados. Asimismo se aplicaron los métodos estadísticos para la obtención de un vector resultante, de Curray (1956) para dimensiones bidireccionales y de Steimetz (1962) para aquellas medidas unidireccionales que incluyen además un ángulo de buzamiento.

El primer método estadístico es para mediciones bidireccionales y se utiliza para orientaciones en proyecciones bidimensionales. Se toma el arco de azimut de 0 a 180 grados y se agrupan los datos en intervalos de 20 grados. Se vuelcan éstos en una planilla de cálculos (Tabla V.2) donde figuren:

n= número de datos por intervalo
 θ = marca de clase para cada intervalo
 $N * \cos 2 \theta$
 $N * \sin 2 \theta$

y se determinan las sumatorias de las dos columnas anteriores

a= sumatoria $N * \sin 2 \theta$
b= sumatoria $N * \cos 2 \theta$

La orientación del vector resultante queda determinado por:

$$\theta = \frac{1}{2} \left(\arctg \frac{a}{b} \right)$$

su magnitud por:

$$r = \text{raíz cuadrada } a^2 - b^2$$

y la magnitud porcentual por:

$$L\% = \frac{r}{\text{sumatoria } N} * 100$$

El método de Steimetz (1962) utiliza una proyección tridimensional y solo analiza estructuras unidireccionales que impliquen un ángulo de buzamiento (estratificaciones entrecruzadas).

El primer punto a tener en cuenta para el tratamiento estadístico, es eliminar el ángulo de inclinación de la estratificación, de manera tal de llevar cada estrato a la posición horizontal, vale decir a la posición original de depositación.

Para realizar esta corrección previa, se pueden utilizar los métodos del "problema de la inclinación secundaria", por las resoluciones "ciclográfica" o "polar" (Cf. Phillips 1977).

En este trabajo se optó por la solución polar, la cual se realiza sobre una red de Wulff y posee los siguientes pasos:

- 1- Se marcan en el transparente los polos de los dos planos: el externo (Pe) y el interno (Pi).
- 2- Se ubica el polo externo (Pe) en la línea E-O y se lo traslada

por ésta al centro de la proyección (obviamente, por tratarse de un polo, la cantidad de grados corridos coincide con el valor de la inclinación del estrato).

3- Sin mover el transparente se traslada el polo del entrecruzamiento (Pi) por el paralelo con el cual coincide, la misma cantidad de grados y en el mismo sentido que el polo anterior (Pe). Se marca sobre el transparente el nuevo polo (Pic). Este es el polo del entrecruzamiento corregido, el cual se lee convencionalmente como cualquier polo.

Una vez corregidos los valores de los Rbz, se vuelcan a las planillas de datos (Tabla V.3) donde se encolumnan:

A= rumbo del buzamiento de la capa frontal.
 D= buzamiento de la capa frontal
 sen A, cos A, sen D, cos D
 cos D * sen A, cos D * cos A
 N= número de datos

Se calculan las:

sumatoria cos D * sen A
 sumatoria cos D * cos A
 sumatoria sen D

Se denomina T a cada una de estas sumatorias. Luego se efectuará T^2 de cada una y

$$R = \frac{\sum T^2}{N}$$

Se despeja R

$$R = \sqrt{\frac{\sum T^2}{N}}$$

Con este valor de R se establecen

$$A = \frac{\sum \cos D \cdot \sin A}{R}$$

$$B = \frac{\sum \cos D \cdot \cos A}{R}$$

$$C = \frac{\sum \sin D}{R}$$

Un cálculo adicional a realizar es:

$$X = \frac{(1)^{1/N-1}}{P} - 1$$

Tomando P dos valores distintos de acuerdo al grado de precisión con el

cual se desea trabajar:

Grado de precisión 95% =====> P=0,05

Grado de precisión 99% =====> P=0,01

Los resultados a obtener con este método estadístico son:

1) orientación del vector resultante.

$$A = \text{arco tg } \frac{a}{b}$$

2) su magnitud

$$D = \text{arco sen } c$$

3) y el radio de círculo de confianza

$$O = \text{arco cos } \left[1 - \frac{(N-R) * X}{R} \right]$$

Para una mejor visualización, estos tres resultados son volcados en una red estereográfica de Smith (Tabla V.3).

V.3.- RESULTADOS OBTENIDOS

V.3.1.1.- ASOCIACION DE FACIES DOLOMITICAS Y PELITICAS

En esta asociación de facies se han medido 26 registros de paleocorrientes, pertenecientes a dos perfiles (canteras "Toffoletti" y "Malegni").

Estos datos fueron obtenidos a partir de bioconstrucciones estromatolíticas. Como lo enunciara Hoffman (1967), la orientación del eje mayor de las bioconstrucciones es paralelo a la paleocorriente correspondiente a la entrada y salida de marea y oleaje, vale decir que estos "lomos de ballenas" se disponen perpendiculares a la línea de costas. Este fenómeno se observa también en la actualidad en la costa del Shark Bay en Australia (Hoffman, 1976; Playford y Cockbain, 1976).

De acuerdo a la simetría del domo estromatolítico (asimétrico o simétrico), existen dos tipos de mediciones de paleocorrientes: una unidireccional y una bidireccional. En la primera, uno de los extremos de la bioconstrucción es más agudo que otro, siendo el que marca la dirección de la entrada del oleaje. En cambio cuando ambos extremos son asimétricos la medida reflejada por el eje mayor es bidireccional.

De modo tal que en la tabla V.1 se han encolumnado, por separado (en intervalos de clase de 10 grados) los datos correspondientes a las bioconstrucciones asimétricas y simétricas. Con respecto a éstas últimas, cabe aclarar que a los efectos del análisis estadístico, cada medida bidireccional, ha sido dividida en dos, asignándole mitad del valor (0,5) en una dirección y mitad en otra.

En esta tabla figuran también los mismos datos pero discriminados para las secciones inferior y superior de esta asociación de facies.

Con los valores obtenidos para cada intervalo se calcularon las frecuencias porcentuales para construir los histogramas circulares (Fig. V.1). La sección inferior se muestra bimodal-bipolar, con moda N 255 y poca dispersión de datos. La sección superior es también bimodal-bipolar, con alta simetría hacia la moda N 305, pero esta última no está fuertemente marcada ya que la admixtura N 295 es bastante significativa y además en comparación con la sección inferior, la dispersión de datos es sensiblemente mayor.

V.3.1.2.- INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS

Sobre la base de lo expuesto por Hoffman (1967) y los ejemplos de ambientes actuales (Cf. Hoffman, 1976; Playford y Cockbain, 1976) en el sentido de que las bioconstrucciones son paralelas a las paleocorrientes que entran perpendicularmente a una costa, existe un comportamiento distinto de la sección inferior con respecto a la superior. Esto evidencia que ha existido un cambio en las direcciones de las paleocorrientes, lo cual puede implicar también un cambio en la posición de las líneas de costa. Partiendo de la base que la sección media se corresponde con un ambiente relativamente más profundo que el ambiente tidal que marca las bioconstrucciones, puede interpretarse este fenómeno de dos maneras.

El primero sigue un esquema de interpretación más clásico de tipo transgresión y regresión, que involucra una rotación en las direcciones de las paleocorrientes en un mismo punto. Quiere decir que en un primer momento, el mar ingresa al área continental con una dirección N 255, (sección inferior), sigue su avance dejando sedimentos más profundos (sección media) y cuando comienza a retirarse las paleocorrientes son N 300 (sección superior).

Una segunda posibilidad interpretativa involucra una migración longitudinal de la costa con un mar relativamente estático en el sentido transgresión-regresión. De modo tal que podría tratarse de dos costas laterales de una bahía. Por ejemplo mirando una bahía desde el mar en un mismo punto en sentido E-O, la sección inferior podría ser la costa sinistral con bioconstrucciones orientadas N 255. Si la línea de costa migra hacia el sur durante una subsidencia regional, esta costa es tapada por sedimentos más profundos de centro de bahía, hasta que comienza a aparecer la costa dextral con abultamientos estromatolíticos orientados N 300.

Obviamente, cualquiera de las dos interpretaciones debe ir acompañada de un análisis de formas estromatolíticas. Este tipo de análisis está aún en estado incipiente en la bibliografía específica del tema, ya que sólo existe en algunos pocos trabajos en ambientes actuales. Con el avance del conocimiento es de esperar que puedan existir futuras evidencias que colaboren a lograr una mejor interpretación. De todos modos en el capítulo VI se analizan algunas formas estromatolíticas, pero siempre desde un punto de vista de profundidad relativa (subtidal, intertidal, supratidal).

Sea cual fuese la corriente de interpretación, la línea de costa resultante estaría ubicada en sentido Norte-Sur.

Intervalo de clase	Bio asim n	Bio sim n	Bio tot n	Bio asim %	Bio sim %	Bio tot %	Sec inf n	Sec sup n	Sec inf %	Sec sup %
1 / 70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
71 - 80	-	1	1	-	14	4	1	-	14	-
81 / 110	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
111 - 120	-	1	1	-	14	4	-	1	-	5
121 - 130	-	1,5	1,5	-	21	6	-	1,5	-	8
131 / 250	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
251 - 260	4	1	5	21	14	19	5	-	71	-
261 - 270	1	-	1	5	-	4	1	-	14	-
271 - 280	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
281 - 290	1	-	1	5	-	4	-	1	-	5
291 - 300	5	1	6	26	14	23	-	6	-	32
301 - 310	7	1,5	8,5	37	21	33	-	8,5	-	45
311 - 320	1	-	1	5	-	4	-	1	-	5
321 / 360	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOTALES	19	7	26	99	98	101	7	19	99	100

Referencias: Bio= bioconstrucciones estromatolíticas
sim= simétricas
asim= asimétricas
tot= total
n= número de registros

Tabla V.1.- Ordenamiento estadístico de los datos de paleocorrientes de la Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas, agrupados en intervalos de clase de 10 grados.

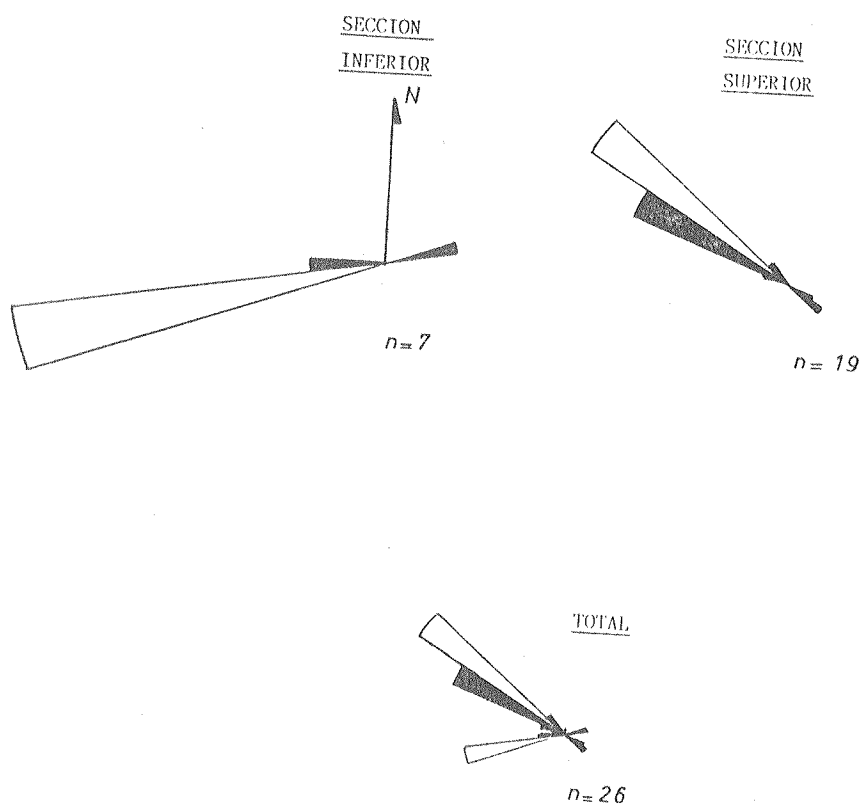


Fig. V.1.- Histogramas circulares de las paleocorrientes medidas en la Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas.

V.3.2.1.- ASOCIACION DE FACIES CUARCITICAS

En la Asociación de facies cuarcíticas se han registrado 71 medidas de paleocorrientes en 5 perfiles del Núcleo Septentrional y uno del Núcleo Austral (Tabla V.4).

Estos datos han sido discriminados en tres grupos: medidas bidireccionales, medidas unidireccionales y medidas generales (sumatoria de los grupos anteriores). Estos grupos a su vez, han sido divididos por tipo de estructura sedimentaria (p.e. ondulas simétricas, artesas) y por tipo de medición realizada (véase comentario anterior sobre medición de artesas).

En la tabla V.4 se han agrupado los 71 datos en intervalos de clase de 20 grados, desde 0 grado hasta 360 grados, de acuerdo a los grupos y estructuras arriba citados. Con esta base de datos se obtuvieron los porcentajes de frecuencia correspondientes, para confeccionar los distintos histogramas circulares (Fig. V.2).

Paralelamente, con los datos correspondientes a las mediciones bidireccionales (Tabla V.2) se aplicó el método de Curray (1956) y el de Steimetz (1962) con los datos de estructuras entrecruzadas (Tabla V.3).

Los histogramas circulares correspondientes a los registros bidireccionales, muestran en general una bimodalidad en las paleocorrientes NE-SO, con moda poco marcada y una desviación standar moderada. Tanto las ondulas como las artesas muestran un diseño de distribución bastante similar, aunque se observa que son las ondulas las que definen la moda a la hora de considerar las dos estructuras sedimentarias en conjunto. Consecuentemente, la orientación del eje resultante presenta según el método de Curray una bidirección N 31 - N 211, con una magnitud porcentual del 22%.

El conjunto de mediciones unidireccionales evidencian una distribución donde se destacan dos modas bien marcadas: una principal hacia el sur y una secundaria hacia el sudoeste. La principal tiene además una moda menor a 180 grados. La segunda moda está aproximadamente a 40 grados de la principal en dirección al sudoeste. Como se observa en los histogramas circulares por estructuras, esta última moda está marcada fundamentalmente por las ondulas, mientras que a la moda principal la conforman tanto las ondulas como las estructuras entrecruzadas.

De acuerdo por el método de Steimetz, la orientación del vector resultante no concuerda con la moda principal sino que se acerca más a la moda secundaria, dado que su valor es N 209. Esta falta de correlación entre ambos métodos de representación de paleocorrientes, posiblemente se debe a la menor cantidad de datos utilizados en el método de Steimetz (sólo 13 registros contra 40 en los histogramas circulares) y por otra parte, a que el Steimetz tiende a promediar en este caso, las modas señaladas en los histogramas circulares.

La magnitud del vector es de aproximadamente 14 grados, lo cual ubica estas estratificaciones entrecruzadas en las de mediano ángulo.

Finalmente cabe considerar a la totalidad de mediciones uni y bidireccionales en conjunto, en un tercer grupo denominado mediciones generales (Fig. V.2). El histograma general con los 71 datos de paleocorriente, muestra dos modas mayores, separadas una de otra por un ángulo de aproximadamente 40 grados. La moda más conspicua corresponde a la población de datos que apunta a N 190 grados, la cual es muy marcada y presenta una moda menor en dirección opuesta. Esta moda principal se ve también reflejada en todos los histogramas generales discriminados por estructuras (Fig. V.2). No ocurre lo mismo con la moda menor contrapuesta la cual sólo está presente en ondulas y artesas.

La segunda moda en importancia, está ubicada en N 230 y es acompañada por la admixtura contigua de N 250 casi con el mismo valor de frecuencia porcentual. Tal es así que si se suman estas dos admixturas se obtiene un

Inter- valo de clase	O N D U L A S				ENTRECRUZADAS				G E N E R A L E S									
	asimé- tricas		simé- tricas		total		artesas unidir. + entr.		artesas bidirec- cionales		total		unidi- reccio- nales		bidirec- cionales		totales	
	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%
1- 20	2	9	1	6	3	8	-	-	1,5	10	1,5	4,5	2	5	2,5	8	4,5	6
21- 40	-	-	0,5	3	0,5	1	1	5,5	1	7	2	6	1	2,5	1,5	5	2,5	3,5
41- 60	-	-	1,5	9,5	1,5	4	1	5,5	1,5	10	2,5	7,5	1	2,5	3	10	4	5
61- 80	-	-	1,5	9,5	1,5	4	-	-	1	7	1	3	-	-	2,5	8	2,5	3,5
81-100	-	-	0,5	3	0,5	1	-	-	1,5	10	1,5	4,5	-	-	2	6	2	3
101-120	-	-	1,5	9	1,5	4	-	-	0,5	3	0,5	1,5	-	-	2	6	2	3
121-140	-	-	0,5	3	0,5	1	-	-	-	-	-	-	-	-	0,5	2	0,5	0,5
141-160	-	-	0,5	3	0,5	1	-	-	0,5	3	0,5	1,5	-	-	1	3	1	1,5
161-180	-	-	0,5	3	0,5	1	4	22	-	-	4	12	4	10	0,5	2	4,5	6,5
181-200	7	32	1	6	8	21	5	28	1,5	10	6,5	19,5	12	30	2,5	8	14,5	20,5
201-220	1	5	0,5	3	1,5	4	1	5,5	1	7	2	6	2	5	1,5	5	3,5	5
221-240	3	14	1,5	9,5	4,5	12	2	11	1,5	10	3,5	10,5	5	12,5	3	10	8	11
241-260	4	18	1,5	9,5	5,5	15	1	5,5	1	7	2	6	5	12,5	2,5	8	7,5	10,5
261-280	1	5	0,5	3	1,5	4	1	5,5	1,5	10	2,5	7,5	2	5	2	6	4	5,5
281-300	-	-	1,5	9,5	1,5	4	-	-	0,5	3	0,5	1,5	-	-	2	6	2	3
301-320	-	-	0,5	3	0,5	1	1	5,5	-	-	1	3	1	2,5	0,5	2	1,5	2
321-340	3	14	0,5	3	3,5	9	-	-	0,5	3	0,5	1,5	3	7,5	1	3	4	5,5
341-360	1	5	0,5	3	1,5	4	1	5,5	-	-	1	3	2	5	0,5	2	2,5	3,5
TOTALES	22	102	16	99	38	99	18	99,5	15	100	18	99	40	100	31	100	71	99

Referencias: n= número de registros
entr.= estratificación entrecruzada indeterminada

Tabla V.4.- Ordenamiento estadístico de los datos de paleocorrientes de la Asociación de Facies Cuarcíticas, agrupados en intervalos de clase de 20 grados.

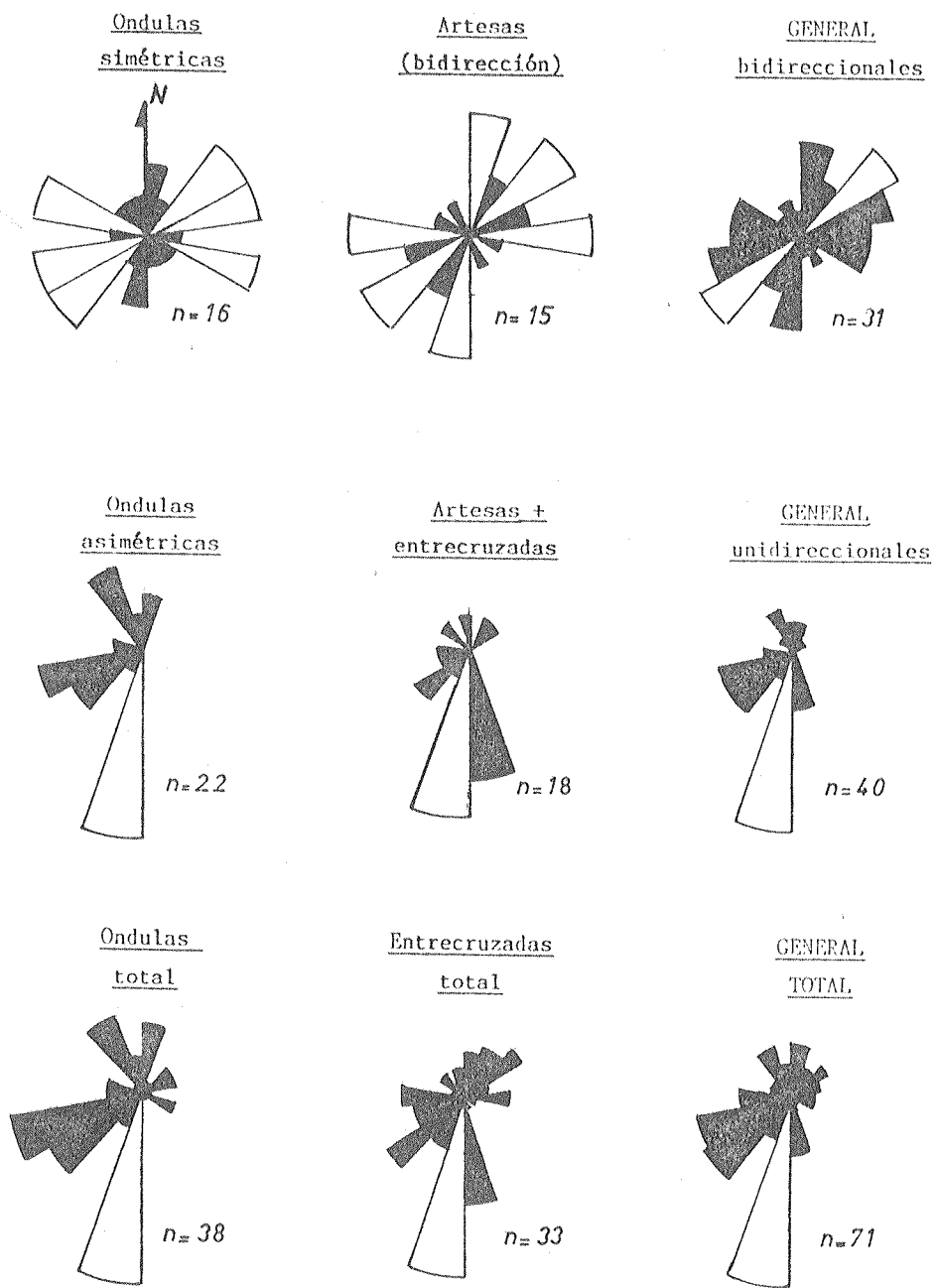


Fig. V.2.- Histogramas circulares de las paleocorrientes medidas en la Asociación de Facies Cuarcíticas.

2 θ	θ	N	N * cos 2 θ	N * sen 2 θ
20	10	5	+ 4,69	+ 1,71
60	30	3	+ 1,5	+ 2,598
100	50	6	- 1,04	+ 5,91
140	70	5	- 3,83	+ 3,214
180	90	4	- 4,0	0,0
220	110	4	- 3,064	- 2,572
260	130	1	- 1,74	- 0,985
300	190	2	+ 1,0	- 1,732
340	170	1	+ 0,940	- 0,342
			b= - 3,978	a= + 7,801

1.- Orientación

$$\theta = \frac{1}{2} \left(\text{arco tg. } \frac{a}{b} \right) = 31^{\circ} 30'$$

2.- Magnitud

$$r = \text{raiz cuadrada de } a^2 + b^2 = 6,71$$

3.- Magnitud porcentual

$$L\% = \frac{r}{\text{sumatoria N}} * 100 = 21,65\%$$

Tabla V.2.- Determinación de la resultante de las paleocorrientes a través de estructuras bidireccionales (Método de Curray, 1956), en la Asociación de Facies Cuarcíticas.

A	B	C	D	E	E * C	E * D	F
Rbz	Bz	sen A	cos A	cos B			sen B
314	14	-0,719	0,695	0,970	-0,697	0,674	0,242
280	9	-0,985	0,174	0,988	-0,973	0,172	0,156
260	6	-0,985	-0,174	0,994	-0,979	-0,173	0,104
162	12	0,309	-0,951	0,978	0,302	-0,930	0,208
167	9	0,225	-0,974	0,988	0,222	-0,962	0,156
55	20	0,819	0,574	0,940	0,770	0,740	0,342
189	11	-0,156	-0,988	0,982	-0,153	-0,969	0,191
235	12	-0,819	-0,574	0,978	-0,801	-0,563	0,208
194	10	-0,242	-0,970	0,985	-0,238	-0,955	0,174
174	17	0,104	-0,994	0,956	0,099	-0,950	0,292
202	18	-0,375	-0,927	0,951	-0,357	-0,882	0,309
193	18	-0,225	-0,874	0,951	-0,214	-0,926	0,309
225	25	-0,707	-0,707	0,906	-0,640	-0,640	0,423
N= 13				T ==>	-3,659	-6,364	3,114
					a=-0,281	b=-0,498	c= 0,239
				² T ==>	13,388	40,50	9,697
		² R = 63,585					
		R = 7,974					
		N - R = 5,026					

1.- Orientación

$$A = \arctg \frac{a}{b} = 209^{\circ} 25'$$

2.- Magnitud

$$D = \arcsen c = 13^{\circ} 52'$$

3.- Radio del círculo de confianza (para una precisión del 95%)

$$Ra = \arccos \theta = 27^{\circ} 05'$$

Tabla V.3.- Determinación de la paleocorriente resultante a partir de estructuras entrecruzadas (Método de Steinmetz, 1962), en la Asociación de Facies Cuarcíticas.

resultado (21,5 %) cercano a la suma de la moda principal N 190 con su admixtura contigua más alta N 170 (27,0 %).

Esta población de paleocorrientes orientadas hacia el sudoeste tiene una moda contrapuesta de muy escasa magnitud, la cual está dada fundamentalmente por las artesas.

V.3.2.2.- INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS

Del análisis global de los resultados surgen las evidencias que conducen a establecer dos poblaciones de paleocorrientes bien marcadas. La primera y principal es la ubicada en el eje N-S, de tipo bimodal-bipolar con una fuerte asimetría hacia el Sur. La otra población es NE-SO, también bimodal-bipolar con fuerte asimetría hacia el sudoeste. De tal manera, que se está en presencia de dos vectores de paleocorrientes, uno más conspicuo que el otro, los cuales presentan una pequeña proporción de paleocorrientes en sentido inverso. Partiendo del supuesto, como se verá más adelante, que estas sedimentitas cuarcíticas muy maduras se corresponden con un ambiente costero de mar abierto, este esquema de distribución de paleocorrientes podría ser comparado con aquellos que marcan una corriente de entrada y salida perpendicular a la costa y una corriente longitudinal u oblicua a la línea litoral.

Existen aquí dos posibilidades a tener en cuenta a la hora de realizar interpretaciones. La primera, es que la paleocorriente N 190 sea de entrada normal a la costa y la N 240 se corresponda con una paleocorriente longitudinal; y la segunda alternativa es que se intercambien esos valores.

La primera posibilidad parece ser la más firme, ya que la paleocorriente principal hacia el sur podría ser la perpendicular a la costa, por poseer mayor número de registros (esto siempre y cuando se piense que es más significativo el transporte de sedimentos normal a la costa, que el de migración longitudinal a través de ella).

Si se acepta esta línea de razonamiento cabe discernir, en este caso, cual es la dirección de entrada y cual la de salida. En los últimos años se ha discutido (Klein, 1977; Johnson, 1978; Levell, 1980) la distribución de paleocorrientes en ambientes costeros, la cual considera clásicamente un diseño bimodal-bipolar con modas a 180 grados, bastante simétrico (Cf. Klein, 1969). Esto señala que las corrientes de marea y oleaje que entran y salen perpendiculares a la costa, construyen estructuras sedimentarias direccionales con similar intensidad.

Sin embargo se han encontrado diseños unimodales pendiente arriba, del mar al continente (Johnson, 1977; Levell, 1980) y también diseños intermedios que muestran bipolaridad-bimodalidad a 180 grados pero con fuerte asimetría en la paleocorriente hacia el continente. Esta mayor frecuencia porcentual pendiente arriba, puede estar causada por diversos mecanismos, como por ejemplo un régimen tidal asimétrico (Driese et al, 1981), con transporte de sedimentos mayoritariamente en dirección a la corriente de inundación (Caston, 1972; Johnson, 1978; Levell, 1980), o un refuerzo de la corriente de entrada con paleocorrientes producidas por tormentas (Swett et al, 1971; Johnson, 1978; Levell, 1980).

La paleocorriente hacia el sudoeste puede ser interpretada como corrientes litorales oblicuas o longitudinales a la costa, o bien como producto de tormentas con dirección de paleovientos predominantes en ese sentido.

Finalmente cabe señalar que la paleocorriente principal N 190 es coincidente con la determinada por Teruggi (1964), quien señaló un registro

para Olavarria de N 189. Sin embargo, existe una diferencia de interpretación en cuanto a la ubicación del área positiva ya que este autor situó la ribera en posición septentrional. Esto se debe a que en oportunidad de realizar el trabajo y tal como lo señaló el propio autor, había un acuerdo general entre los distintos investigadores, en que las paleocorrientes indican la paleopendiente regional del fondo subaéreo sobre el cual se depositaron los materiales. Como se señaló más arriba, en la actualidad se afirma que en ambientes litorales marinos la paleopendiente es contraria al sentido de la paleocorriente más conspicua (Cf. Klein, 1969; Caston, 1972; Johnson, 1977, 1978; Levell, 1980; Driese et al, 1981). De modo tal que los vectores de paleocorrientes apuntan hacia el área positiva. En consecuencia, ésta estaba ubicada en posición austral con respecto a la cuenca.

Esta suposición es válida, siempre y cuando se considere a la N 190 como la normal a la costa y la N 240 como una corriente longitudinal u oblicua a la línea de costa.

CAPITULO VI

Estromatolitos

VI.1.- INTRODUCCION

La Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas presentan abundantes estructuras organosedimentarias de tipo estromatolíticas, en sus dolomías. No sólo existe una gran cantidad de estromatolitos, sino que también se observa gran diversidad de grupos y formas.

Estos estromatolitos han sido reconocidos como tal a partir de González Bonorino (1954), quien asignó a los "arcos concéntricos, tipo mamelonares o botroidales" que conforman estas dolomías, como típicos de asociaciones algales calcáreas. Con anterioridad habían sido descritos (Nágera, 1919) algunos caracteres morfológicos propios de los estromatolitos, como ser "ondulaciones anticlinales o monoclinales" de pequeña escala, con "estratificación ondulada" y "aspecto de pilas o meniscos cóncavos". Sin embargo Nágera, no estableció una génesis bioconstructora para estas estructuras.

Fue Borrello (1966) el primer autor que clasificó algunas de estas formas estromatolíticas. De acuerdo a la terminología y a los criterios taxonómicos que se usaban en aquella época, reconoció en las dolomías los grupos Collenia y Cryptozoon. Más adelante Cuerda (1972) dividió a los ejemplares presentes de Cryptozoon en tipo "A" y "B". Amos et al (1972) y Amos (1974), refiriéndose a los estromatolitos de Olavarría, propuso una edad precámbrica para éstos y dedujo además, que se formaron en un ambiente intercotidal, de un mar de salinidad normal a alta.

En este capítulo se señalarán brevemente algunas consideraciones generales sobre estromatolitos y se describirán los grupos y formas encontrados en esta Asociación de facies dolomíticas y pelíticas. Por otra parte se caracterizarán los ciclos estromatolíticos que ellos conforman y se interpretarán los distintos subambientes sedimentarios en los cuales se desarrollaron.

Por último, cabe destacar la importancia que tienen los estromatolitos en bioestratigrafía y correlación estratigráfica de sedimentitas precámbricas, a nivel regional e intercontinental. En esos tiempos las colonias de algas de unicelulares verde-azuladas (cianofitas) y bacterias, que originaban estromatolitos, tenían un desarrollo muy pronunciado. Su actividad se extendía a lo largo de fajas litorales marinas, ocupando incluso zonas subtidales que hoy no podrían habitar por la presencia de organismos pastadores ("grazing"), que en aquellos tiempos no existían (Garret, 1970). En consecuencia, la ausencia de predadores en el Precámbrico, favoreció enormemente la actividad algal, por lo cual hoy nos encontramos con grandes depósitos calcáreos portadores de estromatolitos, desde el Apehiano al Vendiano, pasando por los tres tiempos del Ripheano.

VI.2.- GENERALIDADES

El término "estromatolito" fue creado originalmente por Kalkovsky (1908, fide Hofmann 1969) refiriéndose a estructuras con laminación fina, más o menos planas, presentes en estratos calcáreos del Triásico de Buntsandstein, en el norte de Alemania. Este autor sugirió que la formación de estas estructuras estuvo relacionada con la actividad de plantas inferiores. Además, propuso la palabra "estromatoide" para designar a los individuos que conforman las estructuras estromatolíticas.

En la actualidad los estromatolitos se definen como: estructuras organosedimentarias producidas por atrapamiento, construcción y/o precipi-

tación de sedimentos, como un resultado del desarrollo y actividad metabólica de microorganismos, principalmente de algas cianofíceas (Awramik y Margulis, modificado por Walter, 1976).

El concepto de que en la formación de estromatolitos la actividad algal juega un papel preponderante, ya había sido expuesto por Walcott (1914, fide Hofmann 1969) y posteriormente confirmado por diversos autores que estudiaron estromatolitos en ambientes actuales. En la figura VI.1, se puede observar el mecanismo de desarrollo de estas estructuras, a partir del establecimiento de algas en un medio propicio.

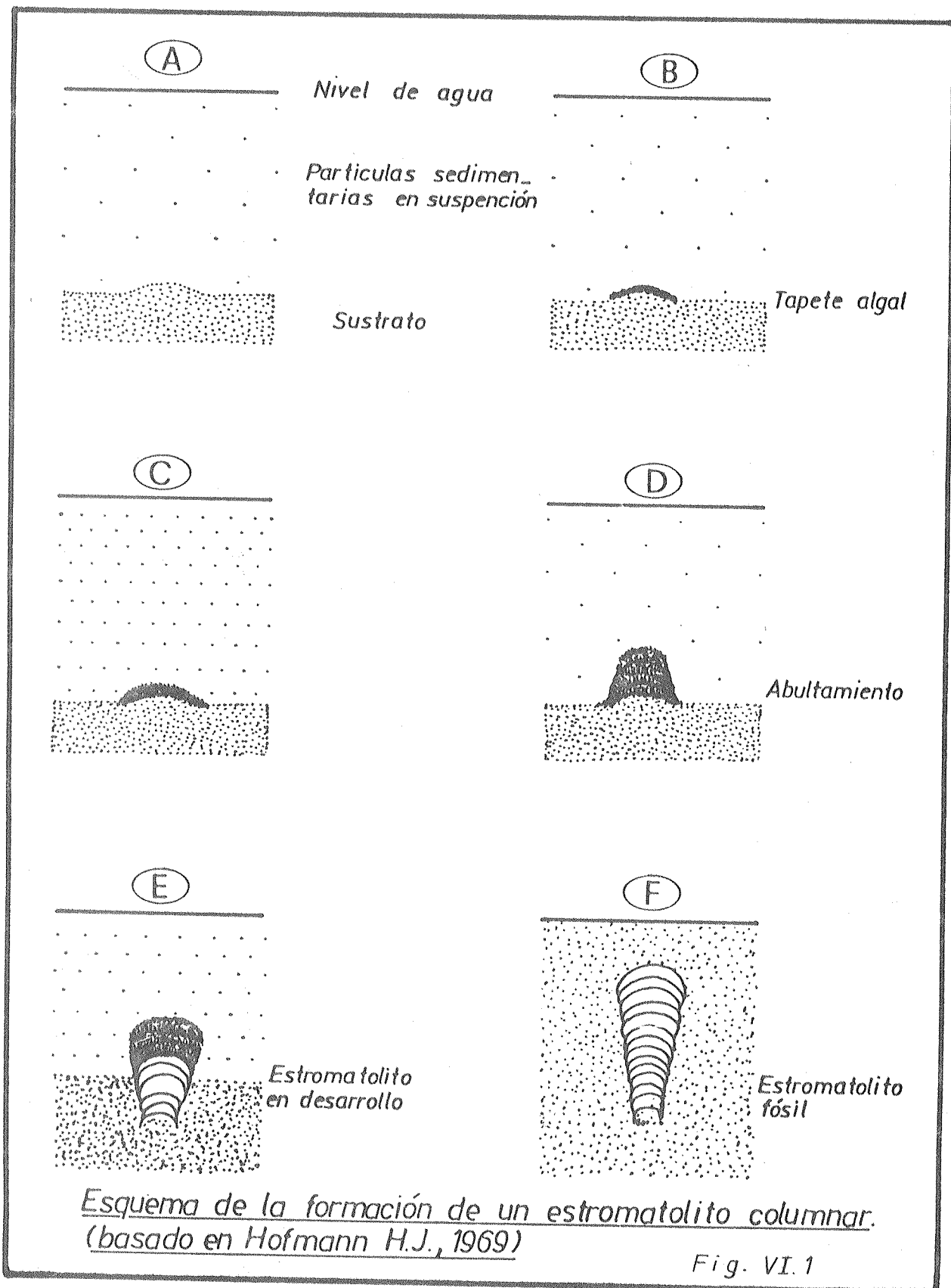
Bajo una lámina de agua que posee partículas sedimentarias dispersas en su seno, se produce la colonización de algas en un resalto del sustrato. Estas se desarrollan rápidamente y forman un tapete algal (Fig. VI.1 A y B), el cual a través de la fotosíntesis provoca una disminución en la presión de CO₂ del agua, favoreciendo la precipitación de carbonatos. En determinado momento, se produce en el ambiente una saturación de partículas sedimentarias (Fig. VI.1 C), que precipitan sobre el sustrato y las colonias algales. Estas poseen en su superficie externa una sustancia mucilagínosa que atrapa los granos y los fija contra sí, formando una capa delgada de carácter inorgánico. Sucesivos periodos de tapetes algales y atrapamiento de sedimentos, determinan un ambulamiento (Fig. VI.1 D) que resaltan notoriamente de la base de sedimentos. La acumulación sobre el sustrato es escasa, dado que al no estar las partículas fijadas en él, han sido removidas.

En la medida que transcurre el tiempo, se produce una mayor evolución de la columna estromatolítica, con una consiguiente compactación y un enterramiento parcial de la estructura (Fig. VI.1 E). Al cesar el desarrollo algal, puede ocurrir que el estromatolito sea cubierto totalmente por sedimentos y se produzca una litificación, con descomposición de la materia orgánica (Fig. VI.1 F). Generalmente, las láminas que conforman el estromatolito fósil, presentan dos partes: una de colores claros que representa a los sedimentos atrapados (laminilla inorgánica), y una más delgada y de color oscuro, que refleja la descomposición de materia orgánica (laminilla orgánica).

Cabe destacar que la estimulación de la luz, la cual controla el metabolismo algal, juega un papel esencial en el desarrollo de los estromatolitos. Esto hace que se produzca la formación de láminas con una frecuencia diaria, tal como ocurre en la actualidad, en Bahamas por ejemplo, en donde la lámina orgánica se forma durante el día y la inorgánica en la noche (Monty, 1965, 1967). También en oncolitos generados en Bermudas, Gebelin (1969) describió capas diarias de aproximadamente 1 mm de espesor, en estromatolitos subtidales. Es importante el subambiente en donde se desarrollan estas estructuras, dado que en una zona intertidal, cabría esperar la formación de dos juegos de láminas diarias, por la influencia de la marea, ya que durante la entrada de la corriente se produce un incremento de partículas detríticas que invaden la colonia algal, (Cf. Panella, 1976).

De manera muy general y sobre la base de su fisonomía, se pueden dividir los estromatolitos en: estratiformes, columnares y nodulares. Pero, si bien existen estas diferentes morfologías, todos tienen similar mecanismo de gestación. La diversidad de formas obedece fundamentalmente a factores biológicos y ambientales.

Si detenemos el crecimiento de los estromatolitos en un determinado punto del tiempo, podremos observar lo que Hofmann (1969) ha denominado "perfil sinóptico" (Fig. VI.2). Este representa a la interfase activa, en ese momento en particular, entre los sedimentos y las algas por debajo, y el agua con partículas en suspensión por arriba.



VI.3.- METODOLOGIA DE ESTUDIO

Para llevar a cabo el estudio de los estromatolitos de Sierras Bayas se realizaron tareas de campo, de laboratorio y de gabinete.

VI.3.1.- TAREAS DE CAMPO

La metodología de campo empleada, requirió en un principio realizar un examen detallado de estas estructuras organosedimentarias en su lugar de yacencia. Se obtuvieron datos de litología, espesor, geometría y variaciones laterales de los bancos portadores de estromatolitos. Con respecto a estos últimos, se observó su morfología y distribución, y sus posibles variaciones verticales y laterales. Sobre la base de estas observaciones, se seleccionó el material a muestrear.

Generalmente, las muestras deben contener varias columnas estromatolíticas y su tamaño depende del diámetro de éstas. Es recomendable, que la roca esté elongada en el sentido de crecimiento de las columnas.

En el caso de los estromatolitos bulbosos de tamaño considerable, o cuando los columnares presentaron variaciones morfológicas laterales y/o verticales, se recolectaron dos o tres muestras por banco y se ubicó su lugar de extracción en un croquis de la estructura general, tratando de conservar las proporciones. La fotografía resultó en estos casos, de gran utilidad. Otra técnica utilizada, fue la de calcar en un papel transparente la silueta del estromatolito y la forma general de sus láminas, para luego en gabinete reducirlas mediante fotocopiado.

VI.3.2.- TAREAS DE LABORATORIO

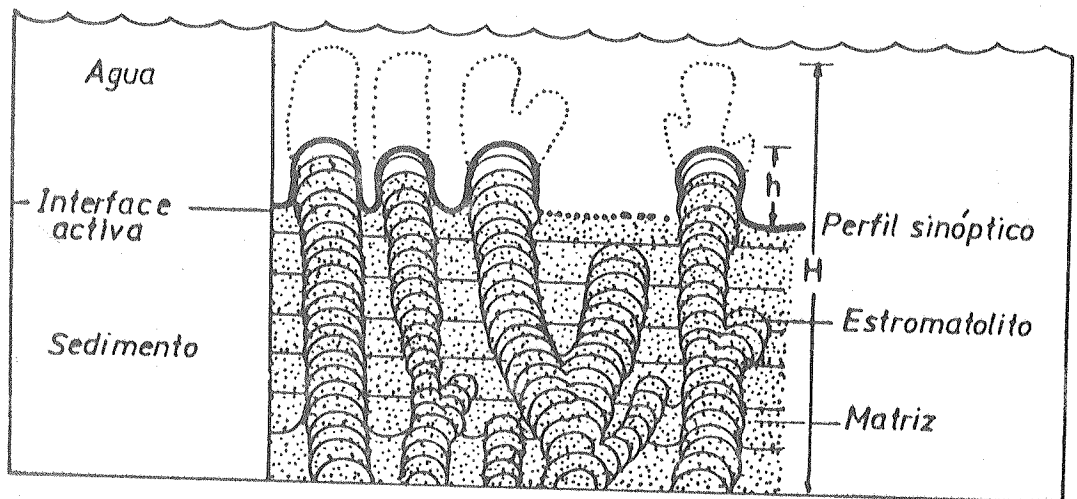
Las muestras recolectadas en el campo fueron tratadas en laboratorio a través de dos metodologías: 1) Placas seriadas y 2) Cortes delgados.

VI.3.2.1.- PLACAS SERIADAS

Los estromatolitos presentan ciertos rasgos que no son bien distinguibles en secciones planares. Por esta razón, se han ideado una serie de técnicas tendientes a lograr una visualización tridimensional de la estructura. El método más utilizado es el descrito por Krylov (1963) y Walter (1972, fide Preis, 1976), basado en la obtención de placas seriadas, por intermedio de sucesivos cortes de las rocas.

En este trabajo se ha seguido esta técnica, la cual consiste en cortar la muestra y representar la estructura de la siguiente manera:

- 1.- Efectuar un corte "horizontal" en la base de la muestra, paralelo a la orientación de las láminas (cara basal).
- 2.- Realizar dos cortes más: el primero, siguiendo una cara



h = relieve de la lámina

H = altura del estromatolito

Fig. VI.2.- Posición del perfil sinóptico en la interface agua-sedimento, durante la formación de los estromatolitos (tomado de Hofmann, 1969).

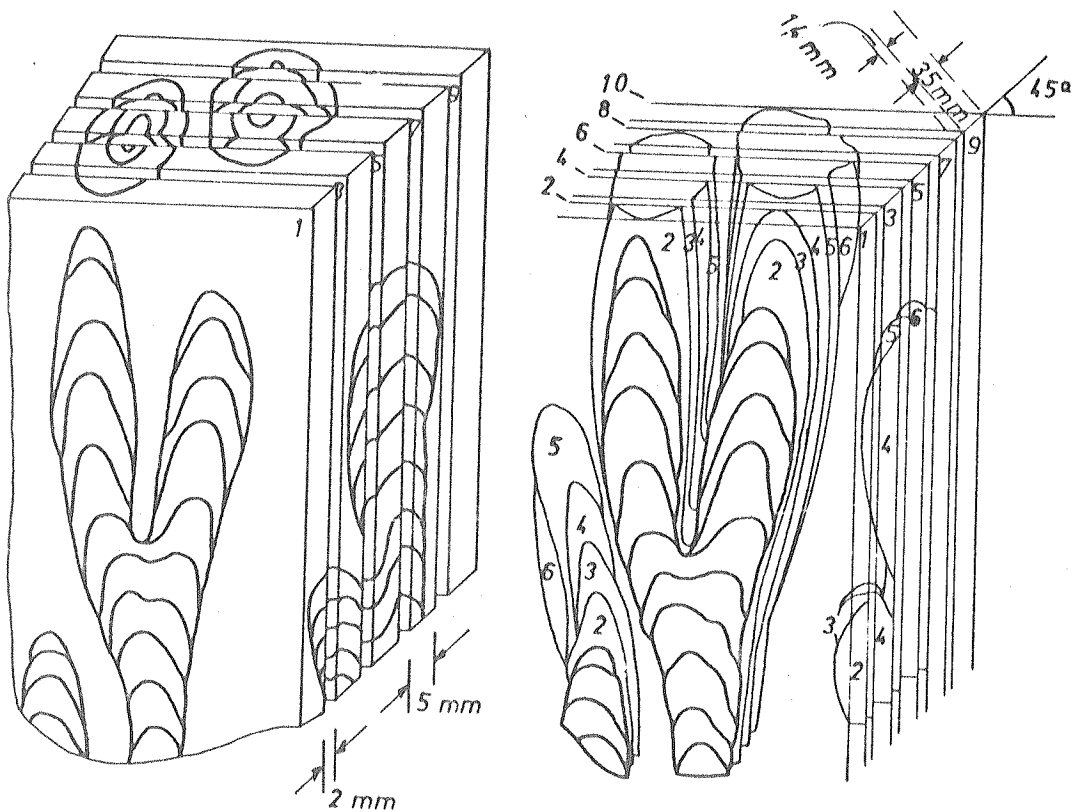


Fig. VI.3.- Obtención de las siluetas estromatolíticas a partir de placas seriadas (tomado de Freiss, 1976).

"lateral" (normal a la cara basal), y el otro, en el "techo" de la muestra a 90 grados del anterior.

3.- Cortar la roca en forma perpendicular a la cara "lateral", de modo tal de obtener placas de 5 o 6 mm de espesor. La separación entre placas contiguas dependerá del grosor del disco utilizado, aunque en general se desgastan 2 mm.

4.- Se numeran las caras de las placas y se delínean con un lápiz las columnas, sobre las superficies aún mojadas.

5.- Las líneas trazadas sobre las placas seriadas, se representan en forma de block diagrama (Fig. VI.3). Para ésto se requiere un papel milimetrado, en donde se grafica la configuración estromatolítica. Normalmente se toma para el dibujo, un ángulo de perspectiva de 45 grados. De la superficie nro. 1 se toma la silueta de la columna y las láminas, mientras que de las caras subsiguientes, sólo se dibuja la silueta.

Otra forma de reconstrucción que se ha tenido en cuenta, ha sido la propuesta por Hofmann (1976) basada también en placas seriadas, pero distinta en su representación. Este método será descripto oportunamente, en tareas de gabinete.

VI.3.2.2.- CORTES DELGADOS

Los cortes petrográficos convencionales poseen generalmente 30 micrones de espesor. Pero, para el estudio microscópico de estromatolitos, fue necesario que la lámina delgada de roca tenga de 40 a 60 micrones de grosor (Cf. Bertrand-Sarfati, 1976). De este modo se obtiene un mayor contraste que permite resaltar diferentes caracteres estructurales y texturales.

La examinación microscópica permitió identificar ciertos aspectos de gran utilidad para la ubicación taxonómica de un estromatolito. Entre ellos se destacan atributos geométricos de las láminas, detalles de los márgenes de las columnas y la microestructura.

VI.3.3.- TAREAS DE GABINETE. TECNICA DE REPRESENTACION GRAFICA

En el gabinete se realizaron las representaciones gráficas tridimensionales, a partir de los datos brindados por las placas seriadas, de acuerdo a la metodología de Hofmann (1976b).

Cabe señalar que los primeros trabajos sobre estas estructuras biogénicas, trataron de graficar los estromatolitos mediante un dibujo acompañado de una descripción. Más adelante la fotografía brindó un nuevo elemento de ilustración. Pero fue toda una innovación en materia de representación, la introducida por Krylov (1959, modificada por Rabeen 1969, fide Hofmann, 1976b), quienes describieron la técnica de reconstrucción de estromatolitos con placas seriadas (ver VI.3.2.1).

Con posterioridad, Hofmann (1973) comprobó que este proceso de graficación posee cierta subjetividad, razón por la cual propuso (Hofmann, 1976b) un método más objetivo y preciso. Razón por la cual, en este trabajo se ha optado por esta última técnica de representación.

La diferencia fundamental con la anterior metodología, radica en la

forma de construir la imagen del estromatolito. Esta se obtiene por dos juegos de líneas: unas verticales, que surgen de las siluetas de las placas seriadas, y unas horizontales, que reflejan curvas de igual altura morfológica.

De esta manera, la superficie de la columna queda convertida en un enrejado, cuyas líneas y puntos de intersección, están ubicados con precisión. Además, produce al ser observado, un efecto de sombreado más objetivo. Por otra parte, se puede puntear la figura, para resaltar ese sombreado.

Luego de obtener las placas seriadas, tal como se señaló anteriormente, se calcaron en papel vegetal las siluetas estromatolíticas ("calcos"). Fue conveniente mojar las placas para ver mejor la estructura.

Posteriormente se siguió la técnica de Hofmann, la cual presenta los siguientes pasos:

1.- Sujetar una hoja de papel milimetrado a un tablero de dibujo, la que va a actuar como "grilla de control" para la reconstrucción de la estructura.

2.- Tomar una hoja de papel vegetal más grande que la hoja milimetrada. Esta es la "hoja de trabajo".

3.- Poner la "hoja de trabajo" sobre la "grilla de control" y fijarla al tablero en las dos esquinas superiores (Fig. VI.4). De esta manera se pueden colocar los "calcos" entre ambas hojas.

4.- Sobre la "hoja de trabajo" se marca el punto de origen de la proyección (punto de intersección de los ejes "x" y "z").

5.- A partir de ese punto y con una perspectiva de 45 grados, se traza una línea correspondiente al eje "y". Este va a unir los denominados "puntos de referencia" de las sucesivas placas. La distancia entre puntos consecutivos debe ser la real a escala y multiplicada por el coseno de 45 grados (0,7).

6.- Se coloca el primer "calco" entre la "grilla de control" y la "hoja de trabajo" cuidando de que el punto de referencia coincida con el origen y los ejes "x" y "z" con la grilla.

7.- Se copia el "calco" en la "hoja de trabajo", y se marcan los puntos de intersección de la silueta con líneas horizontales equidistantes.

8.- Se reemplaza el primer "calco" por el siguiente, ubicándolo en el punto de referencia correspondiente (punto 2), y con los ejes de coordenadas coincidentes con la grilla. Se copia la información sobre la "hoja de trabajo", y se marcan los puntos de intersección homólogos a los señalados en el calco anterior. Se realiza el mismo procedimiento con el resto de los calcos.

9.- Se unen los puntos de intersección homólogos, obteniéndose así, líneas de isonivel morfológico.

10.- Si fuese necesario, se pueden interpolar perfiles suplementarios entre los ya trazados. Estos pueden ser uno o dos, dependiendo del espesor de la placa.

VI.4.- CLASIFICACION

Las características morfológicas de los estromatolitos posibilitan su sistematización, a través de una clasificación. Vale decir, que poseen rasgos diagnósticos, que permiten dividir y agrupar a estas estructuras en categorías.

Antes de detallar cual fue la metodología de clasificación utilizada, es conveniente efectuar algunas consideraciones sobre el tema.

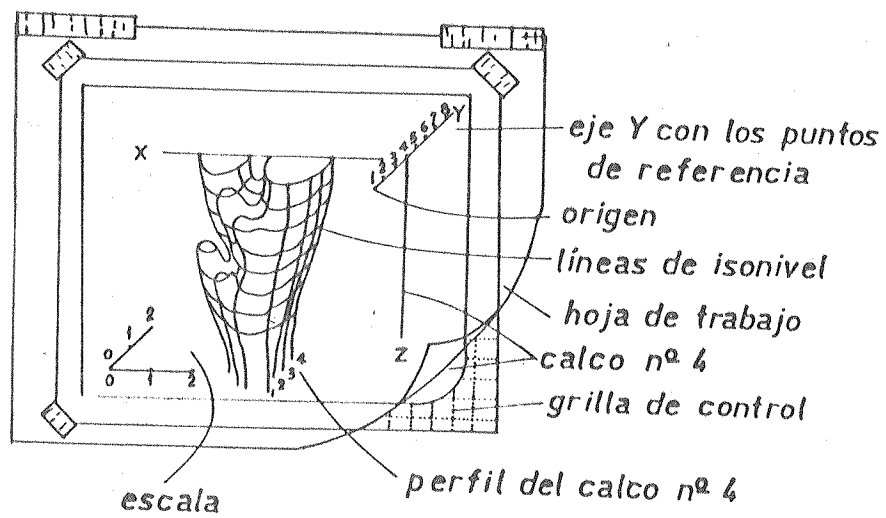


Fig. VI.4.- Ubicación de los elementos a utilizar para la representación tridimensional de la morfología de los estromatolitos (tomado de Hofmann, 1976b).

Hasta la actualidad, se han enunciado numerosas clasificaciones, pero aún no existe un común acuerdo en la conveniencia de alguna de ellas. Hay varias razones por las cuales ninguna satisface totalmente a la mayoría de los geólogos. Una de éstas, es que como existe una gran variedad morfológica, no hay un consenso sobre que características diagnósticas deben ser usadas. Otra causa, radica en que frecuentemente, las investigaciones de estromatolitos han sido, geográficamente y estratigráficamente, locales. De modo tal, que cada autor puso especial énfasis en aquella característica distintiva de los ejemplares que estaba estudiando. Por otra parte, la influencia de los organismos algales en la forma del estromatolito, es importante para algunos y muy discutida para otros.

Los distintos esquemas de clasificación propuestos en la literatura geológica sobre estromatolitos, pueden ser nucleados en tres grupos, de acuerdo a consideraciones genéticas. En principio están los correspondientes a aquellos autores que piensan que los estromatolitos no responden ni a la morfología de los organismos que le dieron origen, ni a las condiciones ambientales reinantes en el momento de su formación. Estos autores (Vologdin, 1962; Korde, 1950; fide Hofmann, 1969), rechazan el uso de las clasificaciones de estromatolitos, y sólo describen y clasifican algas.

Otro grupo, responde a aquellos investigadores que opinan que la forma del estromatolito guarda una relación directa con el ambiente de deposición. O sea, que bajo distintas condiciones ambientales, una misma asociación algal, construye formas estromatolíticas diferentes, y viceversa (Logan et al, 1964). En consecuencia, estos autores sostienen que los estromatolitos son indicadores paleoambientales, y no cronológicos. Asimismo recomiendan la no utilización de la nomenclatura "Lineana", ya que no se trata de organismos clasificables en géneros y especies. Por lo tanto, se han propuesto diversas y muy variadas terminologías (Cloud, 1942; Korolyuk, 1960; Maslov, 1960; Donaldson, 1963; Logan et. al., 1964; Hofmann, 1969; fide Hofmann, 1969).

Por último, un tercer grupo reconoce que si bien los factores ambientales influyen en la configuración del estromatolito, éstos sirven también para realizar bioestratigrafía. Esta consideración se basa, en que se han encontrado en distintas regiones del mundo, una misma secuencia vertical de tipos morfológicos. Varios autores rusos (Cf. Semikhatov, 1976), han citado un mismo orden de superposición de las diferentes morfologías, en distintas áreas del Precámbrico soviético.

Con respecto a la denominación de los estromatolitos, originariamente se utilizó la nomenclatura "Lineana" (por ejemplo: *Archaeozoon acadensis*, Matthew, 1890). Posteriormente, al comprobarse que la forma del estromatolito no se corresponde con la de las algas que le dieron origen, se propusieron otras terminologías. Así es como Cloud (1942, fide Hofmann, 1969) y Hofmann (1969) consideraron que se pueden utilizar nombres en latín, o incluso en forma binominal, pero que ellos no deben poseer connotaciones paleontológicas. Maslov (1960) también usó nombres en latín, pero de modo polinomial, mientras que Donaldson (1963) recomendó la denominación uninominal.

Otra variante fue propuesta por Logan et al (1964) quienes formularon un lenguaje basado en letras iniciales. Por ejemplo, LLH ("Laterally linked hemispheroids") para los estromatolitos unidos lateralmente, SH ("Stacked hemispheroids") para los columnares o bulbosos no continuos, y SS ("Spheroidal Structures") para los oncolitos.

También se han ideado sistemas con figuras, números y letras, como el de Korolyuk (1960), quien combinó números romanos y árabigos (II-3, I-2, etc.).

Sin embargo, Krylov (1976) sostuvo que dado que los estromatolitos tienen una caracterización bioestratigráfica, debería aplicárseles una terminología "Lineana", e incluso regirse por códigos paleontológicos. Para

lo cual recomienda el I.C.B.N. ("International Code of Botanical Nomenclature"), muy utilizado en Europa para los estromatolitos. Asimismo aclara, que la naturaleza compleja de los estromatolitos, en cuanto que son originados por un conjunto de algas y no por una sola especie algal, no es un obstáculo para utilizar esta nomenclatura, ya que es aplicada en varias disciplinas no paleontológicas. Por ejemplo en anatomía (Musculus biceps), en química (Oleum ricini).

VI.4.1.- MATERIAL A CLASIFICAR

Cuando se clasifica una forma estromatolítica, se debe definir en principio, cual es la escala que se está considerando, ya que se puede tratar de un bioherma, una columna, o una muestra de mano. Vale decir, que una de las principales dificultades en la sistemática de estromatolitos, cuando se efectúa un estudio de laboratorio, es la inevitable naturaleza fragmentaria del material. Por ejemplo, si se tiene un estromatolito columnar como el de la figura VI.5, de acuerdo a la parte que se observe, se obtendrán resultados muy dispares. Si se analiza todo el estromatolito, o los fragmentos B o C, se determina un grupo columnar ramificado. En cambio, con los A, D y E, se clasifica un columnar no ramificado.

Consecuentemente, ocurre lo mismo cuando se evalúa un bioherma que presenta distintas formas estromatolíticas (Fig. VI.6). Ante esta situación, Krylov (1976) sugirió que cada variedad morfológica dentro de un bioherma o una columna, debe ser clasificada, puesto que cada una de ellas posee un significado ambiental preciso. Es importante además, tal como se señaló oportunamente, realizar un dibujo del afloramiento, o tomar una fotografía, y marcar en él la posición de donde se extrajeron las muestras de mano con las variedades morfológicas a clasificar.

En los últimos años se ha reafirmado la tendencia a clasificar a los estromatolitos a través de dos escalas de trabajo. En primer lugar, la morfología general (geometría, estilo de ramificación, etc.) define el grupo, y posteriormente el análisis microscópico permite ubicar la forma en base a su microestructura (Cf. Bertrand-Sarfati y Walter, 1981; Trompette, 1982; Zhang Yun y Hofmann, 1982).

En este trabajo se ha optado por este criterio de clasificación y se ha utilizado la denominación "Lineana", la cual debe ser tomada como tentativa hasta que se unifiquen criterios en el orden internacional y se den a conocer pautas estadísticas (Cf. Bertrand-Sarfati y Walter, 1981; Zhang Yun y Hofmann, 1982).

VI.5.- LOS ESTROMATOLITOS DE LA ASOCIACION DE FACIES DOLOMITICAS Y PELITICAS

Los abundantes estromatolitos que conforman la Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas han sido estudiados aquí a cuatro escalas distintas: megaescala, mesoescala, pequeña escala y microescala.

La megaescala se refiere a las características que presentan los estratos que contienen estromatolitos y que ya han sido descritas en el capítulo de facies sedimentarias. Por ejemplo, si se trata de biohermas o bioestromas, tabulares, dómicos, etc.

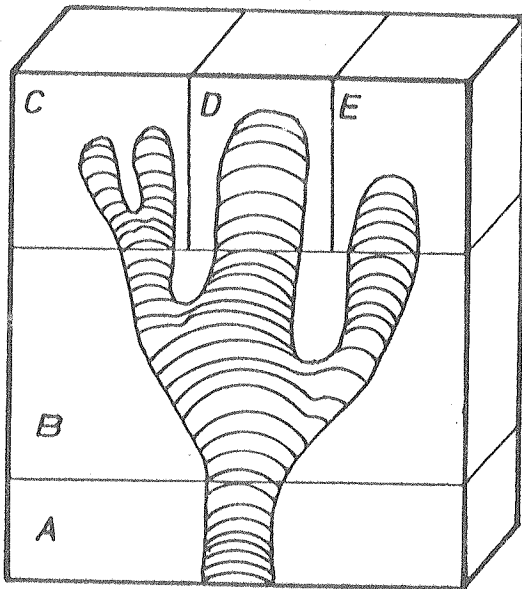
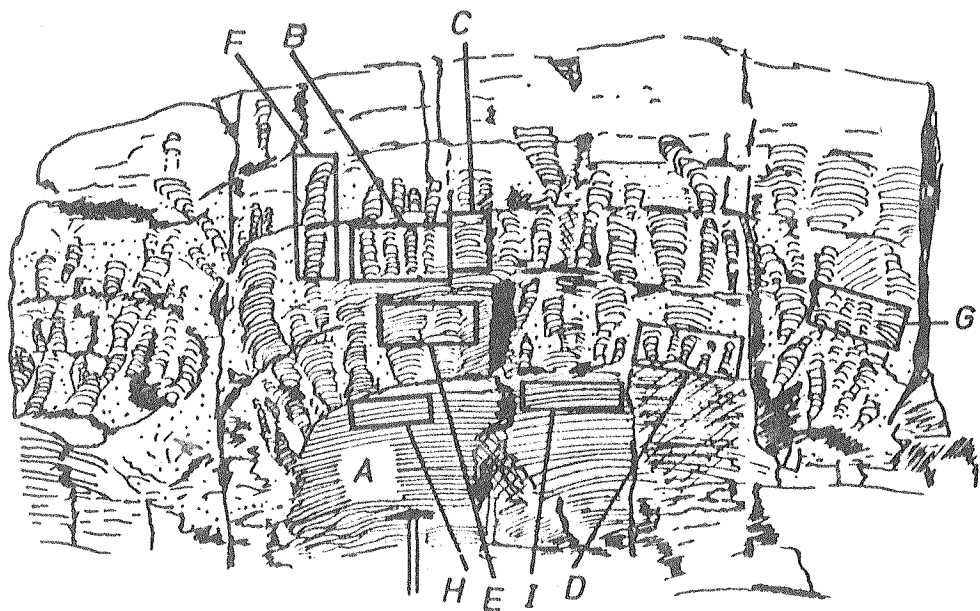


Fig.VI.5.- Distintas clasificaciones a partir de un mismo estromatolito (ver texto).



- A = Collenia
- B,C,D,E = Kussiella
- F = Collumnacollenia
- G = Omachtenia
- H,I = Stratifera

Fig. VI.6.- Distintas clasificaciones de estromatolitos a partir de una misma bioconstrucción (tomado de Krylov, 1976).

A mesoescala se aprecia el tipo de distribución que adoptan los estromatolitos dentro del bioherma o bioestroma. Fundamentalmente, cuando hay más de una clase de estromatolitos, se observan los "ciclos estromatolíticos" (Serebryakov, 1976).

La pequeña escala involucra la morfología de cada estromatolito, con la cual se determina el grupo estromatolítico. Mientras que la microescala, se refiere a la observación microscópica, la que permite identificar la forma.

VI.5.1.- CICLOS ESTROMATOLITICOS

Los estratos estromatolíticos pueden estar conformados por un solo grupo estromatolítico o por varios de ellos ordenados verticalmente, de manera particular. En consecuencia existen dos tipos de cuerpos, los monoestromatolíticos y los que contiene ciclos estromatolíticos.

Los primeros se forman en ambientes que mantienen estables sus condiciones físico-químicas y biológicas, a lo largo de todo el periodo de tiempo en el que se desarrolla el bioherma o bioestroma.

En contraposición, los ciclos estromatolíticos evidencian cambios esencialmente paleoambientales en el transcurso de la bioconstrucción del cuerpo. Generalmente se encuentran asociados a fenómenos de somerización o de profundización. Por otra parte, algunos biohermas muestran ciclicidad lateral con el reemplazo en sus bordes de un grupo por otro, a causa de condiciones hidrodinámicas distintas.

Hay dos causas principales que llevan a pensar en que la variabilidad de los estromatolitos se debe más a cambios ambientales que biológicos (Serebryakov, 1976). La primera se refiere al hecho de que la variabilidad intrabiohermal sigue el mismo camino a partir de distintos grupos taxonómicos.

En la plataforma siberiana precámbrica de la URSS se han observado por ejemplo, que grupos tan diferentes como Kussiella, Baicalia e Inzeria, comienzan a desarrollar en determinado momento una zona axial; o bien que se produce una mayor convexidad de las láminas en Baicalia, Inzeria, etc.

En segundo lugar, dichos cambios no están acompañados de modificaciones en la microestructura.

Cabe acotar que estas variaciones morfológicas pueden ser continuas como en el caso de Kussiella, que de una base estratiforme se desarrollan columnas sin que medie entre ambas una superficie de separación o discontinuas en donde, por ejemplo, de un estromatolito estratiforme se pasa a uno digitado, interponiéndose entre ambos una zona no estromatolítica.

En lo que respecta a la Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas se han reconocido a mediana escala 9 clases de ordenamientos intrabiohermales: 3 cuerpos monoestromatolíticos y 6 ciclos estromatolíticos (Fig. VI.7).

El primero de los cuerpos monoestromatolítico está representado por una forma bulbosa de láminas globoidales (Fig. VI.7 II). Mientras que el segundo está conformado por un estromatolito estratiforme de láminas plegadas (Fig. VI.7 I), y el tercero por un estratiforme de láminas paralelas y horizontales (Fig. VI.7 III).

Los ciclos estromatolíticos están agrupados en seis clases a saber:

a) estromatolitos estratiformes de láminas planas que pasan, unas veces en continuidad y otras discontinuamente, a digitados de láminas convexas (Fig. VI.7 IV);

b) estromatolito estratiforme de láminas suavemente ondeadas que pasan

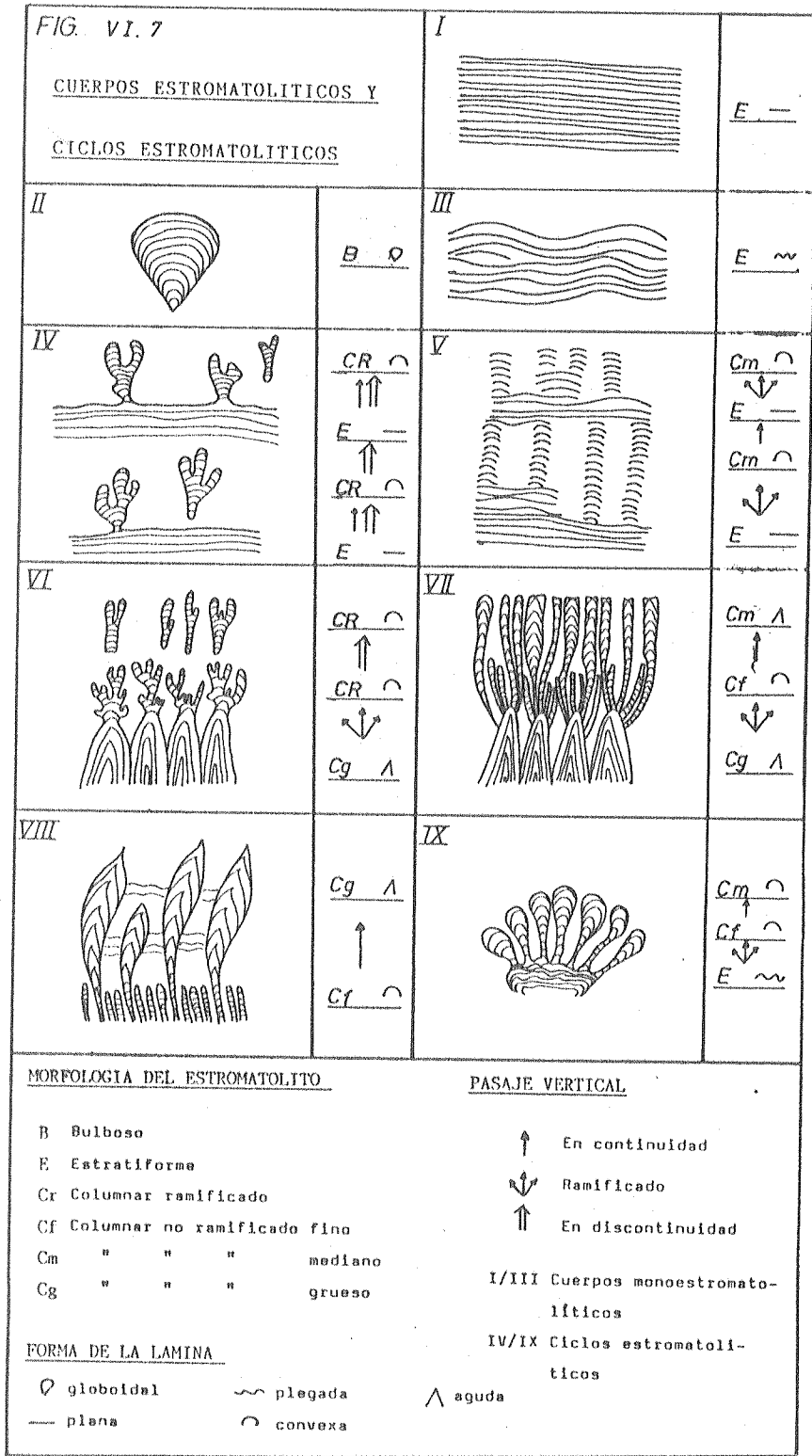


Fig. VI.7.- Cuerpos monoestromatolíticos y ciclos estromatolíticos de la Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas.

en continuidad a columnares de láminas convexas (Fig. VI.7 V);

c) estromatolito columnar grueso de láminas cónicas, que se ramifica en su ápice en columnas finas de láminas convexas y que, posteriormente pasan en discontinuidad a digitados de láminas convexas (Fig. VI.7 VI);

d) estromatolito columnar grueso de láminas cónicas que se ramifican en su ápice en columnas finas de láminas convexas, algunas de las cuales a determinada altura, detienen su crecimiento, mientras otras se ensanchan formando columnas medianas de láminas cónicas (Fig VI.7 VII);

e) estromatolito columnar fino de láminas convexas, la mayoría de las cuales detienen su desarrollo permitiendo así que otras se ensanchen en columnas gruesas de láminas cónicas y con mantos intracolumnares (Fig. VI.7 VIII).

f) estromatolito estratiforme plegado que se ramifica en columnas finas de láminas convexas, las cuales se ensanchan hacia arriba, formando columnas medianas de láminas convexas y espaciado muy cerrado (Fig. VI.7 IX).

VI.5.2.- ESTROMATOLITOS: GRUPOS Y FORMAS

Los numerosos estromatolitos presentes en la Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas, han sido descritos en el Cuadro VI.1, de acuerdo a sus características morfológicas generales y a la forma de sus láminas siguiendo las pautas descriptivas de Hofmann (1969). Asimismo, en los casos en los cuales se efectuó el estudio petrográfico, se describe sintéticamente su microestructura, según las clasificaciones de éstas (Cf. Hofmann, 1969; Bertrand-Sarfati, 1976). A continuación de la tabla, se han ubicado las figuras y microfotografías citadas en ella.

Los grupos y formas encontrados en esta asociación son Stratifera fm., Gongylina fm., Kussiella fm., Conophyton fm., C. resoti, Cryptozoon fm., Inzeria fm., Colonella fm., Minjaria fm., Parmites fm., P. cf. concrecens, Gymnosolem fm., Jurusonia cf. nivensis, Kotuikania fm. y Katavia fm.

VI.5.3.- SIGNIFICADO AMBIENTAL

A partir de las características que presentan los estromatolitos de Sierras Bayas, y comparando estas estructuras con ciertas particularidades morfológicas de estromatolitos modernos, pueden realizarse algunas consideraciones paleoambientales de interés.

Cabe aclarar que si bien en las últimas décadas se ha avanzado mucho a nivel mundial, en cuanto al estudio de estromatolitos, no existe aún un conocimiento profundizado de modelos paleoambientales de depositación, sobre todo para el Precámbrico.

En otros medios sedimentarios (fluvial, costas silicoclásticas, etc.) el conocimiento científico actual es netamente superior. Una de las causas principales de este desfase radica en que en la actualidad, no hay gran variedad de ambientes estromatolíticos, ya que los organismos que los construyen, ante la presencia de predadores, se ven obligados a vivir en ambientes hipersalinos, donde no están acosados por éstos. En cambio, en el Precámbrico las algas cianofíceas y las bacterias que construían estromatolitos habitaban las costas con total libertad, sean éstas hipersalinas o

Muestra	E	S	T	R	O	M	A	T	O	L	I	T	O	S
TIPO	MORFOLOGIA					LAMINA			MICROES- TRUCTURA	CLASIFICACION				
	Esti- lo de rami- fica- ción	Postu- ra	Varia- bili- dad	Super- ficie- exter- na	Per- fil-	Traza- do	Sec- ción							
D24	Estra- tiforme	-	-	-	-	Plano	-	-	-	-	-	-	-	Stratifera fm. Korolyuk 1959
D22	Estra- tiforme	-	-	-	-	Plano	-	-	-	-	-	-	-	Stratifera fm. Korolyuk 1959
D21	Estra- tiforme	-	-	-	-	Plano	-	-	-	-	-	-	-	Stratifera fm. Korolyuk 1959
D19	Estra- tiforme	-	-	-	-	Plano	-	-	-	-	-	-	-	Stratifera fm. Korolyuk 1959
D18	Estra- tiforme	-	-	-	-	Ondea- do	-	-	-	-	-	-	-	Gongylina fm. Komar 1966
D17	Colum- na/Es- trati- ficado	Fur- cado	Verti- cal si- nuoso	Cons- trico	Sin pared	Con- vexo	-	Redon- deada	-	-	-	-	-	Kussiella fm. Krylov 1963 (Fig. VI.8)

Cuadro VI.1.- Descripción de las características generales de los grupos y formas estromatolíticas de la Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas.

Muestra	E	S	T	R	O	M	A	T	O	L	I	T	O	S
TIPO	MORFOLOGIA					LAMINA			MICROES- TRUCTURA	CLASIFICACION				
	Esti- lo de rami- fica- ción	Postu- ra	Varia- bili- dad	Super- ficie- exter- na		Per- fil- do	Traza- do	Sec- ción						
D15	Columnar c/ ramifi- cación superior y capu- cha	Digi- tado	Verti- cal si- nuoso	Uni- forme	-	Con- vexo	Uni- forme	Redon- deada	Bandea- da Pelicu- lar	Conophyton ressoti Menchikoff 1946 (Fig. VI.9) (Fotos VI.1 y 2)				
D15	Bulbo- so	-	-	-	Irre- gular	Glo- boi- dal	Uni- forme corru- gado	-	-	Cryptozoon fm. Hall 1893				
D15	Bulbo- so	-	-	-	Irre- gular	Glo- boi- dal	Crena- do for- mando colum- nas	-	-	Criptozaon fm. Hall 1893				
D15	Columnar	Digi- tado	Verti- cal	Cons- tricto a áspero	-	Con- vexo	-	-	-	Inzeria fm. Krylov 1963 (Figs. VI.10 y 11)				
D15	Columnar	-	Verti- cal	Uni- forme	-	Cò- nico	-	-	-	Conophyton fm. Maslov 1937				
D15	Columnar	-	Verti- cal	Lance- olado	Uni- forme c/ man- tos	Cò- nico	-	Redon- deada	-	Conophyton fm. Maslov 1937 (Fig. VI.12)				

Cuadro VI.1.- Continuación.

Muestra	E	S	T	R	O	M	A	T	O	L	I	T	O	S
TIPO	MORFOLOGIA					LAMINA			MICROES- TRUCTURA	CLASIFICACION				
	Esti- lo de rami- fica- ción	Postu- ra	Varia- bili- dad	Super- ficie- exter- na	Per- fil- do	Traza- do	Sec- ción							
D15	Columnar	-	Verti- cal	Uni- forme	-	Con- vexo	-	Redon- deada	-	Colonella fm. Komar 1966 (Fig. VI.12)				
D13	Columnar	-	Verti- cal	Uni- forme	-	Cò- nico	-	-	-	Conophyton fm. Maslov 1937 (Fig. VI.13)				
D13	Columnar	-	Verti- cal	Uni- forme	-	Con- vexo	-	Redon- deada	-	Colonella fm. Komar 1966 (Fig. VI.13)				
D13	Columnar	-	Verti- cal	Uni- forme	-	Cò- nico	-	-	-	Conophyton fm. Maslov 1937 (Fig. VI.13)				
D11	Columnar	Digi- tado	Verti- cal-	Uni- forme	Con- pared	Con- vexo	-	Redon- deada	-	Minjaria fm. Krylov 1963 (Fig. VI.14)				
D11	Columnar/Es- trati- ficado	Anas- tomo- sado	Sinuo- so	Cons- tricto a áspero	Con- pared ?	Con- vexo	Co- rru- gado	-	-	Parmites cf. cocrescens Raaben 1964 (Fig. VI.15)				
D11	Columnar/Es- trati- ficado	Anas- tomo- sado	Incli- nado decum- bente	Uni- forme a cons- tricto	Liso	Con- vexo	Co- rru- gado	-	Bandeada, laminas truncadas contra el margen, zo- na de tran- sición	Parmites fm Raaben 1964 (Fig. VI.16)				

Cuadro VI.1.- Continuación.

Muestra	E	S	T	R	O	M	A	T	O	L	I	T	O	S
TIPO	MORFOLOGIA					LAMINA			MICROES- TRUCTURA	CLASIFICACION				
	Esti- lo de rami- fica- ción	Postu- ra	Varia- bili- dad	Super- ficie- exter- na	Per- fil-	Traza- do	Sec- ción							
D11	Colum- nar	-	Verti- cal	Uni- forme	-	Cò- nico	-	Redon- deada	-	Conophyton fm. Maslov 1937				
D9	Colum- nar	Digi- tado	Verti- cal a incli- nado	Cons- trico	Liso c/ tu- beros- idades	Con- vexo	On- deado	Redon- deado	-	Gymnosolen fm. Steimann 1911 (Fig. VI.17)				
D9	Colum- nar	Digi- tado	Verti- cal	Uni- forme c/ la- bios	Espi- noso	Con- vexo	Co- rru- gado	Redon- deado a sub- red.	-	Jurusonia cf. nisvensis Raaben 1964 (Fig. VI.18)				
D9	Colum- nar	-	Verti- cal	Uni- forme	-	Cò- nico	-	-	-	Conophyton fm. Maslov 1937 (Fig. VI.19)				
D7	Bulbo- so	-	-	-	-	Glo- boi- dal	-	Muy obla- do	-	Cryptozoon fm. Hall 1893 (Fig. VI.20)				
D2 (1)	Colum- nar	Den- droi- deo	Verti- cal in- clinado sinuoso	Cons- trico c/ la- bios	Tube- roso c/ nõ- dulos	Con- vexo y plano	Ondea- do a corru- gado	Lobu- lado	Bandeada irregular c/ pena- chos	Kotuikania fm. Komar 1966 (Fig. VI.21) (Fotos VI.3 y 4)				

Cuadro VI.1.- Continuación.

Muestra	ESTRUCTURA	MORFOLOGIA	LAMINA	MICROESTRUCTURA	CLASIFICACION				
TIPO	Esti- lo de rami- fica- ción	Postu- ra Vari- bili- dad	Super- ficie- exter- na	Per- fil- do	Traza- do	Sec- ción			
D2 (2)	Colum- nar	Den- droi- deo	Verti- cal in- clinado	Cons- trico	Tube- roso c/ nódulos	Con- vexo	Ondea- do a corru- gado	Bandeada fragmen- tada, i- rregular	?Kotuikania fm. Komar 1966 (Fig. VI.22) (Fotos VI.5 y 6)
D2 (3)	Colum- nar	Digi- tado	Verti- cal in- clinado sinuoso	Cons- trico	Mar- gen irre- gular	Con- vexo	Corru- gado a lo- bulado	Redon- deado irregular c/ pena- chos	Katavia fm. Krylov 1963 (Fig. VI.23)
D2 (4)	Colum- nar	Den- droi- deo	Verti- cal si- nuoso	Cons- trico c/ la- bios	Tube- roso c/ nódulos	Con- vexo y plano	Ondea- do a corru- gado	Lobu- lado irregular c/ pena- chos	Kotuikania fm. Komar 1966 (Fig. VI.24) (Fotos VI.7 y 8)

Cuadro VI.1.- Continuación

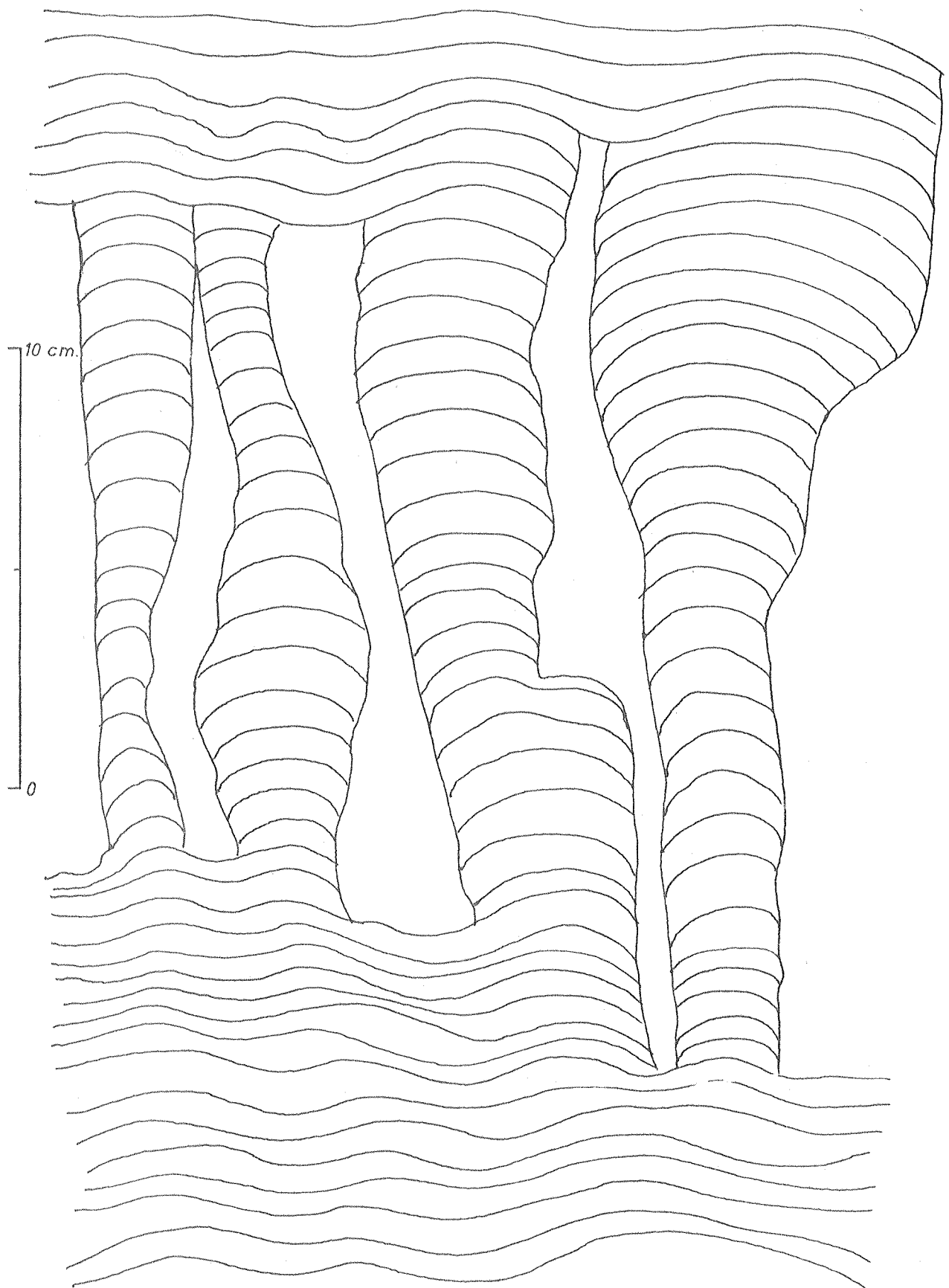


Fig. VI.8.- Kussiella fm. (Cantera "Malegni").

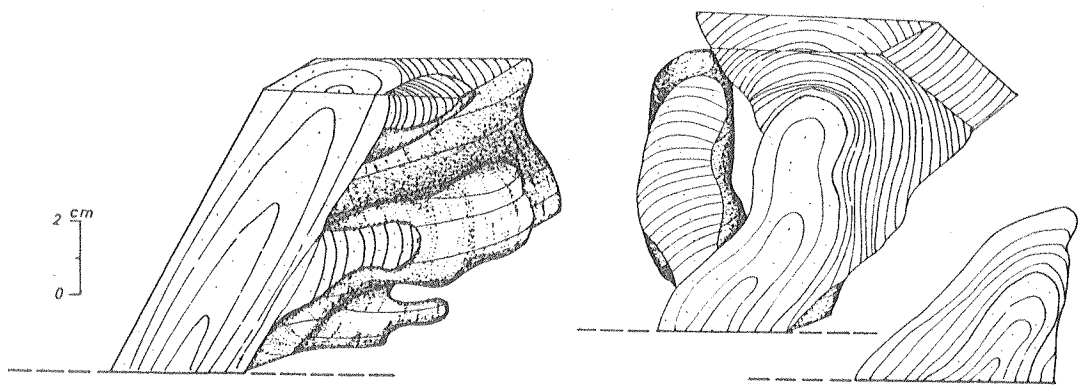


Fig. VI.9.- Reconstrucción tridimensional de un fragmento de Conophyton resotii, conformado por una columna principal, ramificación secundaria y cofia (Cantera "Malegni").

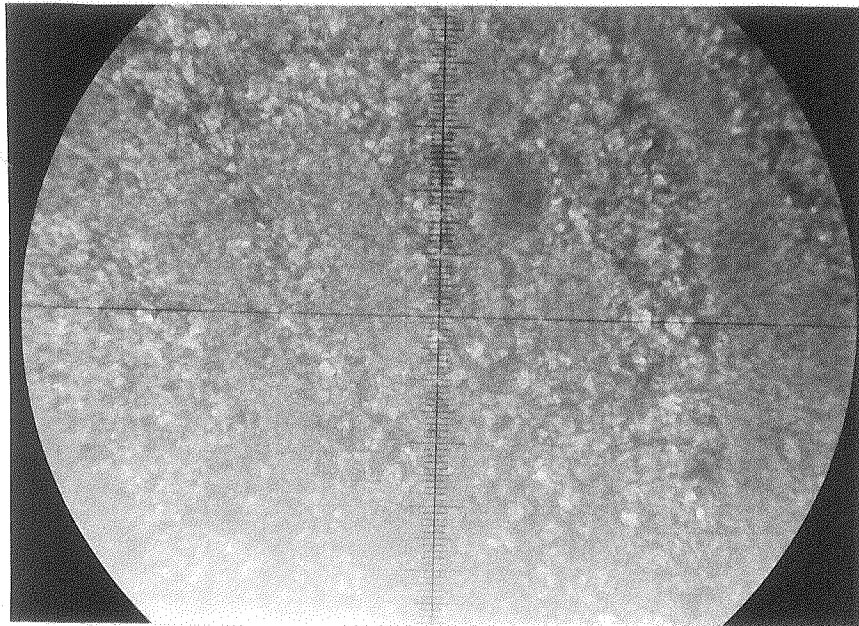


Foto VI.1.- Microfotografía de la columna principal de Conophyton resoti, mostrando una microestructura bandeada (División mayor= 390 micrones).

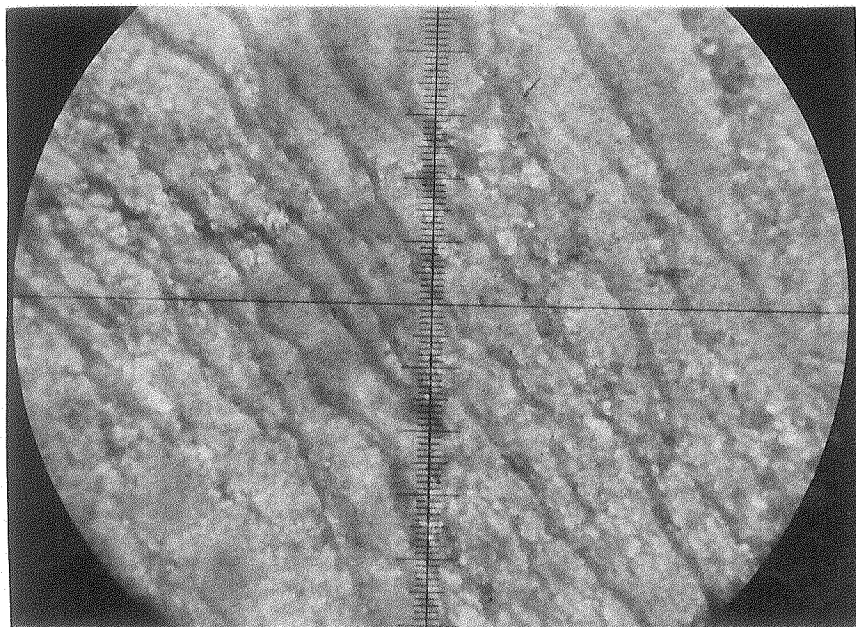


Foto VI.2.- Microfotografía de la coifa de Conophyton resoti, mostrando una microestructura pelicular (división mayor 390 micrones).

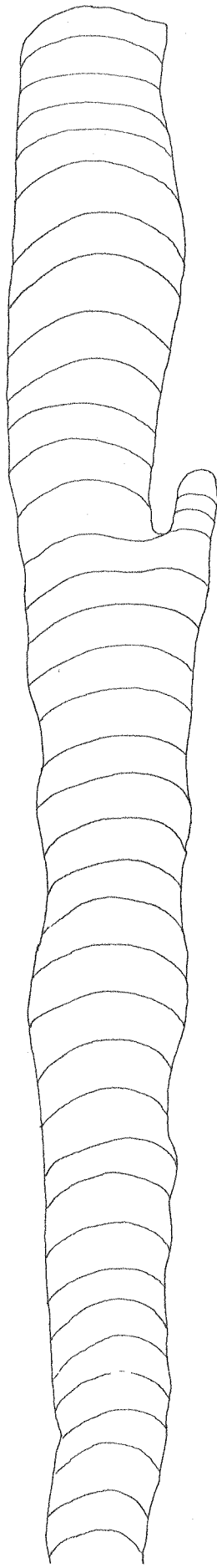


Fig. VI.10.- Inzeria fm. (Cantera "Toffoletti").

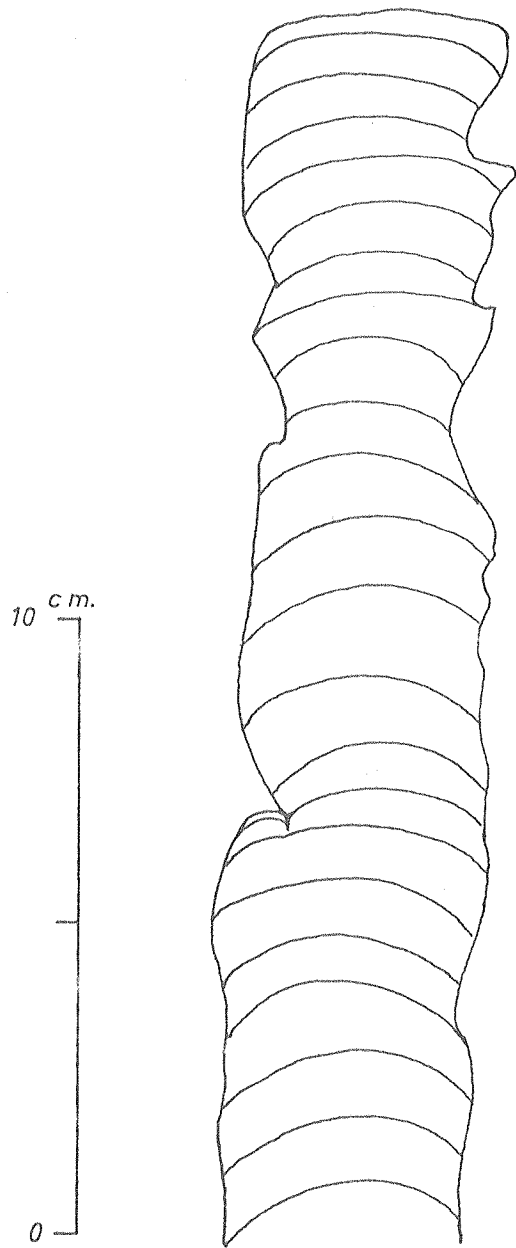


Fig. VI.11.- Inzeria fm. (Cantera "Toffoletti").

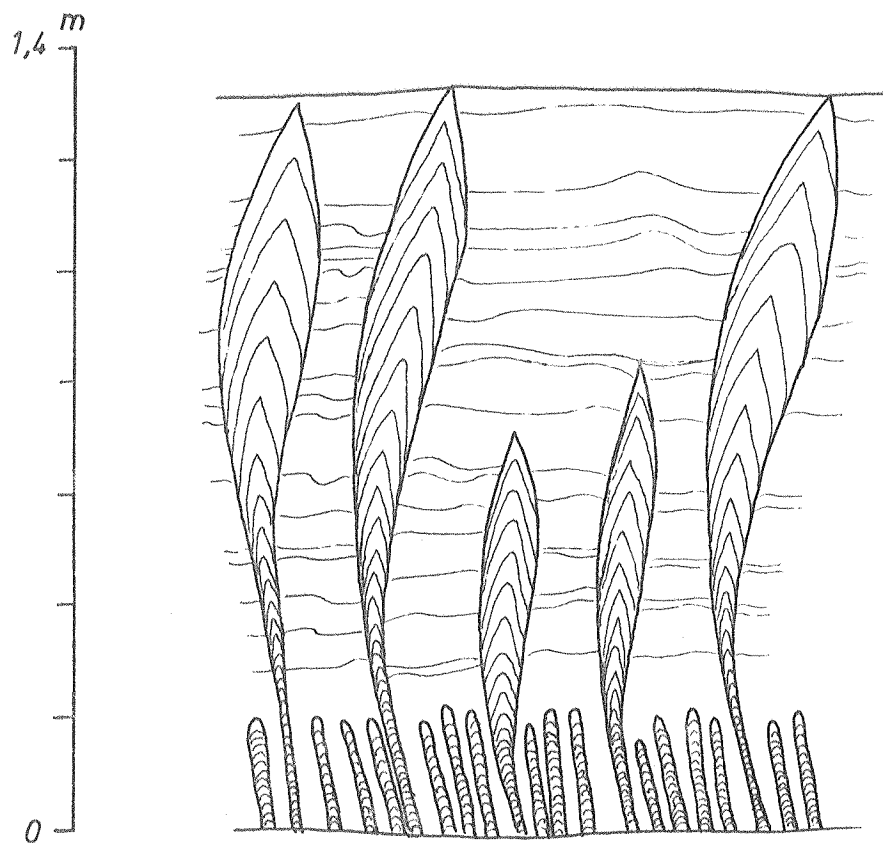


Fig. VI.12.- Ciclo estromatolítico conformado por Colonella fm. en la base y Conophyton fm. en la parte media y superior (Cantera "Toffoletti").

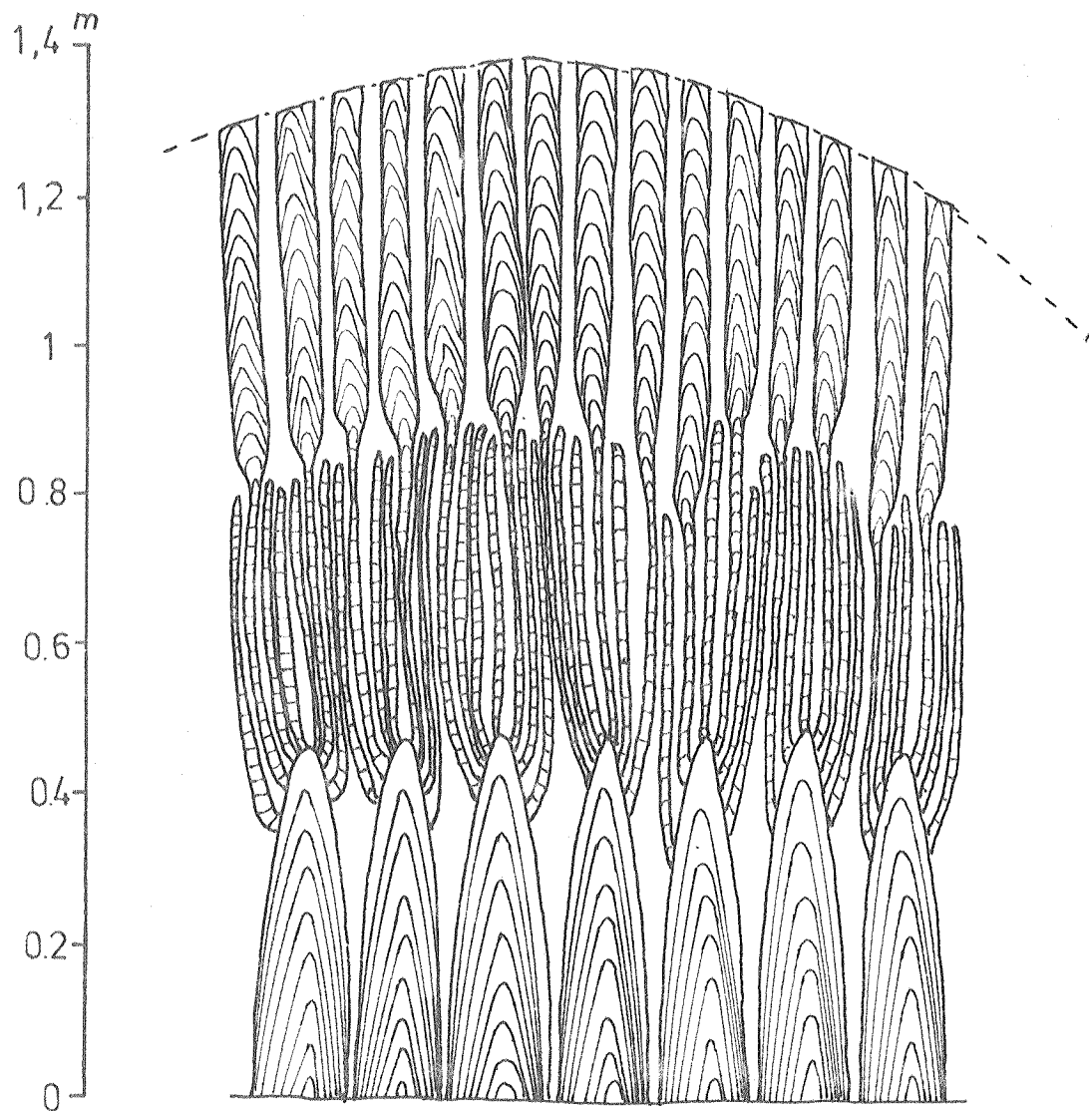


Fig. VI.13.- Ciclo estromatolítico conformado por *Conophyton* fm. en la parte inferior y superior, y *Colonella* fm. en la parte media (Cantera "Malegni").

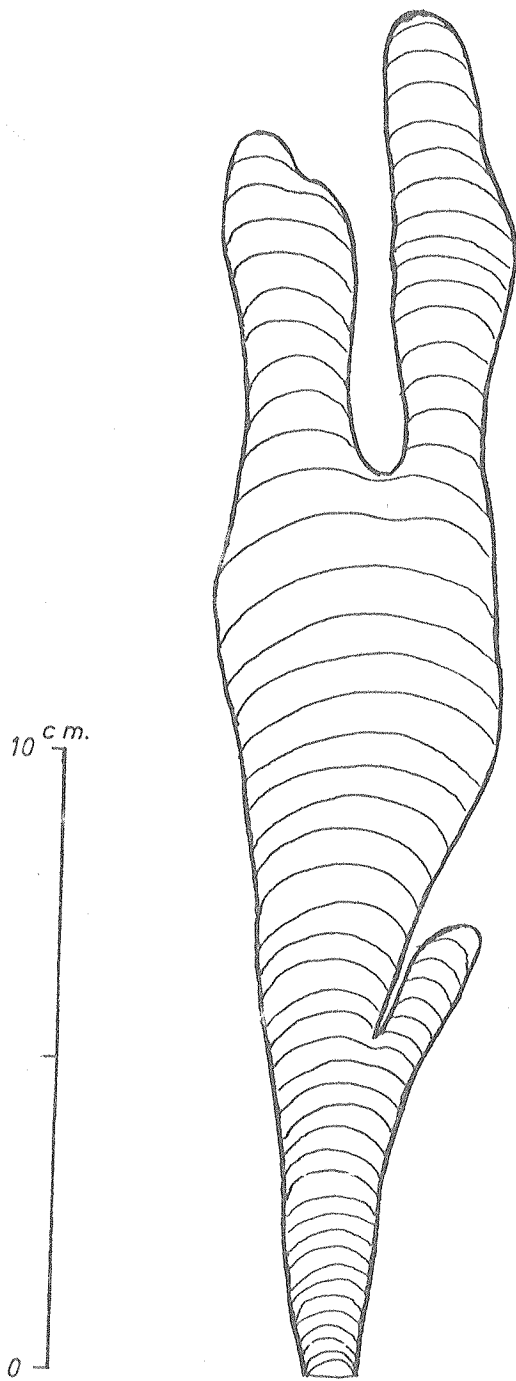


Fig. VI.14.- Minjaria fm. (Cantera "Malegni").

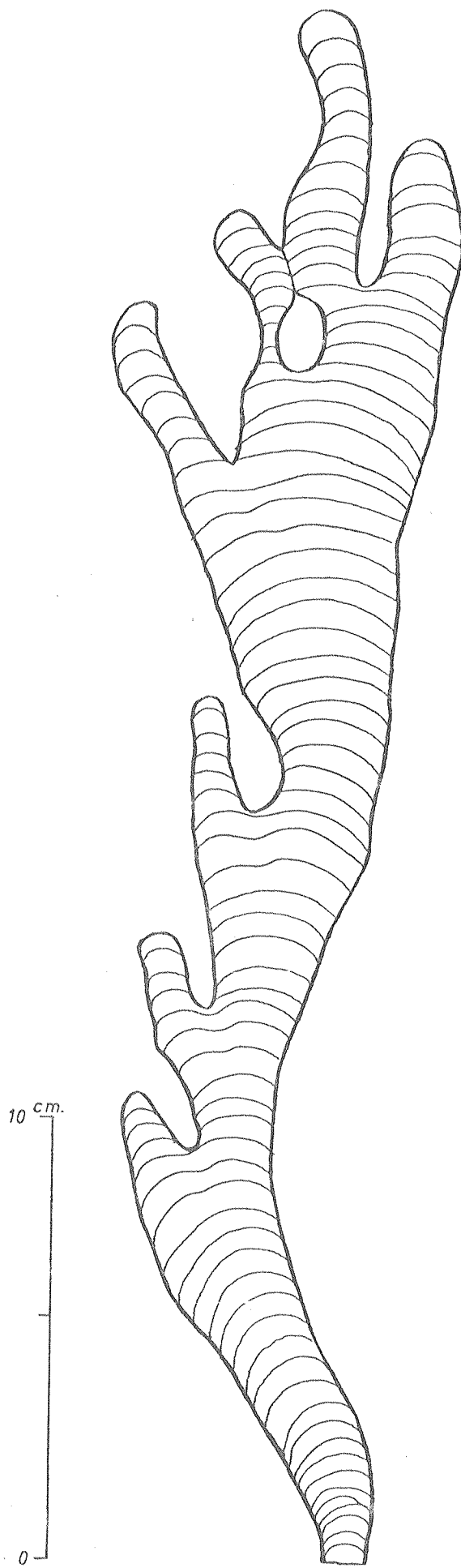


Fig. VI.15.- *Parmites* cf. *concrescens* (Cantera "Malegni").

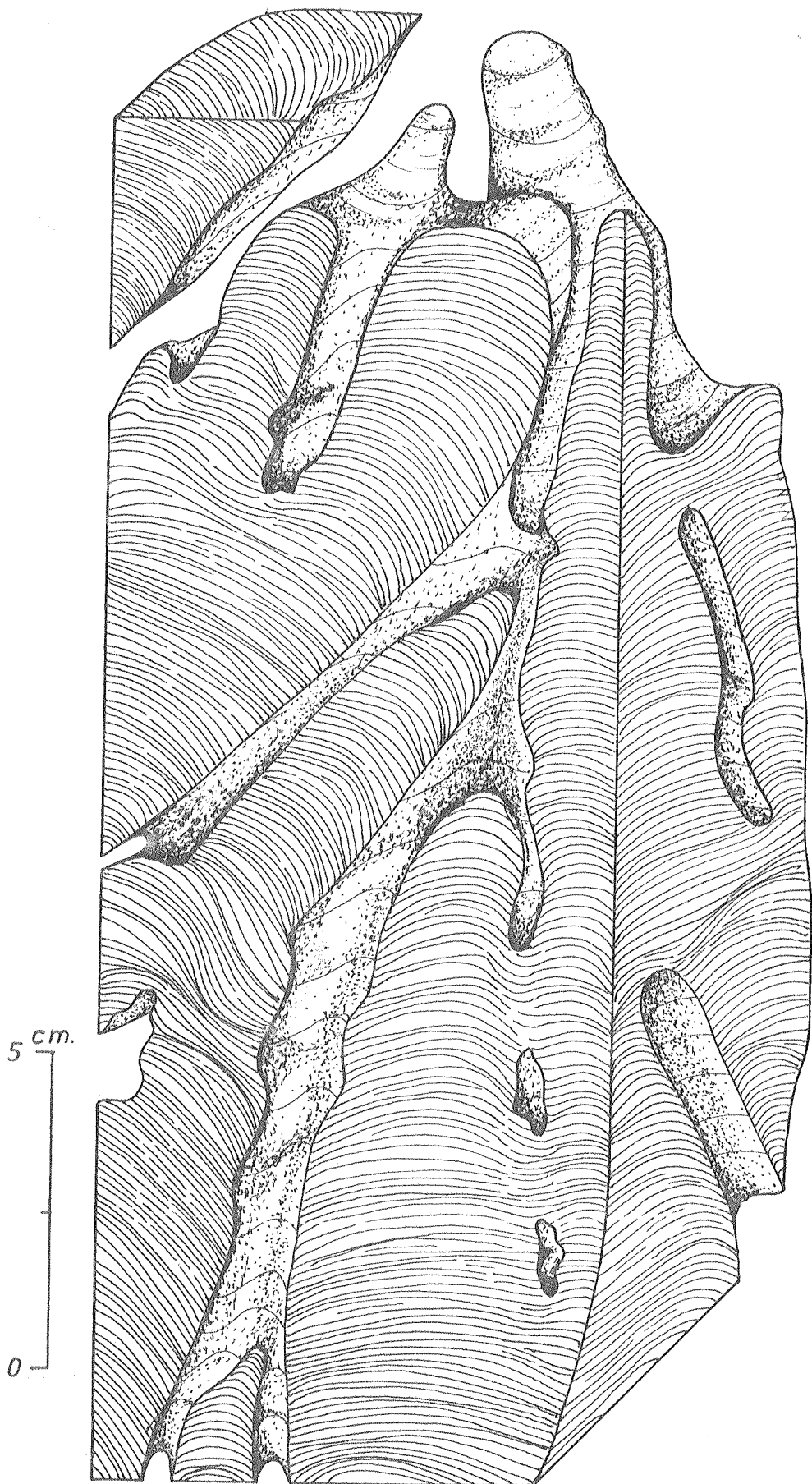


Fig. VI.16.- Reconstrucción tridimensional de *Parmites* fm. (Cantera "Malegni").

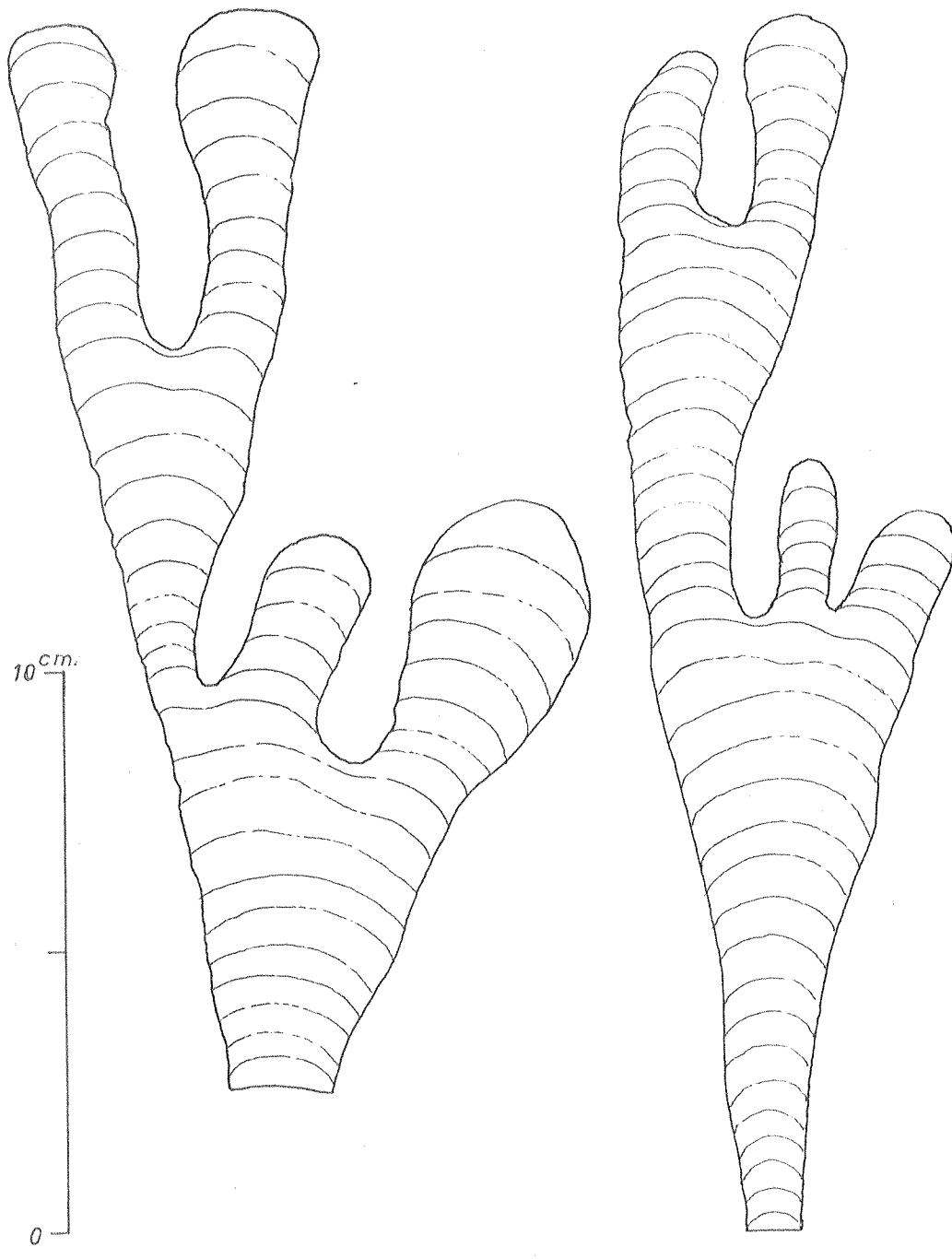


Fig. VI.17.- Gymnosolen fm. (Cantera "Malegni").

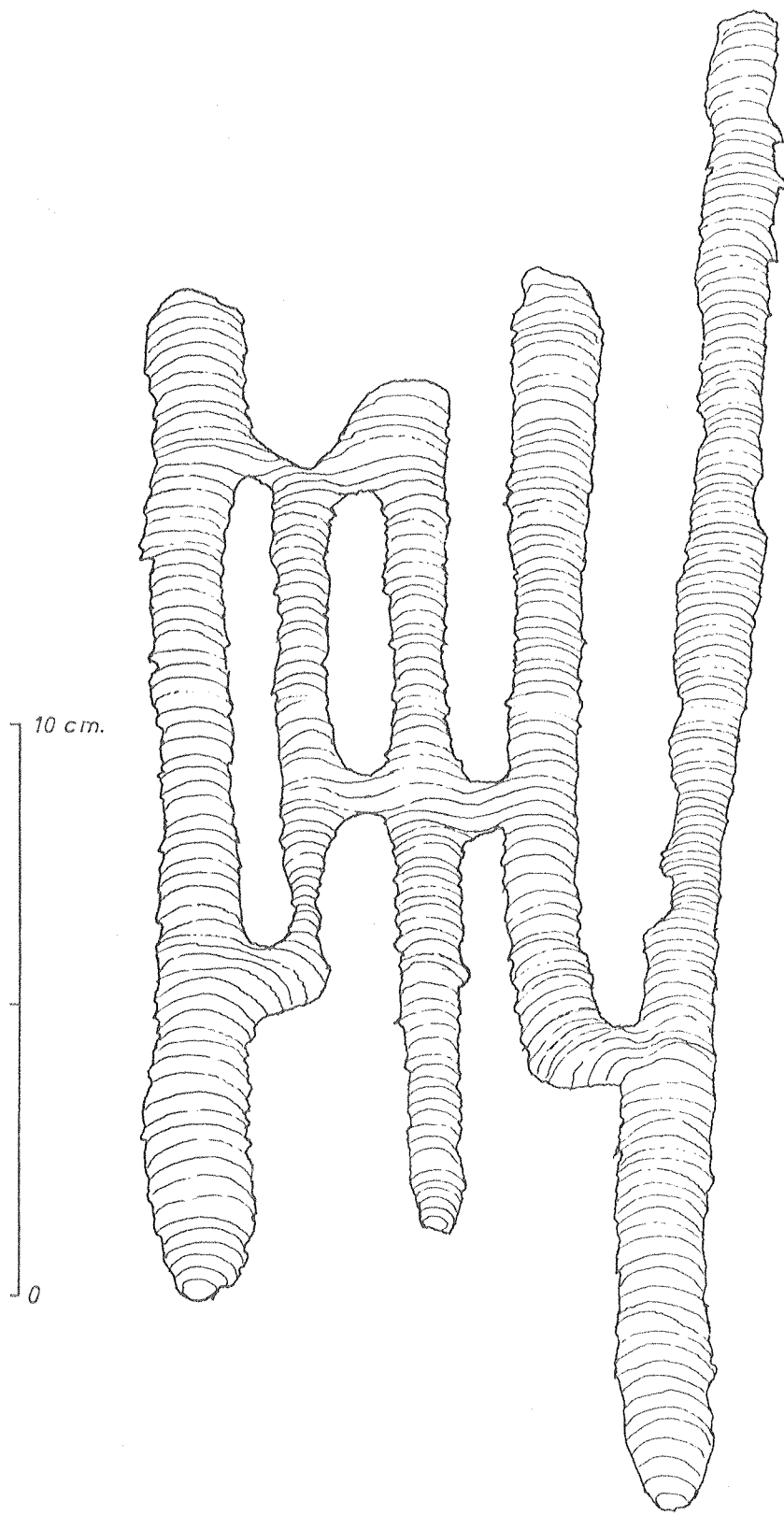


Fig. VI.18.- Jurasonia cf. nivensis (Cantera "Malegni").

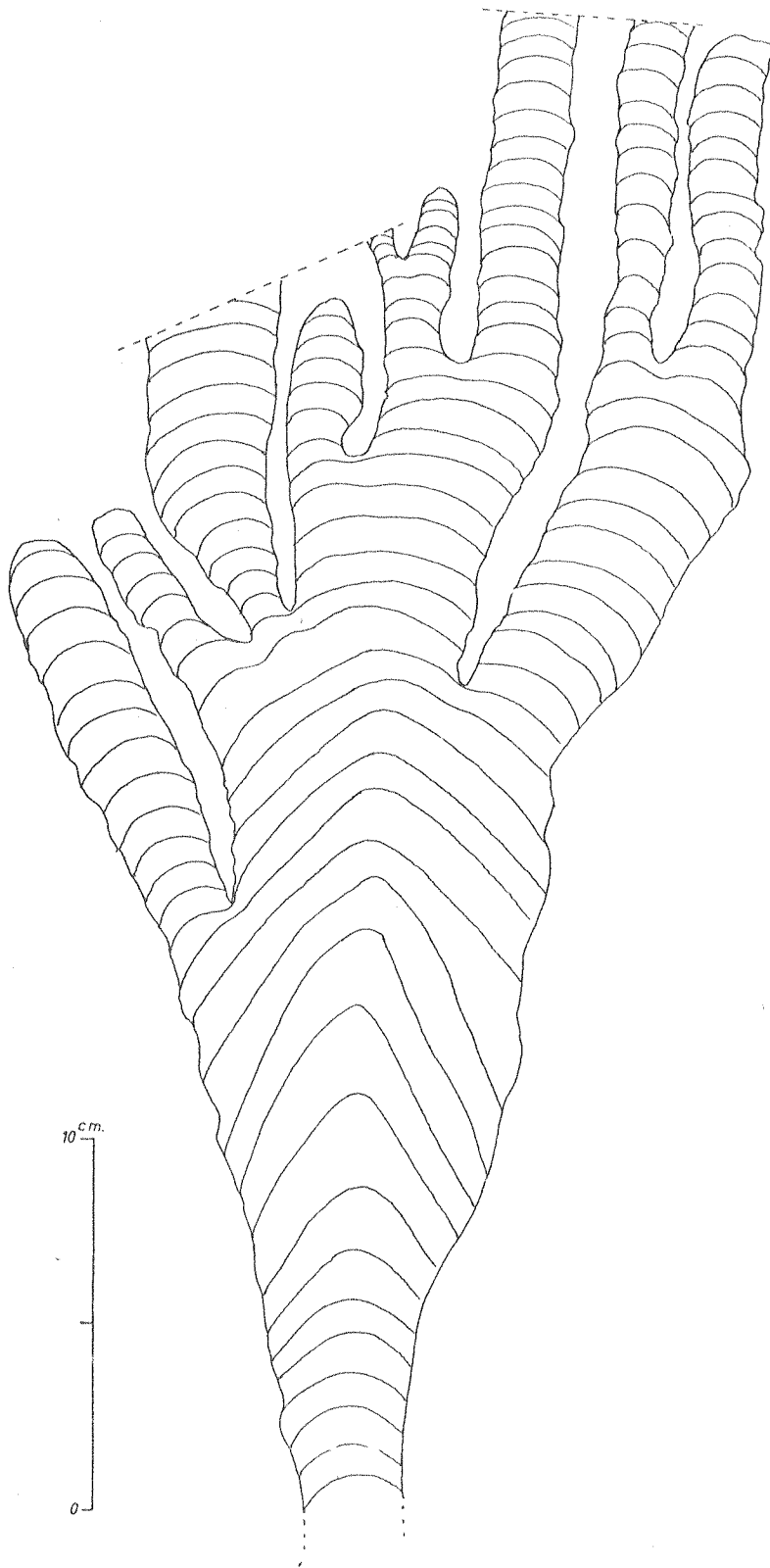


Fig. VI.19.- Parte apical de un Conophyton fm. que evoluciona en continuidad a estromatolitos ramificados, conformando un ciclo estromatolítico tipo Jacutophyton (Cantera "Malegni").

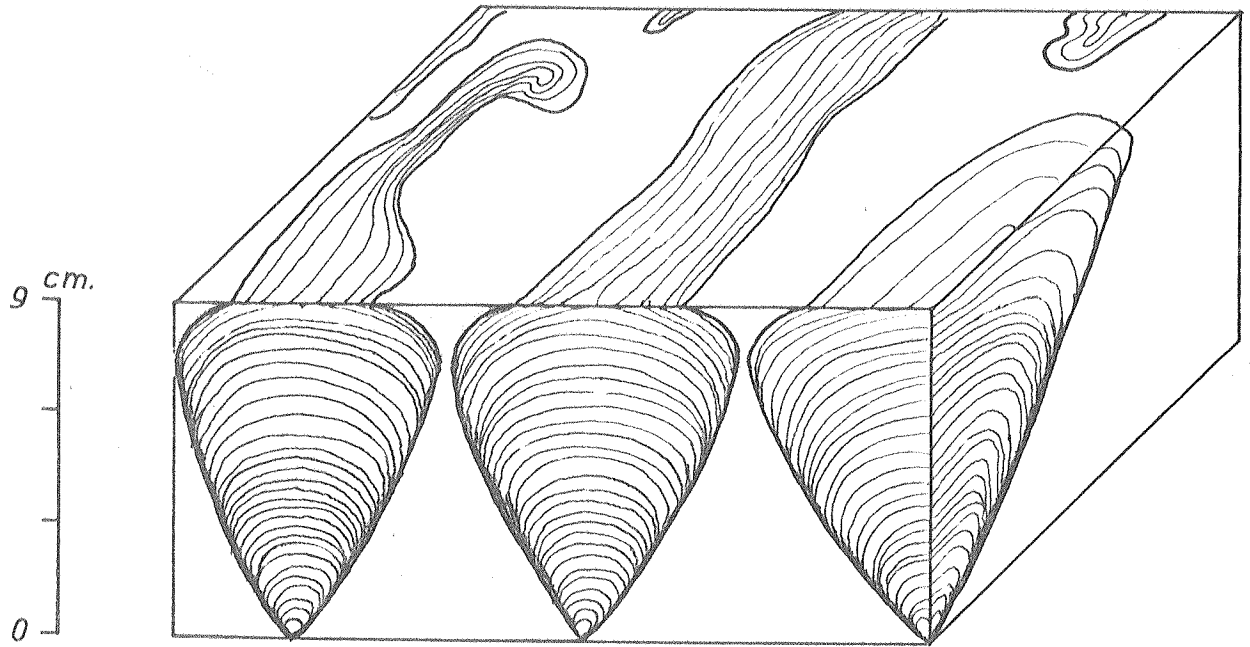


Fig. VI.20.- Cryptozoon fm. (Cantera "Malegni").

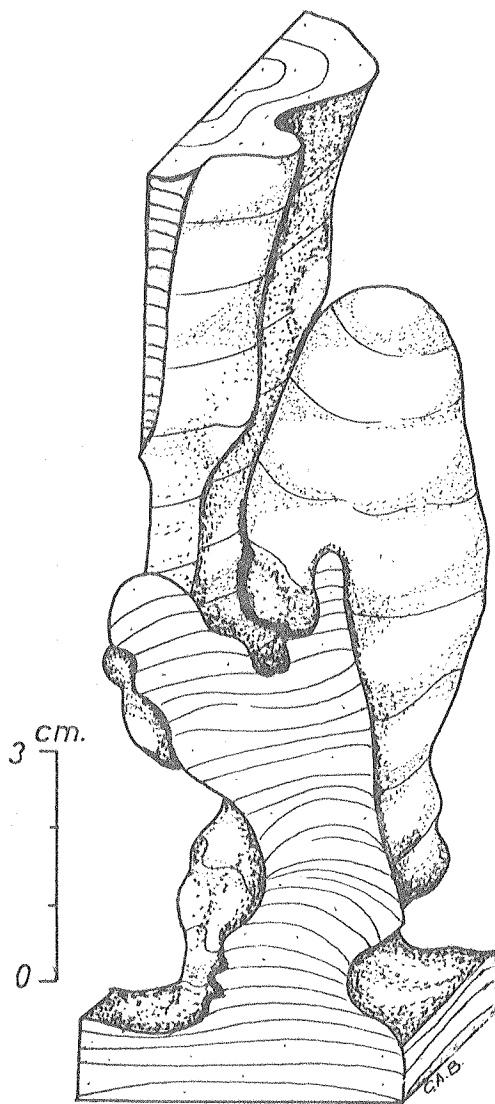


Fig. VI.21.- Kotuikania fm. (Cantera "Colombo I").

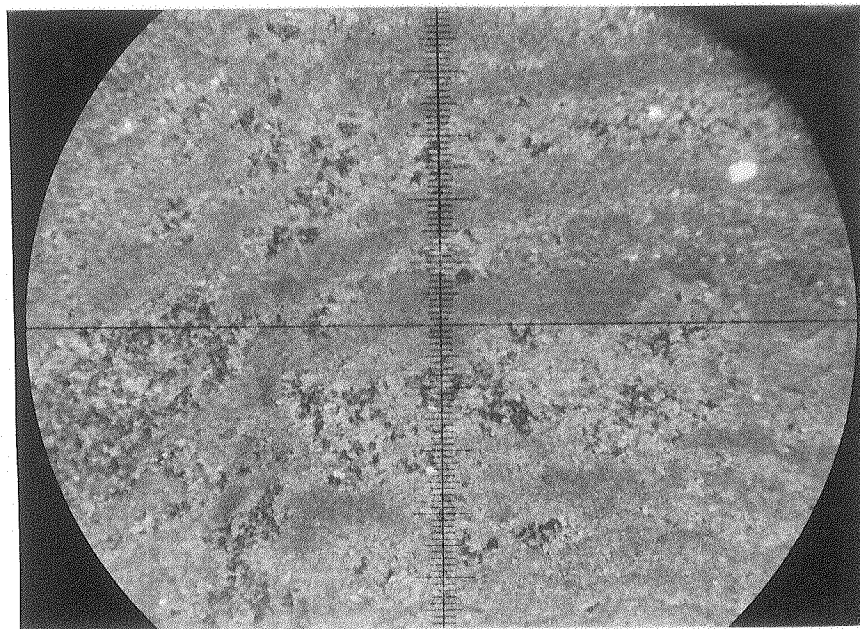


Foto VI.3.- Microfotografía del centro de la columna de Kotuikania fm., mostrando una microestructura bandeada irregular, con penachos (división mayor= 390 micrones).

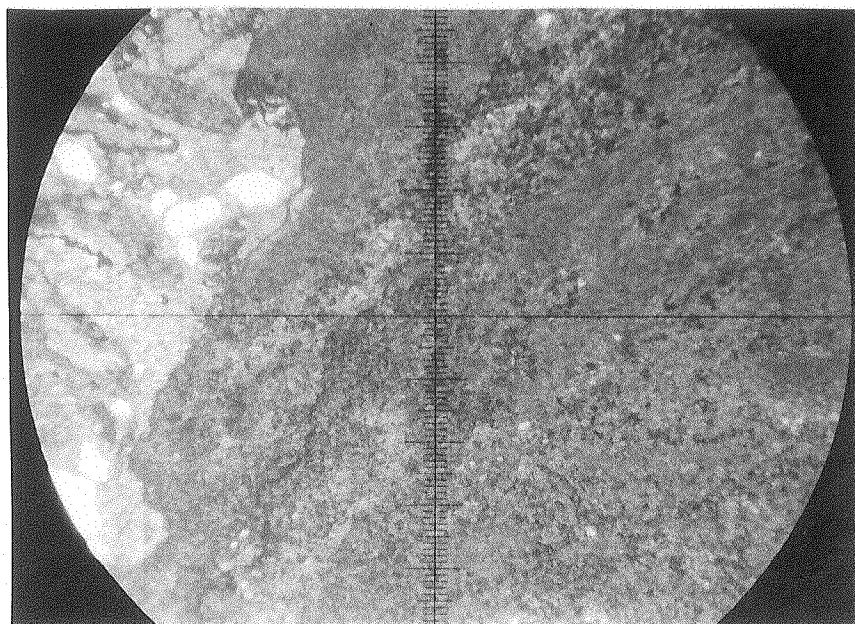


Foto VI.4.- Microfotografía del margen irregular con labios, de Kotuikania fm. (división mayor= 390 micrones).

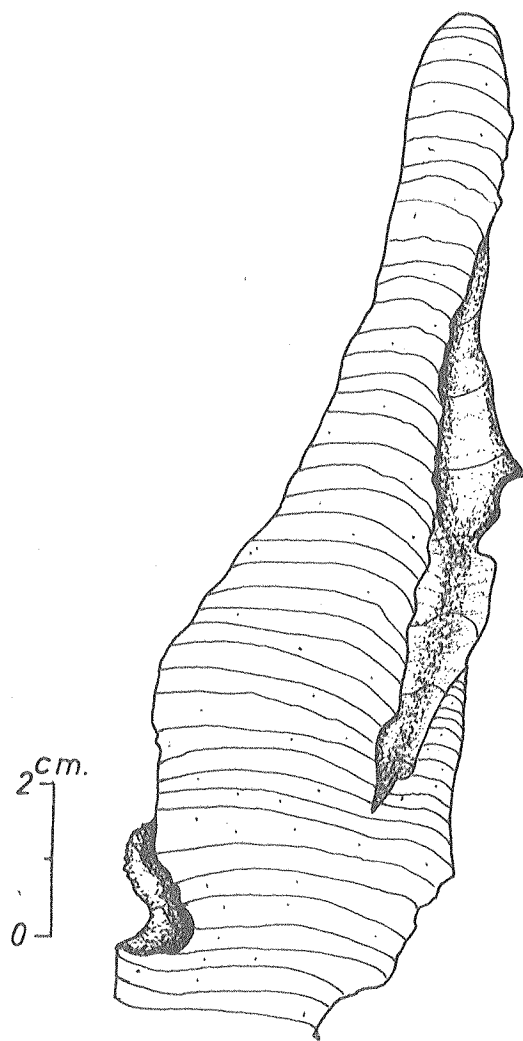


Fig. VI.22.- ?Kotuikania fm. (Cantera "Colombo I").

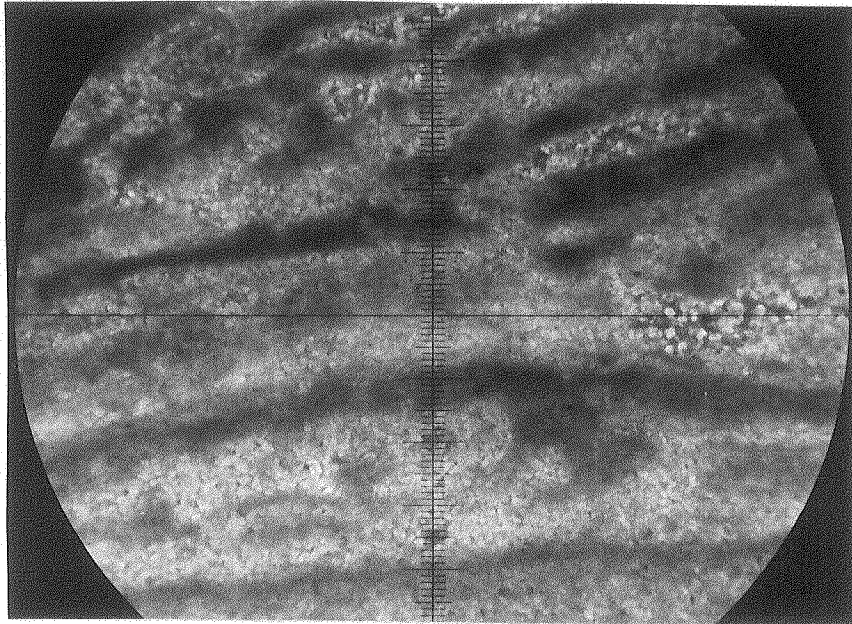


Foto VI.5.- Microfotografía del centro de la columna de ?Kotuikania fm., mostrando una microestructura bandeada fragmentada, muy irregular (división mayor= 390 micrones).

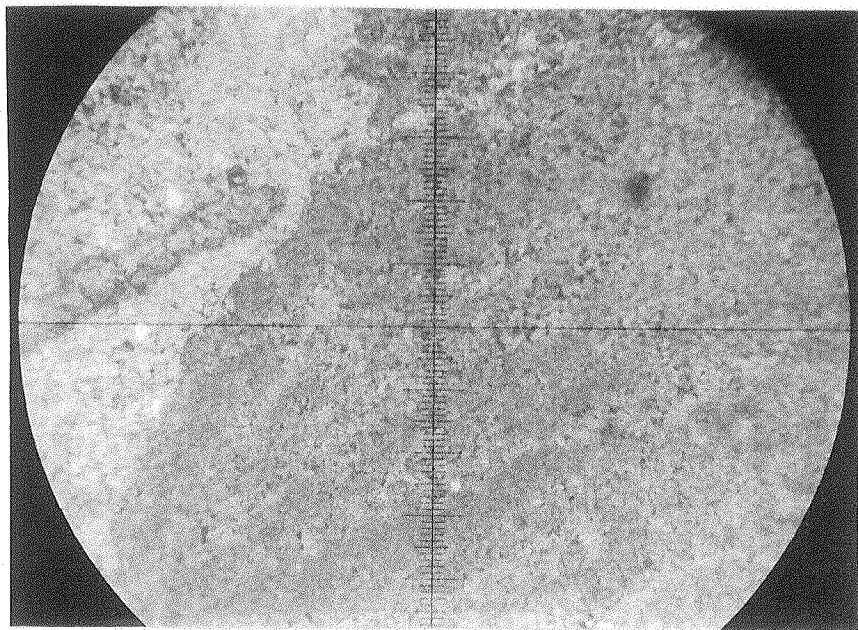


Foto VI.6.- Microfotografía del margen irregular, con fuerte constricción, de ?Kotuikania fm. Microestructura bandeada con penachos (división mayor= 390 micrones).

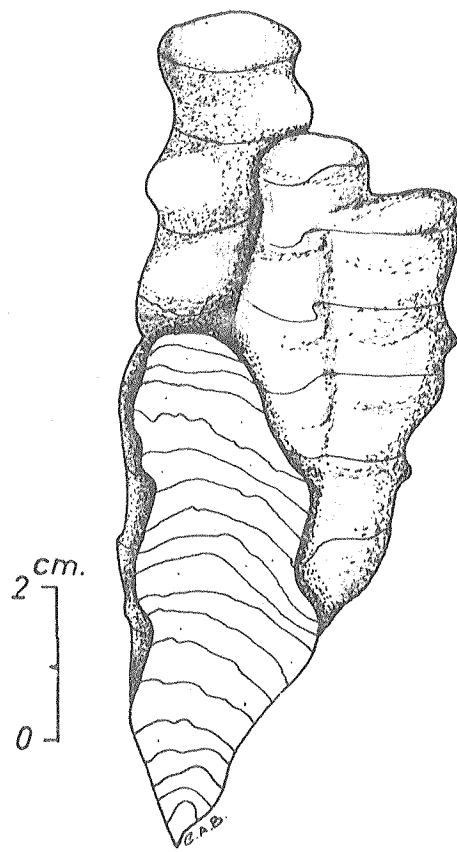


Fig. VI.23.- Katavia fm. (Cantera "Colombo I").

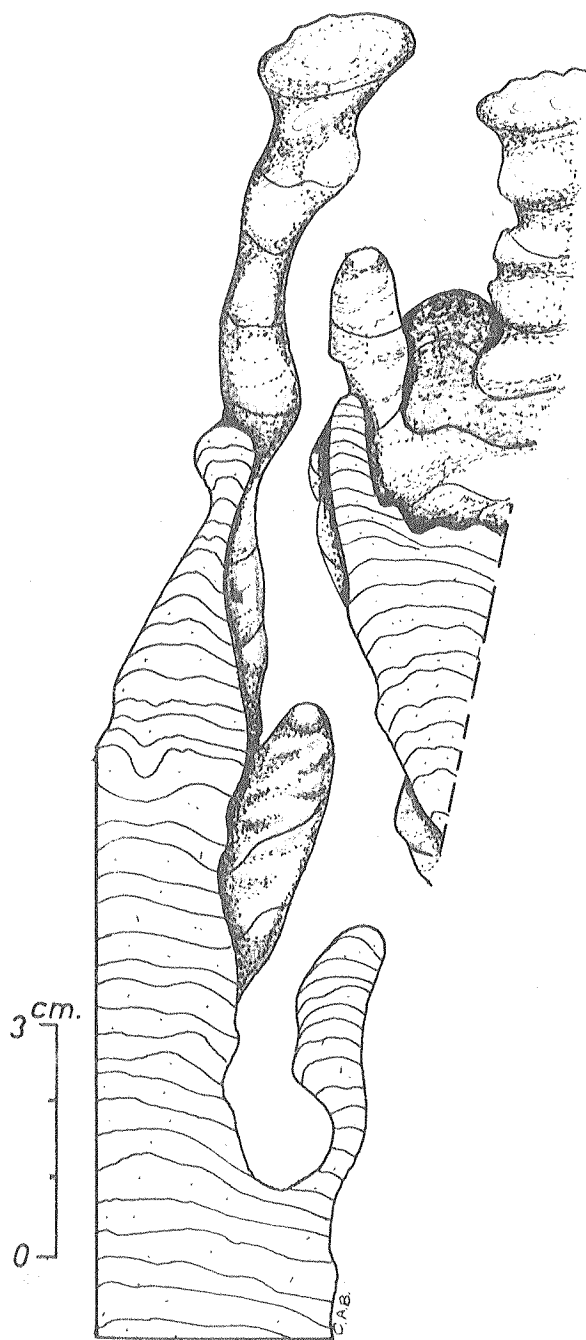


Fig. VI.24.- Kotuikania fm. (Cantera "Colombo I").

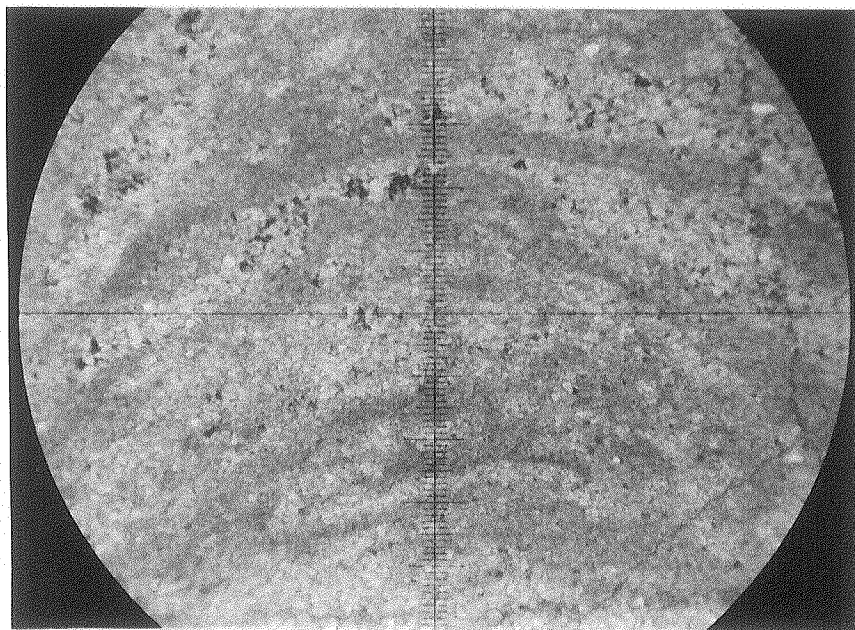


Foto VI.7.- Microfotografía del centro de la columna de Kotuikania fm., mostrando cambios en la microestructura: parte superior bandeada con penachos y parte inferior difusa (división mayor= 390 micrones).

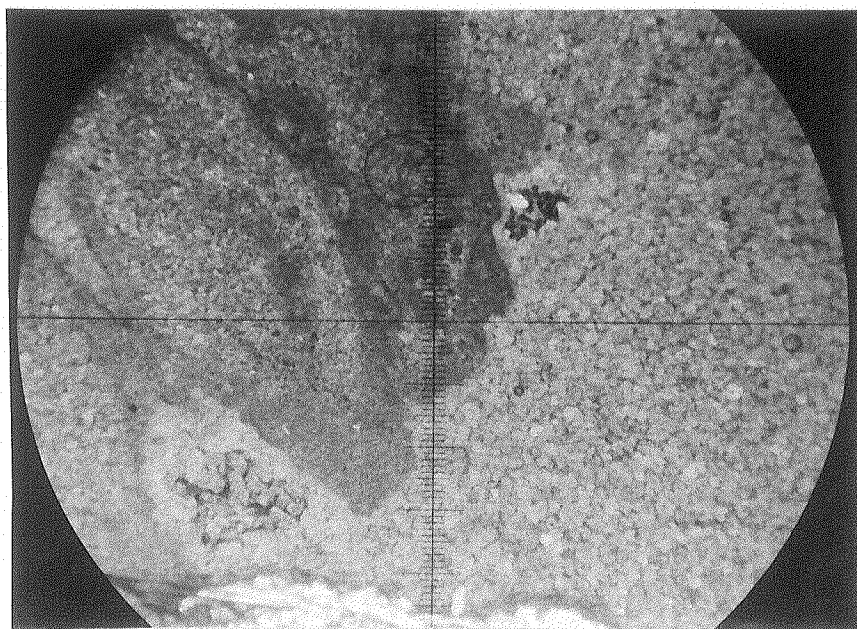


Foto VI.8.- Microfotografía del margen irregular con labios, de Kotuikania fm. (división mayor= 390 micrones).

no.

De lo anterior se desprende que las formas y los ciclos estromatolíticos en sedimentos marinos precámbricos, superan en cantidad y variedad a los de ambientes actuales. Es así que, por ejemplo, en el Hamelin Pool del Shark Bay, en Australia (ambiente marino, hipersalino de aguas someras) que es el lugar en donde se desarrollan los estromatolitos más parecidos a los precámbricos (Playford y Cockbain, 1976), son superados en cantidad y diversidad por los del Proterozoico.

De todos modos, los estudios realizados en este área por Logan (1961), Logan et al (1964), Playford (1973), Logan et al (1974), Hoffman (1976) Playford and Cockbain (1976), entre otros, han brindado algunas pautas que bien pueden aplicarse a estromatolitos del Precámbrico. Asimismo se han realizado numerosos estudios de morfogénesis en diversos estromatolitos (Cf. Walter 1976, Capítulo 6), que son de gran utilidad paleoambiental.

Por otra parte, el registro geológico posee numerosos depósitos sedimentarios con concentraciones de estromatolitos, que han permitido, sobre las base de su análisis integral, realizar algunas conjeturas de bases bastante firmes, sobre las condiciones ambientales en los que se formaron esos estromatolíticos.

En síntesis, los estudios existentes sobre estromatolitos en ambientes actuales, su morfogénesis y en depósitos antiguos, permiten realizar ciertas extrapolaciones al Precámbrico estromatolítico de Olavarría. Si a esto se le suma el análisis facial de los sedimentos que infra y suprayacen al nivel estromatolítico, se ha podido bosquejar su modelo de depositación y determinar los cambios ambientales que se sucedieron a lo largo de la formación de la Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas. Sobre la base de sus características litológicas y estructurales, ésta se encuentra dividida en tres secciones: inferior, media y superior.

VI.5.3.1.- SECCION INFERIOR

El primer banco estromatolítico (D1) presenta un conglomerado basal en donde los clastos se ubican de canto (edgewise) por la influencia de colonias algales que comenzaron a cubrir el sustrato silicoclástico. Las primeras formas estromatolíticas son un tanto primitivas, en donde se conjugan formas estromatolíticas que tienden hacia arriba, a formar columnas un tanto difusas. Posiblemente este bioestroma domado se haya formado en un ambiente subtidal. Cabe aquí realizar el siguiente razonamiento que fundamenta esta suposición.

Los domos son braquiantiformes, cuyo eje mayor se ubica perpendicular a la línea de la costa (Hoffman, 1967; Trompette, 1969). En las zonas intertidales altas del Shark Bay, se ha observado que esos domos están separados unos de otros, lo cual es lógico si se piensa en la fuerte influencia hidrodinámica que tiene el oleaje sobre estos cuerpos. Si éstos se fosilizaran, formarían biohermas domados. En contraposición hacia la zona subtidal la influencia del oleaje es menor, por lo cual es de esperar que los domos se encuentren lateralmente más unidos, dado que las condiciones ambientales son más homogéneas y las algas pueden colonizar todo el sustrato sin mayor dificultad. Estos pasarían a formar bioestromas domados.

Puede suponerse entonces que en un ambiente litoral marino, en donde se instala una plataforma de bioconstrucciones estromatolíticas, los biohermas ocuparían una posición más alta que los bioestromas.

Ricketts (1983), elaboró un esquema con un razonamiento parecido, para

explicar el Precámbrico estromatolítico de las Beltcher Islands (Canadá), ubicando biohermas muy separados y de poco relieve en la zona intertidal alta, y biohermas más juntas (aunque no unidas) y de relieve conspicuo en la zona subtidal. Probablemente habría que agregarle a este esquema paleo-ambiental, la regla antes citada y decir que estos domos de alto relieve se unen lateralmente para formar bioestromas.

Por arriba del bioestroma anterior se depositó otro, cuyas formas estromatolíticas son más definidas, y se ordenan en un ciclo estromatolítico conformado por un estromatolito estratiforme de poco espesor que pasa en continuidad a estromatolitos digitados de láminas convexas (Fig. VI.7 IV). Algunos digitados nacen sin relación con el estratiforme (pasaje discontinuo).

Los estromatolitos digitados ocupan en el Shark Bay una posición intertidal baja (Playford y Cockbain, 1976), y están formados por matas algales lisas en zonas de caletas (Hoffman, 1976). Serebryakov y Semikhatov (1974) determinaron en el Ripheano Superior de Jusmatak, en la plataforma siberiana de la URSS, que el pasaje vertical de digitados a estratiformes responde a un ritmo transgresivo.

El caso inverso ocurre en este bioestroma (D2), donde el ritmo es de somerización, de subtidal alto a intertidal bajo.

Hacia arriba, el D5, es un bioestroma domado de estromatolitos distintos al anterior. Las columnas estromatolíticas entre los estratiformes son un poco más anchas y tienden a no ramificarse. Aparentemente no poseen pared.

De acuerdo a las observaciones de Serebryakov y Semikhatov (1974) y Serbryakov (1976), este bioestroma responde a una somerización. Este último autor estudió, en la serie de Omakhta (URSS), unos bancos estromatolíticos (estromatolitos similares a los del D7), que se encuentran asociados a sedimentos portadores de grietas de desecación, pseudomorfo de halita y óndulas. Con estos elementos trazó una curva de fluctuación de la profundidad desde exposición subárea (desecación) hacia el "nearshore". De modo tal que comprobó, entre otras cosas, que los estromatolitos estratiformes se forman a una profundidad levemente mayor que los columnares.

Cabe discernir ahora si esta somerización se desarrolla en una zona relativamente más o menos profunda que la del bioestroma anterior con estromatolitos digitados. Sobre la base de estudios realizados por Horodyski (1977), se puede determinar el grado de variabilidad de condiciones ambientales. Es así que estromatolitos que mantienen sus diámetros más o menos constantes (*Katavia*, *Gymnosolen*, etc.) responden a condiciones ambientales estables. En cambio, cuando el diámetro de las columnas es variable (*Kussiella*, *Omachtenia*, etc.), las condiciones también lo son. De manera muy general, los parámetros ambientales son más variables en una zona intertidal alta que intertidal baja a subtidal. Por lo tanto este ciclo estromatolítico con un estromatolito "Kussielliforme" (Cf. clasificación de Raaben, 1969), ocuparía una zona litoralmente más alta que el ciclo estromatolítico que lo infrayace, siempre y cuando se acepte que la causa de la variabilidad en las condiciones ambientales, sea producto de la profundidad de las aguas. Cabe señalar que, por ejemplo, en charcos supratidales (condiciones estables) también se forman estromatolitos digitados con abundante chert (Hofmann, 1976b). Sin embargo no hay en estos bioestromas evidencias de ambiente supratidal.

En el bioestroma que corona esta sección inferior, lamentablemente no se han podido realizar determinaciones de sus estromatolitos, dado lo magro de sus afloramientos.

Sintetizando, se produce en esta sección inferior, una tendencia en general y en cada bioestroma en particular, de somerización desde una zona subtidal alta a una intertidal baja a media, en una bahía o caleta. Los bancos de las facies de dolomías laminadas (D3 y 4) que se intercalan

entre los bioestromas pertenecen a zonas subtidales.

VI.5.3.2.- SECCION MEDIA

Esta sección está caracterizada por un potente banco de dolomías laminadas (11-14 m) que tiene sólo dos pequeños niveles estromatolíticos intercalados.

El primer nivel (D7inf) está conformado por biohermas muy separadas entre sí y de escaso espesor (no alcanzan una altura máxima de 60 cm), los cuales presentan formas estromatolíticas incipientes y no muy bien definidas, que hacen que no se pueda inferir su paleoposición litoral.

En cambio el D7 es un cuerpo monoestromatolítico conformado por pequeños estromatolitos bulbosos (Cryptozoon) característicos del subtidal del Shark Bay (Playford y Cockbain, 1976). La sección transversal fuertemente obliada de estos Cryptozoon fm., evidencia una importante influencia de las corrientes de entrada de ola, por lo cual está por arriba de la base del tren de olas.

En consecuencia, toda esta sección es típica de ambiente subtidal.

VI.5.3.3.- SECCION SUPERIOR

Los cuatro primeros bioestromas de esta sección (D9, 11, 13 y 15) muestran una marcada similitud en sus estromatolitos y además, todos están enmarcados entre lutitas verdes interbioestromales.

Comienzan con columnas gruesas de laminación cónica (Conophyton) hasta que en determinado momento se produce, en el ápice de la columna mayor, el desarrollo de las columnas menores, con láminas convexas, las que pueden estar digitadas. Los Conophyton son subtidales (Rezák, 1957; Donaldson, 1976; Hoffman, 1976; Walter, 1977, entre otros) (Fig. VI.25 A). En cambio los digitados, como ya se ha dicho anteriormente, son intertidales bajos (Fig. VI.25 A). Si se produce una somerización (Fig. VI.25 B), es lógico esperar que sobre los Conophyton, cuyos vértices están ahora por arriba de la marea baja, evolucionen columnas iguales a las de la zona intertidal baja. En consecuencia, éste es el esquema que se propone aquí para la formación de Jacuthophyton.

Si bien estas somerizaciones son generalmente interpretadas por un mecanismo de agradación vertical ("secuencias shallowing upward", James, 1984), no debe descartarse una génesis regresiva (Cf. Fig. VI.25). Asimismo, esta hipótesis se reafirma aún más, ante la presencia de ciclos netamente transgresivos (Cf. D15bis), donde obviamente no pueden ser explicados por agradación vertical.

Los bioestromas citados, evolucionaron de una zona subtidal (entre 1 y 10 m por debajo del nivel de baja mar) a una intertidal baja, aunque se han encontrado dos variantes. En D13 y D15 se produce en la parte terminal del bioestroma un retroceso parcial hacia la zona subtidal (formación de Conophyton). Asimismo en D15, existen adosados al ciclo estromatolítico descrito unas columnas bulbosas de gran porte (Cryptozoon fm.). Su presencia resulta de gran interés genético, ya que en la actualidad se las encuentra en ambientes subtidales del Shark Bay (Playford y Cockbain, 1976) y en este bioestroma está rodeado lateralmente de estromatolitos digitados.

Probablemente durante la somerización (Fig. VI.26.1), hubo una profundización transitoria, durante la cual se formaron estas columnas bulbosas aisladas (Fig. VI.26.2), al continuar el descenso del nivel del mar, se vuelven a producir los digitados (Fig. VI.26.3) dando como resultado final el bioestroma en cuestión (Fig. VI.26.4).

En forma discontinua y probablemente con variación lateral de D15, se detectaron bioestromas con un ciclo estromatolítico distinto (D15 bis), que nace con columnas finas de láminas convexas y evolucionan verticalmente a Conophyton fm. Este bioestroma es transgresivo, ya que las Colonellas son intertidales y los Conophyton están por debajo de los 10 m de profundidad (Hoffman, 1976b).

Es notoria la diferencia de los estromatolitos que componen los bioestromas D17 y D18 con los arriba descritos. El D17 está conformado por Kussiella fm., que como ya se ha comentado, su ubicación es intertidal baja a media.

En D18 la presencia de Gongylina fm. evidencia un ambiente igual al de la parte estratiforme de Kussiella fm.

El bioestroma D18 no pudo ser caracterizado, pero aparentemente se muestra columnar en su base y estratiforme en su techo (transgresivo?).

Finalmente esta sección superior, culmina con biohermas domados formados por ciclos que nacen estructuralmente ondeados y evolucionan a columnares (unidos?) de tipo divergente (Fig. VI.7. IX). Cabe señalar que estos estromatolitos presentan ciertas características que los ubican en un ambiente intertidal alto. En primer lugar su fábrica fenestral es típica de tapetes algales pustulares, los cuales son propios de dicha zona litoral (Hoffman, 1976; Monty, 1976). Su superficie se encuentra disectada por grietas de desecación y nódulos pequeños, irregulares y con septos, que podrían ser vestigios de algún mineral evaporítico. Por otra parte los biohermas son litoralmente más altos que los bioestromas y además, los sedimentos que los suprayacen (Facies de dolomías laminadas friables) son supratidales, al igual que las facies de lutitas rojas que coronan a la Asociación de facies dolomíticas y pelíticas.

VI.5.4.- EDAD DE LOS ESTROMATOLITOS DE LAS SIERRAS BAYAS

A partir de los últimos años de la década de 1950, numerosos autores rusos comenzaron a utilizar a los estromatolitos para descifrar la bioestratigrafía de los abundantes afloramientos del precámbrico sedimentario de la Unión Soviética. Es así que Korolyuk (1958, 1959, 1960) observó que existían variaciones a lo largo de distintas secuencias estromatolíticas, en las estructuras marginales de las formas columnares. A partir de la aplicación del método de reconstrucción tridimensional de Krylov (1959, 1963) se pudo identificar otros rasgos diagnósticos en columnas estromatolíticas, como el estilo de ramificación y la morfología. Por ejemplo Krylov (1960), en los Urales encontró cambios morfológicos desde la base al techo de la secuencia, similares a los que paralelamente se encontraron en sedimentitas de la Siberia rusa (Nuzhnov, 1960; Semikhatov, 1960). Esta coincidencia fue interpretada como una evidencia de los cambios en la evolución de las algas constructoras de estromatolitos a lo largo del tiempo. Posteriormente, la geocronología absoluta mediante K/Ar apoyó esta idea. (Cf. Semikhatov, 1976). Durante la década del 1960 y principio de los años 1970, en más de 30 trabajos de autores rusos se extrapolaron los datos bioestratigráficos a otras áreas de Eurasia, fundamentalmente en secuencias del Ripheano.

Asimismo, el modelo bioestratigráfico del Ripheano diseñado por los

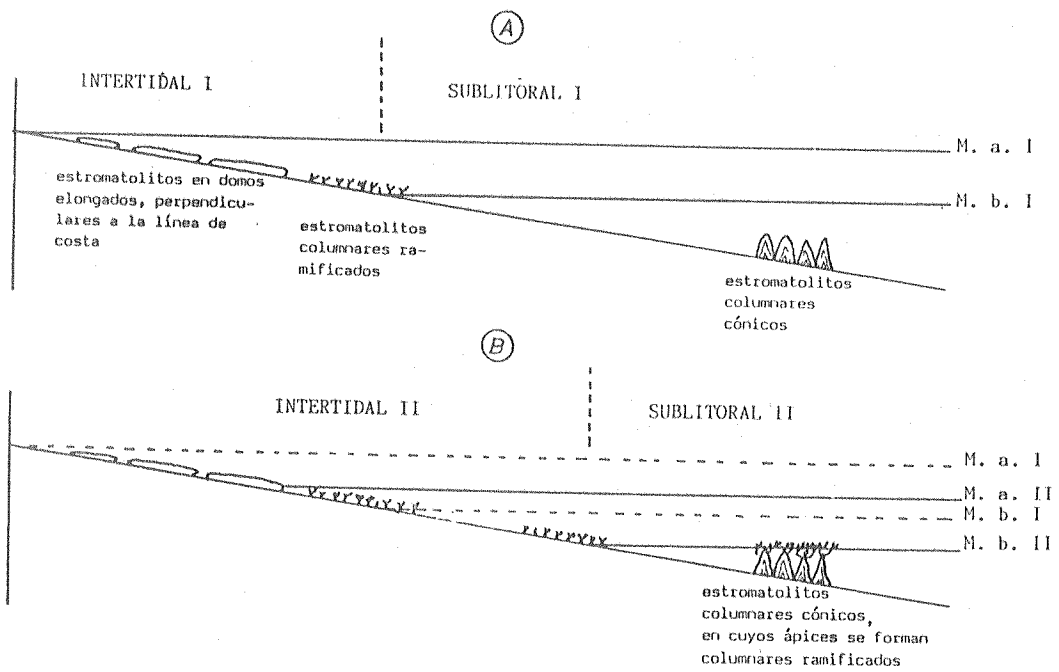
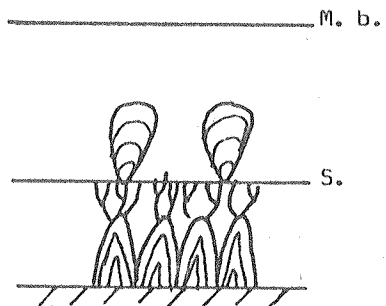


Fig. VI.25.- Esquema propuesto para la formación de ciclos estromatolíticos "tipo *Jacutophyton*", por somerización. (A= tiempo I, B= tiempo II. M.a.= marea alta, M.b.= marea baja).

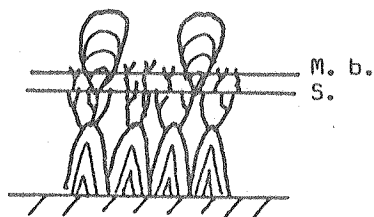
① SOMERIZACION



② PROFUNDIZACION



③ NUEVA SOMERIZACION



④ BIOESTROMA FINAL

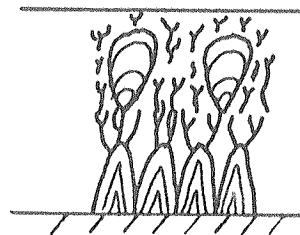


Fig. VI.26.- Esquema propuesto para la formación de ciclos estromatolíticos "tipo Jacutophyton" por somerización, combinado con estromatolitos bulbosos, a causa de una etapa de profundización.

geólogos soviéticos, ha sido aplicado en otros continentes, como Oceanía, África, Norteamérica, e incluso en Sudamérica, más precisamente en Brasil.

Sin embargo, a partir del trabajo de Logan et al (1964), quienes realizaron estudios de estromatolitos actuales del Shark Bay en Australia, se puso en tela de juicio la utilización de estromatolitos en bioestratigrafía. El hallazgo más importante que produjeron estos autores fue el hecho de detectar que una misma colonia algal construye distintas morfologías estromatolíticas según se encuentre en distintos subambientes de un ambiente tidal. Esto es sumamente importante pues se introduce un concepto paleoambiental en la formación de un estromatolito.

Esta variable creó en su momento una controversia entre la eficacia o no del uso de estromatolitos en bioestratigrafía. En opinión de Walter (1977) a este factor en contra se le suma otro, que es el no existir aún un acuerdo generalizado entre los diversos autores, sobre la taxonomía estromatolítica. Krylov (1976) ha marcado que con anterioridad a ese año, se habían utilizado doce criterios distintos para designar estromatolitos. Otro elemento a tener en cuenta es que alguno de los datos isotópicos K/Ar para determinar edades en Rusia, se realizan sobre glauconitas, mineral éste que ofrece resultados poco confiables (Walter, 1977). Otros en cambio, se basan en dataciones de diques intrusivos y granitos, que resultan más confiables.

De todos modos, las secuencias estromatolíticas con similares cambios temporales, existen y no se pueden negar. Estas siguen patrones semejantes en distintos puntos del planeta. Por otra parte y como ya lo señalara Preiss (1976), si bien existen algunas analogías entre el Shark Bay y los estromatolitos precámbricos, no aparecen en la actualidad la gran diversidad y complejidad, como en el precámbrico.

En una de las últimas revisiones sobre este tema, Bertrand-Sarfatti y Walter (1981) concluyeron que un elemento muy importante a tener en cuenta, es la presencia de microorganismos fósiles, en los estromatolitos que presentan cambios a lo largo del Proterozoico (Cf. Schopf, 1977), los cuales deben dar sin lugar a dudas distintas morfologías estromatolíticas, y lo que es más importante aún, distintas microestructuras. Con respecto a esta última característica, Monty (1976) documentó fehacientemente la relación existente entre la forma de la mata algal y la microestructura del estromatolito, como así también el tipo de perfil de las láminas.

En el caso específico de Sierras Bayas, se ha utilizado el criterio bioestratigráfico de determinación de edades a partir de la asociación de grupos y formas estromatolíticas, según lo sugerido por Semikhatov (1976). De modo tal que la presencia de Parmites fm., Gymnosolem fm., Inzeria fm., Minjaria fm., Kotuikania fm., Katavia fm. y Jurusonia cf. nisvensis, ubican a la Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas, en el Ripheano superior (R3).

Dentro de éste, el Conophyton ressoti circunscribe estas dolomías a un lapso de tiempo más corto comprendido entre los 800 a 900 m.a., ya que esta forma estromatolítica sólo ha sido encontrada en Mauritania (África Noroccidental) en el Grupo D'Atar (Menchikoff, 1946; Trompette, 1969; Bertrand-Sarfatti y Raaben, 1970), y en la parte cuspidal de la Formación Abenab, también de África (Cloud y Semikhatov, 1969). Ambas secuencias sedimentarias están acotadas aproximadamente entre los 800 y 900 m.a. (Cf. Plumb y James, 1986).

CAPITULO VII

Trazas fósiles y microorganismos

VII.1.- INTRODUCCION

Las trazas fósiles presentes en las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires, han sido motivo de estudio desde que Hauthal (1986) efectuara el primer hallazgo de icnitas en esta región. Asimismo, la falta de macrofósiles "convencionales" incrementó el interés por estas bioturbaciones, convirtiéndose durante muchos años en el único elemento fosilífero de utilidad en la estratigrafía de Tandilia. Aunque los estromatolitos (que no son fósiles sino estructuras órganosedimentarias) también son buenos indicadores cronoestratigráficos.

En los últimos años el espectro fosilífero se ha acrecentado con el hallazgo de microfósiles de gran valor geocronológico.

Además de ser elementos bioestratigráficos, las trazas fósiles y los microorganismos aportan una importante información paleoambiental.

En el presente capítulo se brindarán las primeras descripciones de los icnogéneros hallados en Sierras Bayas y se los comparará con los de la formación Balcarce, con el propósito de marcar las diferencias existentes entre ambos.

Además, se dará a conocer el hallazgo de microfósiles en la Asociación de Facies Carbonáticas y la descripción de sus formas.

Posteriormente, se realizarán con las trazas fósiles algunas consideraciones de índole paleoambiental y geocronológicas.

VII.2.- ANTECEDENTES

Como se mencionó anteriormente, en lo que respecta a trazas fósiles de la Formación Balcarce, Hauthal (1986) mencionó por primera vez su presencia en las Sierras Septentrionales. Este investigador describió dicha traza, pero no la clasificó, ante el desconocimiento de si pertenecía o no a un icnogénero ya descrito. Hoy se sabe que se trata de Artrophycus alleghaniensis Harlan y pertenece a la colección del Museo de La Plata. En su ficha figura que fue encontrada en ortocuarцитas de la Sierra de la Vigilancia (Balcarce). Este autor le asignó una edad cámbrica.

Posteriormente Nàgera (1940), Antonioli (1963) y Borrello (1963) fueron realizando contribuciones parciales, hasta que Borrello (1966) efectuó una revisión de las tres colecciones (con 18 géneros y 22 especies) existente en aquella época, cuyo material provenía de distintas localidades fosilíferas ubicadas entre Juárez y Mar del Plata. En su opinión, la edad de las sedimentitas portadoras de estas icnitas, es ordovícica.

Otros aportes más recientes sobre trazas fósiles de la Formación Balcarce, en el contexto del Paleozoico inferior de la Argentina, fueron brindados por Aceñolaza (1978,1982). Alfaro (1981) comunicó la presencia de dos especies nuevas de Cruzianas (C. ?furcifera y C. ?semiplicata) y Didymaulichnus sp., en el Cerro del Corral.

La traza Phycodes aff. pedum, fue encontrada por Regalía y Herrera (1981). Posteriormente Zalba et al (1982) citaron por primera vez Didymaulichnus sp. en Barker, en cuarcitas de la Formación Balcarce.

Se deben a del Valle (1984) otros hallazgos de trazas fósiles en la Formación Balcarce. Esta autora realizó una revisión de las diversas icnitas presentes en los distintos afloramientos fosilíferos entre Balcarce y Mar del Plata, abarcando los citados en Borrello (1966) y nuevas localidades de interés. Los nuevos géneros encontrados son Cochlichnus sp. y Flagioonus sp.

Cingolani et al (1985) comunicaron por primera vez la presencia en el Cerro del Corral (partido de Necochea) de los icnogéneros Planolites, Monocraterion, Monomorphichnus, Bergaueria y Conostichnus, entre otros ya citados para la Formación Balcarce.

Una última consideración sobre bioturbaciones, es la presencia de Skolithos sp. en el basamento cristalino que actúa como sustrato de cuarcitas de la Formación Balcarce en Constante 10 y La Verónica (Andreis y Zalba, 1986).

En cuanto a Sierras Bayas, la primera mención de dubiofósiles la efectuaron Marchese y Di Paola (1975), quienes encontraron trazas en la Cantera Colombo, pero no dieron detalles sobre éstas.

Las primeras descripciones de trazas en Sierras Bayas surgieron a partir de la presente investigación, siendo comunicadas en Poiré et al (1984), junto a la comparación de éstas con las de la Formación Balcarce.

Con respecto a los microfósiles preordovícicos de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires, éstos han sido tratados a distintas escalas de trabajo, en Cuomo et al (1975), Fairchild (1978), Pothe de Baldis et al (1983) y Cingolani y Rauscher (1985).

Cuomo et al (1975), adelantaron la presencia de éstos en Sierras Bayas y su estudio estuvo a cargo de Pothe de Baldis et al (1983). Se trata de una flórmula fósil en arcilita oscura del Miembro Pelitas, compuesta por formas algales de Paleorivularia y Chuararia, y acritarcas de los géneros Leosphaeridium y Protopleiosphaeridium. De acuerdo al fósil guía Chuararia estos autores le asignan una edad ripheana superior (700-800 ma) a estas pelitas.

El hallazgo de nuevos microfósiles lo efectuó Fairchild (1978) en rocas ftanitas de Barker. Este autor reveló la presencia de vestigios de probables microfósiles, pobremente preservados. Estos están formados por microfósiles filamentosos y formas esferoidales y elipsoidales. Estos microfósiles similares pero más grandes que los encontrados en la Formación Paraoeba del Grupo Bambul del Brasil (Fairchild y Dardenne, 1978) por lo cual este autor sostuvo la hipótesis de que la Formación Sierras Bayas tiene que ser más joven que la Formación Paraoeba, o sea más joven que 700 ma. Las muestras de ftanitas no fueron recolectadas por el autor y su ubicación con dudas sería en el nivel de dolomías o más alto.

Cabe señalar que recientemente, Fairchild examinó muestras de la brecha de ftanita del Miembro Psamopelitas (Poiré e Itiguez, 1983) y encontró en muestras similares (Fairchild, comunicación personal). Cingolani y Rauscher (1985) encontraron en la zona de Barker una asociación de acritarcas, del tipo Sphaeromorphitae, en niveles de pelitas grises oscuras, posiblemente equivalentes a la Formación Cerro Negro.

Un párrafo aparte merecen las menciones de macrofósiles de Siemirdzki (1893) y Harrington (1940). El primero comentó el hallazgo en dolomías de Sierras Bayas, de un celenterado hidrozoario Stromatopora polymorpha y un braquiópodo articulado, Atrypareticularis. Asimismo citó impresiones de trilobitas en las calizas. Lamentablemente este autor no registró muestras, ni realizó descripciones o dibujos, como para dar crédito a sus hallazgos.

Harrington (1940), describió un fósil que le entregó personal de la empresa Loma Negra, para su estudio. Se trata de un invertebrado Spiriferina (Spiriferellina) campestris del cual se contó con dos ejemplares y según aclaró el autor se revisó cuidadosamente el área del hallazgo sin poder encontrar otros restos. Con posterioridad se puso en duda este hallazgo, sospechándose que el material descripto podría haber sido traído de Bolivia (Antonoli, 1969).

VII.3.- TRAZAS FOSILES DE LA ASOCIACION DE FACIES CUARCITICAS

Las trazas fósiles que aquí se describen han sido halladas en las cuarcitas que coronan el Cerro Largo, en la cercanías de la cantera "Villa Mónica II". En éstas se han encontrado tres clases de icnitas, dos de las cuales pueden referirse a los icnogéneros Palaeophycus y Didymaulichnus. La tercera es una traza en forma de U paralela a la estratificación, de difícil clasificación.

VII.3.1.- PALAEOPHYCUS Sp. HALL 1947

Marcas cilíndricas, acintadas, con sección transversal plano convexa, de disposición curvada y en parte ramificada. En algunos sectores es frecuentes encontrar entrelazamientos y superposiciones. Se presentan como epirrelieves negativos (Foto VII.1 a y b).

Se hallan dispuestas en forma horizontal, paralelas a la estratificación. Están presentes en arenitas cuarzosas de grano fino a medio con estratificación ondulítica. Las superficies interestratales en las cuales se encuentran las icnitas, presentan impregnaciones rojizas debidas a las circulación de óxido de hierro. Las trazas están rellenas con material de igual composición que la roca portadora. Sus contactos con la roca de caja son netos. No presentan ornamentación externa, ni estructuras internas. En lo referente a sus dimensiones, la longitud es variable, con valores medios de 20 cm, y el ancho varía de 0,5 a 0,8 cm. De acuerdo a la clasificación etiológica se la incluye dentro de Repichnia, huellas de arrastre (Seilacher, 1953).

En general se encuentra asociada con marcas en forma de U paralelas a la estratificación y ocasionalmente con Didymaulichnus sp.

En nuestro país fueron descritas por Borrello (1966) para la Formación Balcarce, y por Aceñolaza (1978) en el Arenighiano de la Sierra de Mojotoro (Salta). Recientemente fueron citadas en el Cámbrico superior Ordovícico inferior de Jujuy (Fernandez y Lisiak, 1984) y en la Formación Campanario (Cámbrico superior) de Salta y Jujuy (Manca, 1986).

Biocrón: Precámbrico-Reciente.

Registrado bajo el número MLP 18.084 (Div. Paleozool. Invert.).

VII.3.2.- DIDYMAULICHNUS Sp. YOUNG 1972

Traza acintada ligeramente curvada que presenta dos surcos con una costilla media. Se dispone horizontalmente y en forma paralela a la estratificación. Epirrelieve negativo (Foto VII.2).

La roca que la contiene es una arenita cuarzosa de grano fino a medio, con estratificación ondulítica. La composición de la traza es semejante a la de la roca de caja, con la que presenta contactos netos. No se observan estructuras internas ni ornamentación externa. La longitud de la traza alcanza un máximo de 1 m, y el ancho es de 1 cm. De acuerdo a la clasificación etiológica, el material estudiado sería una huella de arrastre: Repichnia (Seilacher, 1953).

Las icnitas descritas se encuentran solas o asociadas con Palaeophy-



Foto VII.1 a .- Palaeophycus sp., en epirrelieve negativo. Escala en centímetros (Perfil Cerro Largo).

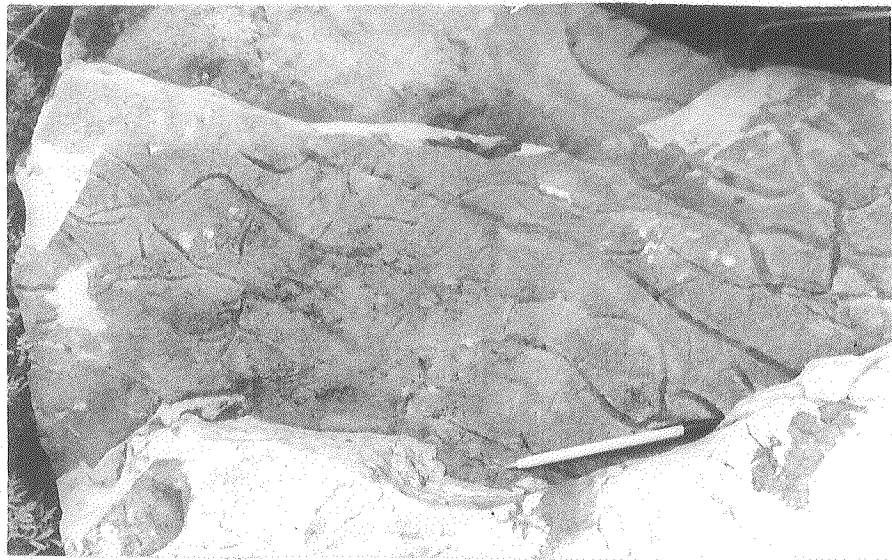


Foto VII.1 b.- Planos estratales con trazas fósiles acintadas de Palaeophycus sp. y Didymaulichnus sp. (Perfil Cerro Largo).

cus y marcas en forma de U paralelas a la estratificación .

Son sinónimos de esta traza, los términos Rouaultia y Fraena. Sobre las cuarcitas de la Formación Balcarce, Borrello (1966) citó Rouaultia sp. en la zona de Mar del Plata, Alfaro (1981) y Zalba et al (1982) lo hicieron en otras localidades de esta formación, utilizando el término Didymaulichnus. Aceñolaza (1978,1982) prefirió el nombre Fraena al describir estas formas en el noroeste argentino, pero Hantzschel (1975) aclaró que de acuerdo con otros autores, este término es recomendable usarlo para pistas similares pero unilobuladas. También fue reconocido Didymaulichnus sp. por Fernandez y Lisiak (1984) en el Ordovícico de Jujuy.

Biocrón: Precámbrico-Carbónico.

Registrado con el número MLP 19.084 (Div. Paleozool. Invert.).

VII.3.3.- TRAZAS EN FORMA DE U PARALELAS A LA ESTRATIFICACION

Traza en forma de U cuya disposición es paralela a los planos de estratificación. En la mayoría de las marcas los brazos se disponen muy abiertos hasta formar una hemicircunferencia y con menor frecuencia se presentan en ángulo conformando ambas ramas una V. Se aprecian en epirrelieve negativos (Foto VII.3).

Se encuentran en los planos de estratificación de arenitas cuarzosas de grano fino a medio.

Las ramas tienen una longitud de 0,5 a 1 cm y la separación de las mismas es de 0,5 a 0,8 cm. Guardan independencia entre sí, sus vértices apuntan en diferentes direcciones y en ciertos casos se superponen unas con otras.

Estas trazas en formas de U paralelas a la estratificación son comparables, aunque de menores dimensiones con los Corophioides sp. que Borrello (1966) describió en la región de Balcarce-Mar del Plata. Posteriormente Hantzschel (1975) anuló la terminología utilizada por Borrello para esta traza aclarando que los Corophioides siempre se disponen perpendiculares a la estratificación. No obstante invalidar el término, no propuso otro ni lo reclasificó. Dado el carácter horizontal de la marca, Knox (1973) propuso con dudas, referir el material descrito por Borrello al icnogénero Rizocorallium. De modo tal que reemplazó la nomenclatura Corophioides scagliai por Rizocorallium? scagliai. Si bien este icnogénero puede tener una disposición paralela a la estratificación, su tamaño y forma es diferente al material referido por Borrello a Corophioides, por lo que no parece conveniente su reubicación en Rizocorallium. La designación formal de esta traza escapa los objetivos de este trabajo.

VII.3.4.- CONSIDERACIONES BIOFACIALES

Las trazas fósiles presentes en la Asociación de Facies Cuarcíticas, muestran un ordenamiento vertical de acuerdo con su morfología (ver columna estratigráfica). En el sector basal se aprecia una mayoría de trazas vermiformes con subordinamiento de trazas en forma de U paralelas a la estratificación. En contraposición, en la sección superior se detectan únicamente las de este último tipo.

Sobre la base de la clasificación icnofacial de Seilacher (1967, fide

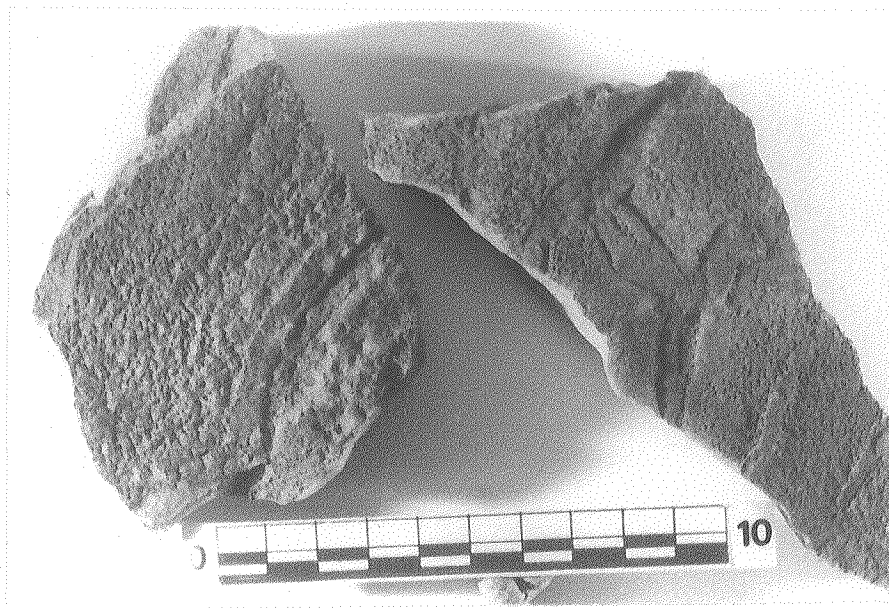


Foto VII.2.- *Didymaulichnus* sp., en epirrelieves negativos. En parte se conserva el relleno. Escala en centímetros (Perfil Cerro Largo).



Foto VII.3.- Trazas en forma de U paralelas a la estratificación, en epirrelieve negativo. Escala en centímetros (Perfil Cerro Largo).

Frey, 1975), las trazas fósiles aquí descritas pertenecen a la icnofacies de "Cruziana". Cabe aclarar que esta clasificación diferencia a las facies como respuesta a un nivel de energía dado. De manera tal que por ejemplo, la icnofacies de "Cruziana" corresponde a un nivel de energía moderado a relativamente bajo, el cual puede presentarse en muy diversos subambientes de deposición acuática. Es así que dicha asociación de trazas puede encontrarse en estuarios, bahías, lagunas litorales, plataformas continentales y taludes de mares epíricos (Frey y Seilacher, 1980).

En este caso por comparación con las facies sedimentarias (Capítulo IX), esta icnofacies de "Cruziana" se corresponde con una zona subtidal de una costa de mar abierto.

VII.3.5.- CONSIDERACIONES BIOESTRATIGRAFICAS. COMPARACION DE ESTAS TRAZAS CON LAS DE LA FORMACION BALCARCE

Como lo mencionaran Poirè et al (1984) las trazas presentes en la Asociación de Facies Cuarcíticas también se han encontrado en la Formación Balcarce. Aunque las icnitas en forma de U paralelas a la estratificación de las Sierras Bayas, son de un tamaño significativamente menor que las que se observan en la Formación Balcarce.

Sin embargo, la diferencia más significativa entre el contenido de trazas de una y otra formación, radica en la abundancia y diversidad de icnogéneros de la Formación Balcarce, en contraposición con la reducida cantidad y escasa variedad de formas de la Asociación de Facies Cuarcíticas de Sierras Bayas (Cuadro VII.1).

Es muy importante, ya que distintos autores han coincidido en ubicar el límite Precámbrico-Cámbrico inmediatamente por debajo de los niveles que contienen un incremento abrupto en la cantidad y diversidad de trazas fósiles (Glaessner, 1969; Banks, 1970; Young, 1972; Crimes y Germs, 1982). Esto es razonable si se piensa que en el inicio del período Cámbrico se generó una súbita diferenciación de organismos bentónicos de cuerpo blando, idea sustentada por Seilacher y reafirmada por Glaessner (1969). Crimes (1975) ratificó este criterio y consideró que las icnitas deberían ser tomadas en cuenta ya que podrían ser de gran valor en la localización del límite Precámbrico-Cámbrico. Es así que en la actualidad se está trabajando en la ubicación de la base del sistema Cámbrico con icnitas, en una secuencia silicoclástica de China y establecer el estratotipo correspondiente (Crimes, comunicación personal).

En síntesis, la Asociación de facies cuarcíticas se caracteriza por la reducida cantidad y escasa variedad de trazas fósiles, mientras que la Formación Balcarce presenta gran abundancia y diversidad de icnitas, siendo ambas secuencias de subambientes similares (Poirè et al, 1984). De acuerdo con la variedad vertical del grado de bioturbación la primera sería precámbrica y la segunda paleozoica (Cambro-ordovícico), lo cual corrobora lo expuesto por Amos et al (1972) y Dalla Salda e Ifiguez (1978), en el sentido de la existencia de dos unidades sedimentarias distintas y no coetáneas en las Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires.

VII.4.- MICROFOSILES DE LA ASOCIACION DE FACIES CARBONATICAS

FORMACION BALCARCE

ASOCIACION DE FACIES
CUARCITICAS

- | | |
|---|---|
| (1) <u>Arthropycus alleganiensis</u> Harlan | (6) <u>Didymaulichnus</u> sp. Young |
| (7) <u>Bergaueria</u> sp. Prantl | (6) <u>Palaeophycus</u> sp. Hall |
| (5) <u>Cochlichnus</u> sp. Hitchcock | (6) Trazas en U paralelas
a la estratificación |
| (1) <u>Corophioides scagliai</u> Borrello | |
| (1) <u>Crossopodia scotica</u> M'Coy | |
| (1) <u>Cruziana bonariensis</u> Borrello | |
| (1) <u>C. flexosa</u> Borrello | |
| (2) <u>C. ?furcifera</u> d'Orbigny | |
| (2) <u>C. ?semiplicata</u> | |
| (1) <u>Chondritoides insolitus</u> Borrello | |
| (4) <u>Didymaulichnus</u> sp. Young | |
| (1) <u>Dimorphichnus bontempi</u> Borrello | |
| (1) <u>Isopodichnus problematicus</u> Schindewolf | |
| (7) <u>Monocraterion</u> sp. Torell | |
| (7) <u>Monomorphichnus</u> sp. Crimes | |
| (1) <u>Nereites elegans</u> Borrello | |
| (1) <u>Palaeophycus gracilis</u> Borrello | |
| (1) <u>P. tubularis</u> Wilson | |
| (1) <u>P. vulgaris</u> Borrello | |
| (1) <u>Palaeosaportia loedeli</u> Borrello | |
| (1) <u>Palecypodichnus amygdaloides</u> Seilacher | |
| (3) <u>Phycodes</u> aff. <u>pedum</u> Seilacher | |
| (1) <u>Phyllocytes</u> sp. Geinitz | |
| (5) <u>Plagiognus</u> sp. Roedel | |
| (7) <u>Planolites</u> sp. Nicholson | |
| (1) <u>Rhizocorallium</u> sp. Zenker | |
| (1) <u>Rouaultia lvelli</u> Rouault (=Didymaulichnus) | |
| (1) <u>Rusophycus bilobatus</u> Vanuxem | |
| (1) <u>R. didymus</u> Salter | |
| (1) <u>Sagittichnus lincki</u> Seilacher | |
| (1) ? <u>Skolithos</u> sp Haldemann | |
| (1) <u>Tigillites dufrenoyi</u> Hantzschel | |

(1) Borrello, 1966; (2) Alfaro, 1981; (3) Regalia y Herrera, 1981;
(4) Zalba et al, 1982; (5) del Valle, 1987; (6) Poiré et al, 1984;
y (7) Dingolani et al, 1985.

Cuadro VII.1.- Comparación entre el contenido de trazas fósiles de la Asociación de Facies Cuarcíticas (Precámbrico) con la Formación Balcarce (Cambro-Ordovícico)

En muestras colectadas en las canteras "Feitis" y "Aust I", se han encontrado tres tipos de microformas orgánicas en calizas. Se las ha diferenciado en: tipo A) formas esferoidales aisladas, tipo B) formas elipsoidales aisladas y tipo C) formas esferoidales agrupadas en filamentos.

TIPO A: formas esféricas, aisladas y en colonias. Las formas aisladas (Fotos VII.4, 5, 6 y 7), esencialmente esféricas, de tamaños que varían entre 30 micrones y 160 micrones. Algunos individuos presentan en la zona periférica, rugosidades y pliegues suaves. Se han observado además algunas formas que están en aparente división celular (Fotos VII.6 y 7).

En algunos casos, estas formas se observan agrupadas en colonias ramificadas, subverticales y oblicuas a la laminación (Foto VII.8).

TIPO B: formas elipsoidales, aisladas, levemente asimétricas (Foto VII.9), cuyo eje mayor tiene una longitud que oscila entre los 250 micrones y 550 micrones. Su superficie externa se encuentra corrugada y con pliegues.

TIPO C: formas filamentosas conformadas por hileras de corpúsculos esféricos o elípticos, cuyo ancho es de 40 a 60 micrones. Estos filamentos se cruzan entre sí, guardan independencia con respecto a la estratificación y presentan diseños rectos (Foto VII.10), suavemente curvados (Fotos VII.10, 11 y 12), fuertemente curvados (Foto VII.13), en forma de V abierta (Fotos VII.12 y 14), en V muy cerrada (Foto VII.15) o en bastón (Foto VII.16).

Estos filamentos son anteriores a los fenómenos de estilolitización (Foto VII.13) y venación calcítica (Fotos VII.12 y 14).

VII.5.1.- RELACION DE LOS MICROORGANISMOS CON LA MATERIA ORGANICA DE LAS CALIZAS

Desde los primeros trabajos de importancia en Sierras Bayas (Nàgera, 1919; Palacios, 1946; González Bonorino, 1956) se reconoció una presencia significativa de materia orgánica en las calizas de esta región, sobre manera en las de color negro. Pero nunca se encontraron los organismos fósiles precámbricos "productores" de esta materia orgánica, aunque siempre se sospechó de organismos unicelulares. Asimismo, la búsqueda de Conodontos en estas calizas resultó estéril (Heredia, comunicación personal).

Con el hallazgo de estas microformas se confirma dicha suposición y surge la propuesta de considerar a estos elementos fósiles, como el único aporte de materia orgánica, hasta tanto no se encuentren nuevos elementos de juicio.

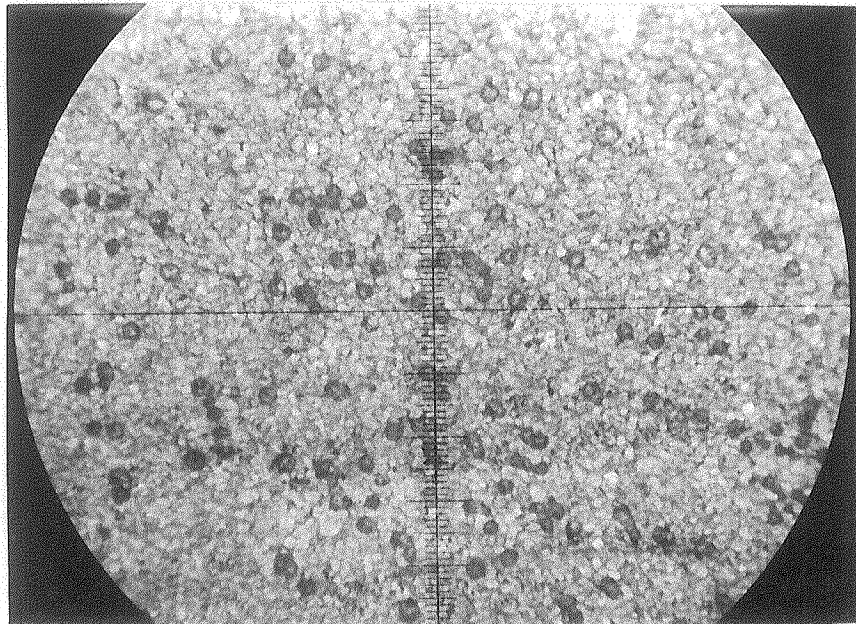


Foto VII.4.- Formas aisladas esféricas Tipo A, en calizas (división mayor= 390 micrones).

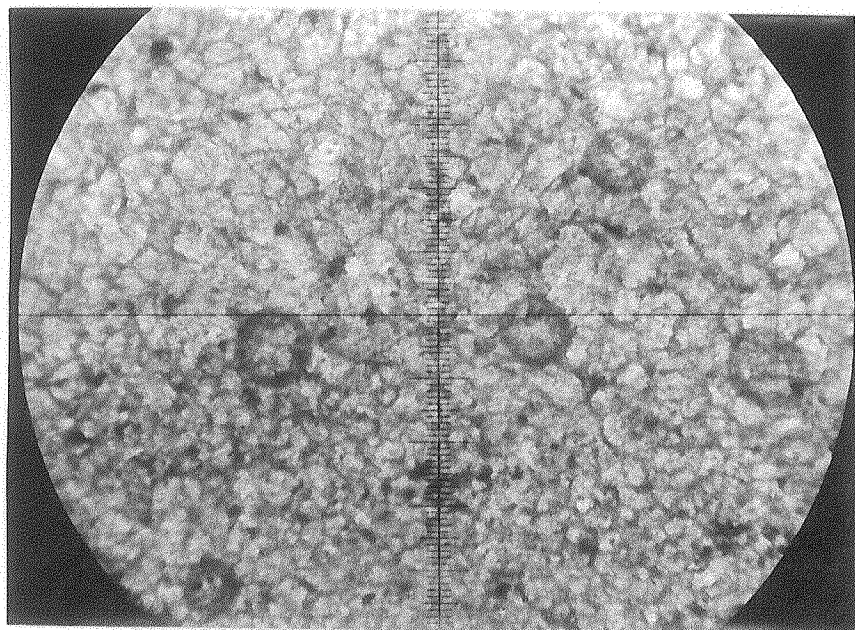


Foto VII.5.- Detalle de la anterior (división mayor= 130 micrones).

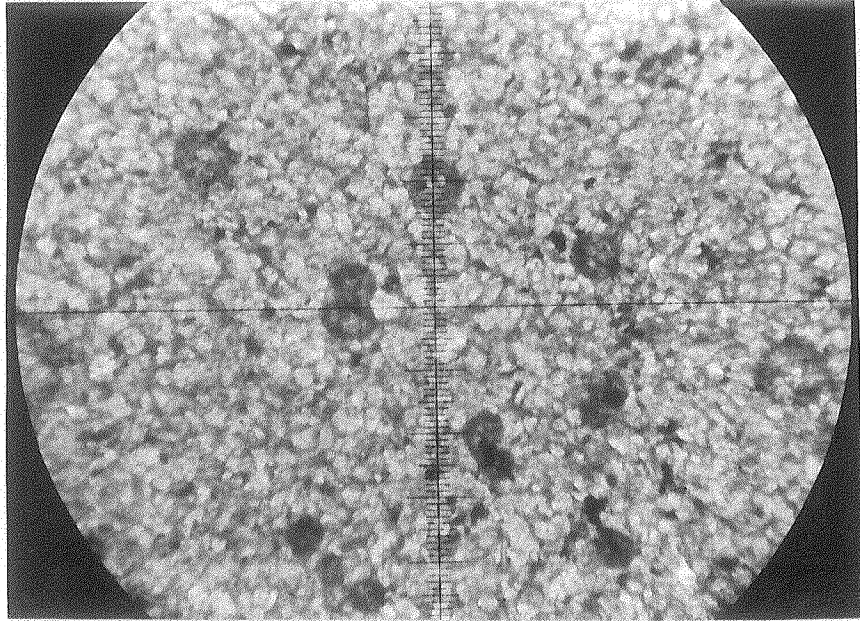


Foto VII.6.- Formas esféricas Tipo A, en aparente división celular (división mayor= 130 micrones).

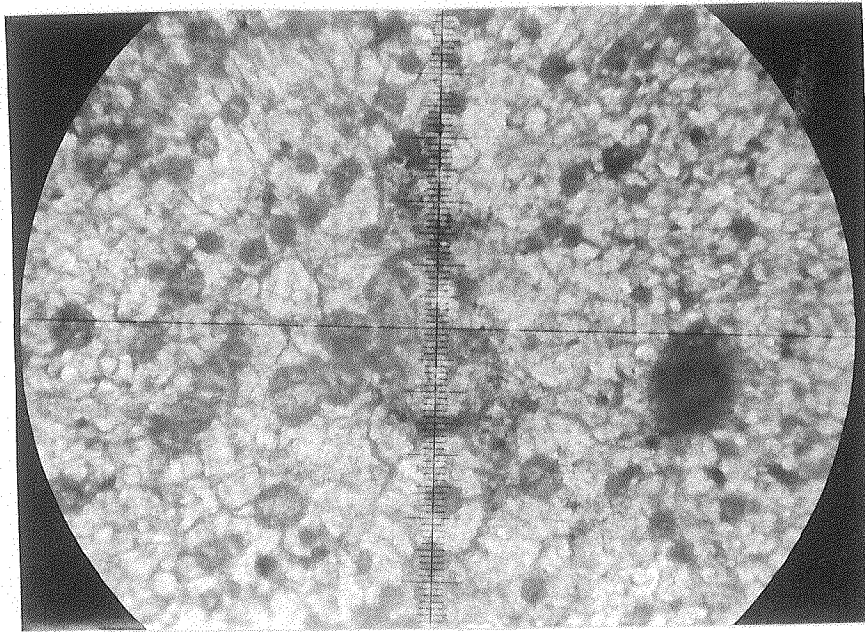


Foto VII.7.- Formas esféricas Tipo A, de mayor tamaño, en aparente división celular (división mayor= 130 micrones).

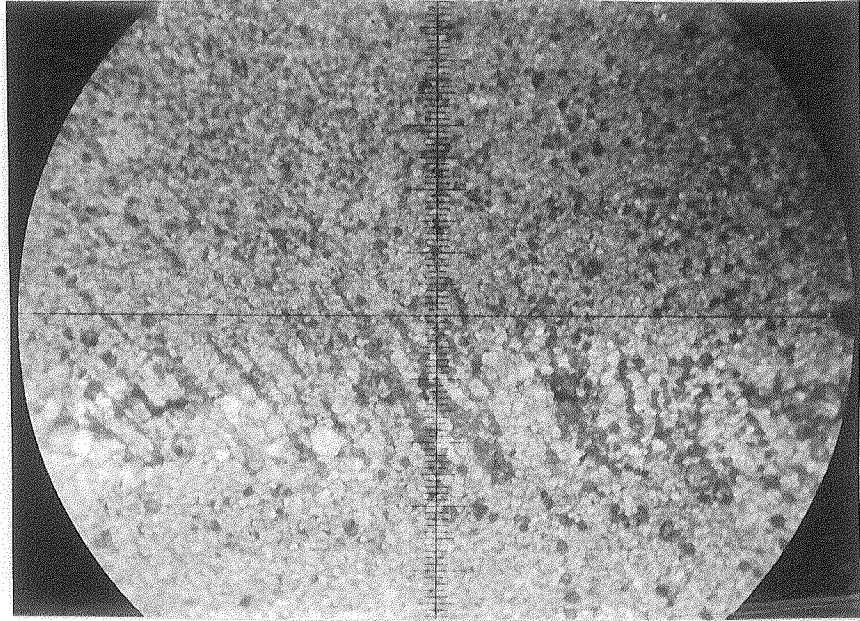


Foto VII.8.- Formas esféricas agrupadas en colonias ramificadas normales a la estratificación (división mayor= 390 micrones).

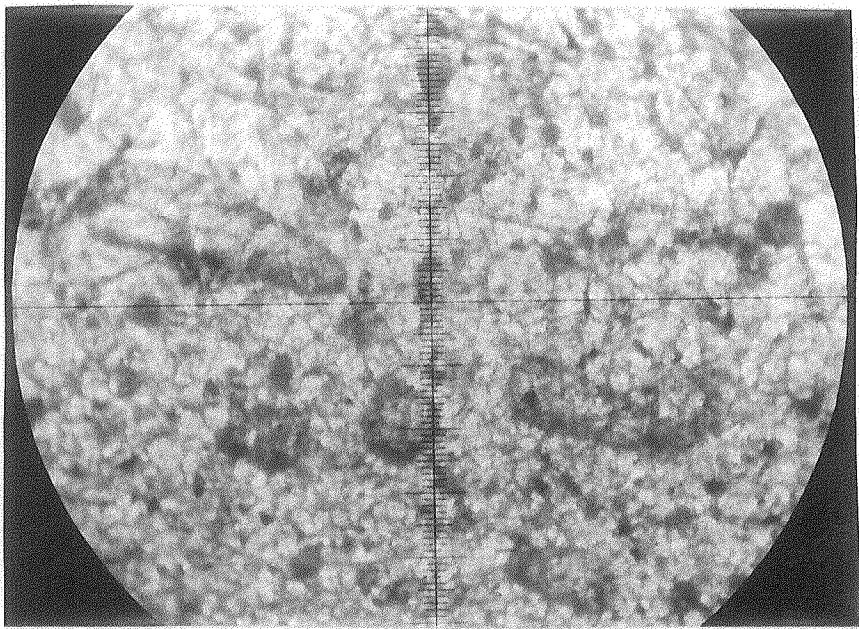


Foto VII.9.- Formas elipsoidales Tipo B (división mayor= 390 micrones).

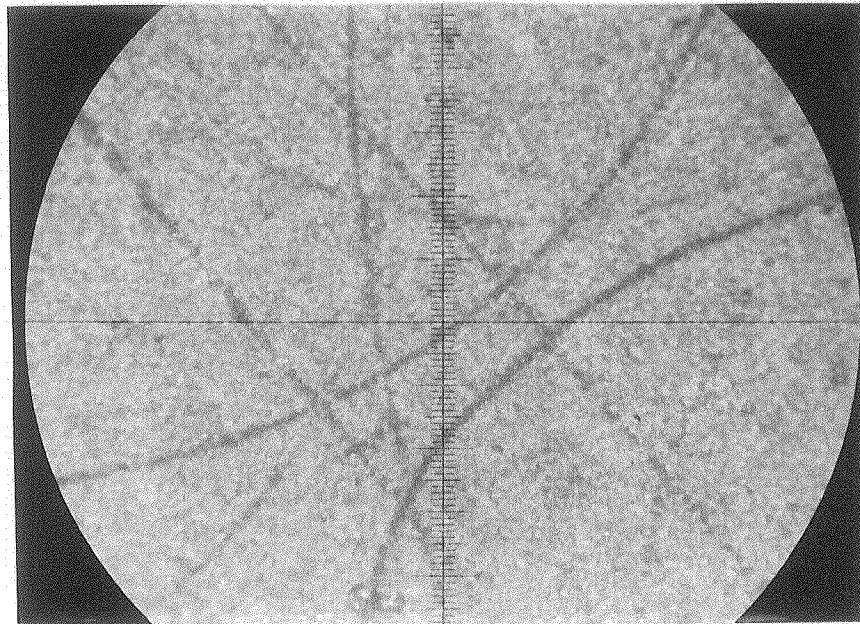


Foto VII.10.- Formas filamentosas Tipo C, de diseños rectos y suavemente curvos (división mayor= 390 micrones).

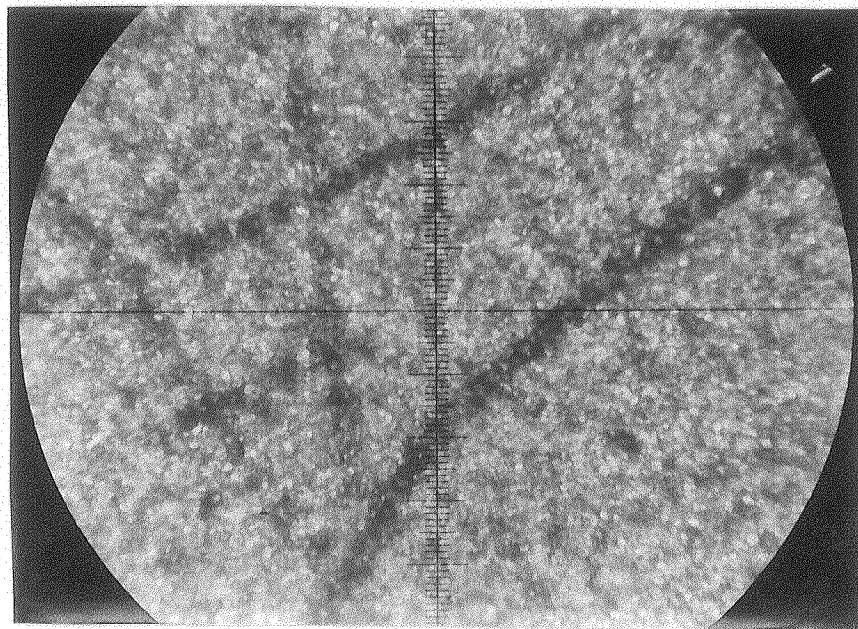


Foto VII.11.- Formas filamentosas Tipo C, rectas y de curvas suaves, vistas en detalle (división mayor= 130 micrones).

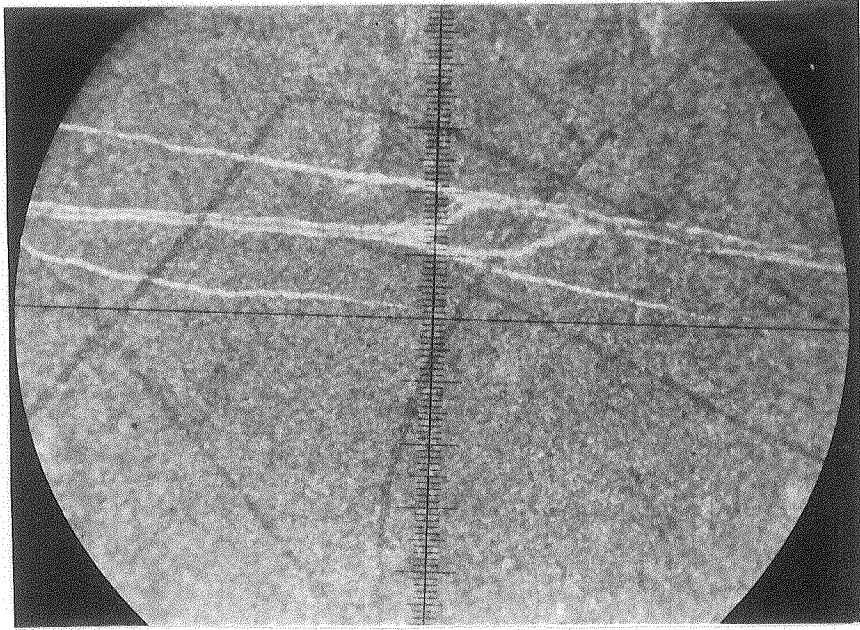


Foto VII.12.- Formas filamentosas Tipo C, de diseños rectos, suavemente curvos y en V abierta. Mudstones con venación calcítica (división mayor= 390 micrones).

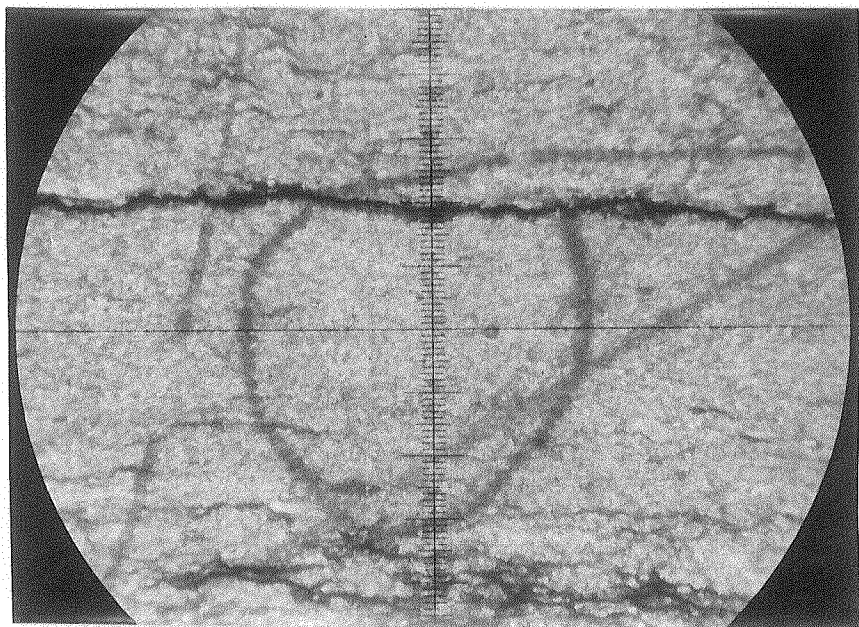


Foto VII.13.- Formas filamentosas Tipo C, fuertemente curvadas. La estilolitización afectó el diseño original de esta forma (división mayor= 390 micrones).

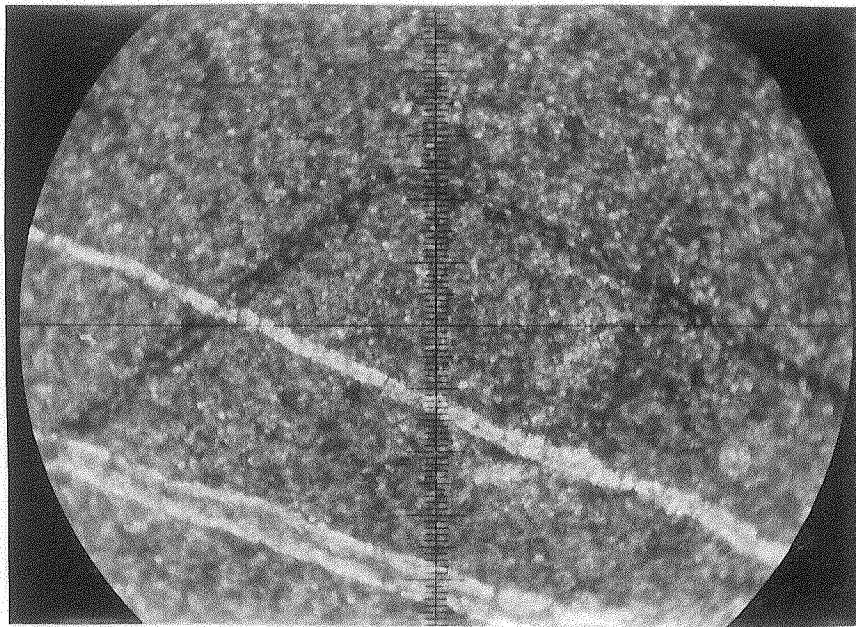


Foto VII.14.- Formas filamentosas Tipo C, de diseño en forma de V abierta, vista con mayor detalle. Los corpúsculos se encuentran elongados en el sentido de la alineación (división mayor= 130 micrones).

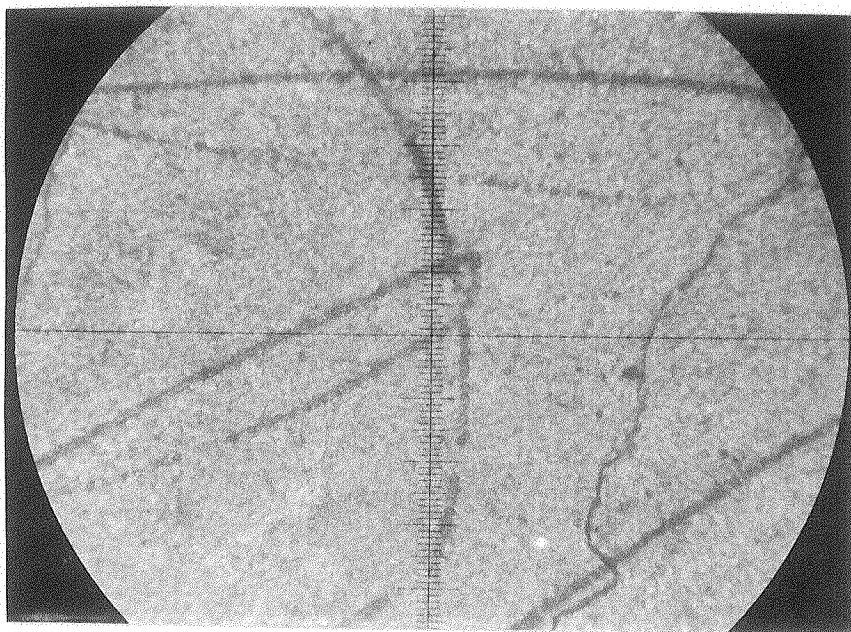


Foto VII.15.- Formas filamentosas Tipo C, de diseños en V muy cerrada, asociadas con otras rectas y suavemente curvadas (división mayor= 390 micrones).

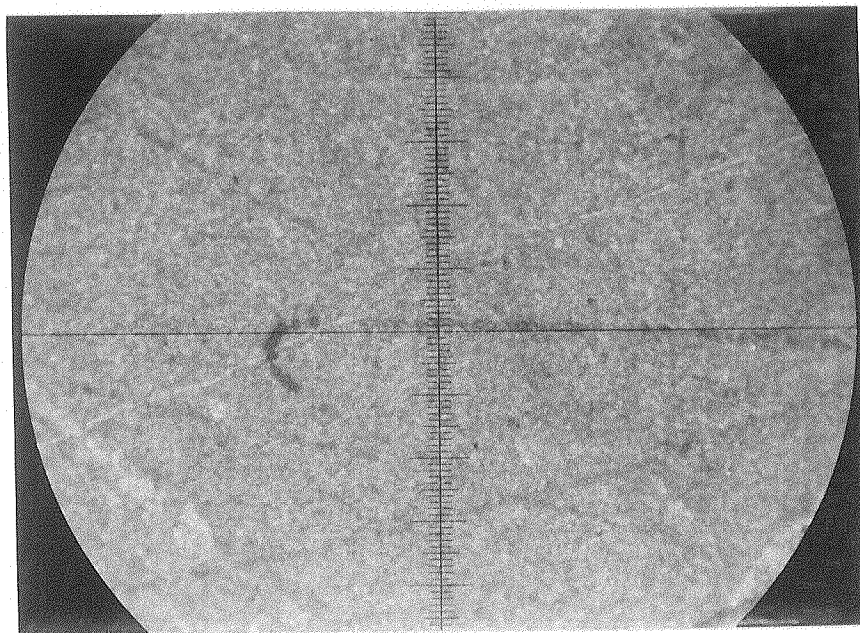


Foto VII.16.- Forma filamentosa Tipo C, de diseño en bastón (división mayor= 390 micrones).

CAPITULO VIII

Origen de la dolomita y modelo de dolomitización

VIII.1.- INTRODUCCION

Las dolomías son rocas sedimentarias que pueden responder a distintos modelos genéticos. Vale decir que son varios los procesos que conducen a la formación de dolomita, principal componente mineralógico de estas rocas. El origen de la dolomita ha sido y sigue siendo motivo de numerosos trabajos en el orden mundial, tanto en ambientes actuales como en el registro geológico.

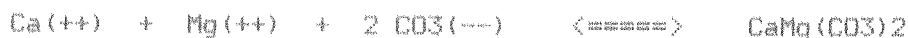
En el presente capítulo se tratará de esquematizar el modelo de dolomitización al cual respondieron las dolomías de la Formación Sierras Bayas. Con este fin, se realizarán previamente algunas consideraciones geoquímicas y petrográficas que atañen a la formación de dolomita y se analizarán los distintos modelos de dolomitización citados en la bibliografía internacional.

Cabe señalar que en la literatura específica de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires, han existido posiciones encontradas en cuanto a la génesis de estas dolomitas. Mientras que algunos autores sostuvieron una génesis secundaria (Palacios, 1946; González Bonorino, 1954; Teruggi y Kilmurray, 1975, 1980), otros le asignaron a esta dolomita un origen sinsedimentario, negando un posible reemplazo secundario (Marchese y Di Paola, 1975; Leveratto y Marchese, 1983).

VIII.2.- GENERALIDADES

VIII.2.1.- CONSIDERACIONES GEOQUIMICAS EN LA FORMACION DE DOLOMITA

Para que se produzca la precipitación de dolomita a partir de una solución, siguiendo la ecuación:



deben cumplirse dos requisitos:

1) El producto iónico $[\text{Ca}^{++}] [\text{Mg}^{++}] [\text{CO}_3^{--}]^2$ en solución debe ser superior al producto de solubilidad (K_{ps}) del mineral ($10^{\text{exp. } -16.7}$ mol/litro). El agua de mar presenta un producto iónico de $10^{\text{exp. } -15}$ mol/litro, mientras que el agua de río es de aproximadamente $10^{\text{exp. } -18}$ mol/litro. Vale decir que el primero cumple con este requisito, está sobresaturado con respecto a la dolomita, no así el agua fluvial.

2) La relación iónica $[\text{Mg}^{++}]/[\text{Ca}^{++}]$ debe ser al menos 1/1. En el agua marina dicha relación es de 5.7/1 y en la de ríos es de 0.5/1. De modo tal, que el agua de mar también cumple con este requerimiento.

Sin embargo, existe una disociación entre la teoría y la práctica. Si bien en el mar debería precipitar dolomita bajo condiciones normales, esto no ocurre. Por el contrario, el mineral que se forma es la calcita magnesiana.

A esta contradicción se la ha denominado "El problema de la Dolomita" (Cf. Blatt, 1982). Varios investigadores han pensado que el problema funda-

mental radica en algunas dificultades de cristalización, por ejemplo un factor cinético. El retículo cristalino de la dolomita (Fig. VIII.1 b) presenta un ordenamiento planar de los cationes y aniones, alternando sucesivamente una capa de $\text{Ca}^{++} + \text{CO}_3(=)$ con una de $\text{Mg}^{++} + \text{CO}_3(=)$. No debe existir más de un 5% de Ca en la capa magnesiana.

En consecuencia, si hay una relación $[\text{Mg}^{++}]/[\text{Ca}^{++}]$ no muy superior a 1, como en el agua de mar, se genera una competencia entre los iones de Ca y Mg (radio iónico semejante, $\text{Ca} = 0,97 \text{ \AA}$ y $\text{Mg} = 0,80 \text{ \AA}$) por ocupar al mismo tiempo los lugares del retículo cristalino. De modo tal que esto impide que se produzca un ordenamiento planar como el de la dolomita, sino uno espiralado (Fig. VIII.1 a) como el de la calcita magnesiana. Por esta razón, del agua marina en condiciones normales precipita calcita magnesiana, pese a que tiene un K_{ps} mayor al de la dolomita.

Cabe señalar sin embargo, que en condiciones hipersalinas se supera la relación 10/1 de $[\text{Mg}^{++}]/[\text{Ca}^{++}]$, formándose así dolomita o en su defecto un sólido de características cercanas a ésta, llamado protodolomita.

La protodolomita fue inicialmente definida por Graf y Goldsmith (1956) como "una fase aislada romboidal de carbonato que se aparta de la composición de la dolomita y es estable en un ambiente determinado, o que está imperfectamente ordenada, o ambas, pero la cual debería transformarse en dolomita si el equilibrio fuese establecido". Posteriormente Gaines (1977) redefinió el término circunscribiéndolo a aquellos materiales que cumplen con la anterior definición pero que muestran un ordenamiento catiónico, evidenciado por reflexiones que responden a un difractograma de rayos X patrón. En cambio, para aquellos materiales cercanos a la composición de la dolomita pero sin un ordenamiento catiónico, sugirió el término "pseudodolomita" propuesto anteriormente por Berner (1971). Sin embargo este desdoblamiento del término protodolomita fue discutido en su momento por Deelman (1979) y Gidman (1978).

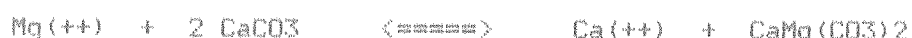
Pruebas de laboratorio han demostrado que la protodolomita es un producto intermedio en la dolomitización de carbonatos (Gaines, 1974, 1977, 1980). Por otra parte, también hay evidencias en la naturaleza que apuntan en dicho sentido, en procesos de dolomitización a baja temperatura, como en el lago Coorong de Australia (Alderman y von der Borch, 1963; von der Borch, 1965, 1976; von der Borch y Look, 1979).

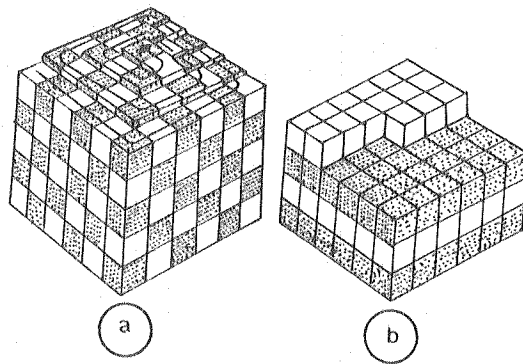
La protodolomita es equivalente en composición a una dolomita no estequiométrica



Las experiencias arriba citadas comprueban que bajo condiciones físico-químicas semejantes a las actuales, pero elevando la temperatura paulatinamente, la dolomita se forma cerca de los 200 grados C. De todos modos, algunos investigadores piensan que en el Precámbrico y Paleozoico las condiciones físico-químicas, en cuanto a la $p\text{CO}_2$ y concentración de Mg en el agua marina, eran distintas a las actuales. Ambas variables habrían tenido valores muy superiores y habrían posibilitado así la precipitación directa de la dolomita. Sin embargo, cabe señalar que la hipótesis de la mayor abundancia de Mg en aquellos tiempos, fue formulada ad hoc para explicar la presencia de grandes mantos dolomíticos en el registro geológico, pero que no cuenta aún con evidencias ciertas (Blatt, 1982).

La dolomitización de carbonatos se sintetiza en la ecuación





a Calcita magnesiana

b Dolomita

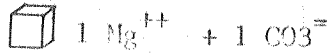
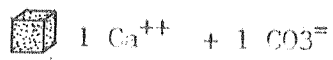


Fig. VIII.1.- Estructuras cristalinas de la calcita magnesiana (ordenamiento espiralado) y la dolomita (ordenamiento planar).

Como se apuntó anteriormente, la relación iónica $[Mg^{++}]/[Ca^{++}]$ para que se cumpla la reacción debe ser superior a 0.67/1. Asimismo, es necesario una buena permeabilidad en la caliza para que pueda percolar la solución rica en Mg^{++} .

Sin embargo, para vencer el factor cinético que dificulta la cristalización, debe agregarse al menos una de las siguientes posibilidades:

1) Que la solución dolomitizante posea una relación iónica $[Mg^{++}]/[Ca^{++}]$ mayor a 10/1.

2) Que pese a existir relaciones iónicas bajas, se produzca una mezcla de agua meteórica y marina. Esto se basa en el principio de la no linealidad de las curvas de solubilidad cuando se mezclan soluciones contrastantes (Fig. VIII.2). Experimentalmente se ha comprobado que en el caso de la solubilidad del carbonato de calcio, mezclando soluciones que solo difieren en el contenido de electrolitos disueltos, se logra su precipitación o su disolución. De igual modo, se ha establecido que al mezclar agua meteórica con un 5 a un 30% de agua marina (Fig. VIII.3), la calcita pasa a dolomita estequiométrica (Hanshaw et al, 1971; Land, 1973; Badiozamani, 1973), o incluso precipitación de dolomita primaria (Badiozamani, 1973).

Como se verá más adelante, al tratar el tema de modelos de dolomitización, todos ellos se basan en alguno de estos conceptos físico-químicos o en la combinación de ellos.

Por último cabe acotar, que la estequiometría de la dolomita depende de la relación iónica $[Mg^{++}]/[Ca^{++}]$ en la solución. Cuando ésta es baja, se forma dolomita no estequiométrica, mientras que cuando es alta se favorece la cristalización de dolomita estequiométrica (Morrow, 1978). La metodología para determinar el mol% de $CaCO_3$ en la dolomita por difracción de rayos X, se encuentra detallada en el capítulo de mineralogía.

Un párrafo aparte merece el contenido de Sr y Na en las dolomías. Los tenores de estos dos elementos nos brindan importante información genética, ya que la abundancia de ellos está directamente relacionada con las concentraciones de estos elementos en la solución de la cual se forma el mineral (Land et al, 1975). Asimismo como estos elementos son muy móviles, a medida que avanza el proceso de diagénesis sus contenidos en la dolomita van disminuyendo paulativamente.

VIII.2.2.- CONSIDERACIONES PETROGRAFICAS

En general, los cristales de dolomita tienden a ser euedrales, raramente poseen maclas y presentan diversas variedades: homogéneas, nucleadas, zonadas, etc. En cuanto a cementos dolomíticos se han reconocido fibrosos y esparíticos (Tucker, 1983). Asimismo la dolomita puede ser microcristalina, anedral, cuando se corresponde en general, con una génesis ligada a salmueras hipersalinas de las cuales ha precipitado directamente dolomita o en su defecto, protodolomita que pasa rápidamente a dolomita.

En cambio, las dolomitas homogéneas de tamaños más conspicuos, responden a reemplazos secundarios en donde los cristales han tenido el tiempo necesario para su desarrollo.

Recientemente, Gregg y Sibley (1984) han determinado que a mayores temperaturas de diagénesis los cristales se van haciendo más anedrales.

La zonación en este mineral puede estar dada por la alternancia de capas de dolomita rica en hierro (rojizas) y capas pobres en hierro (amarillentas) lo cual sugiere distintas etapas en el crecimiento del romboedro

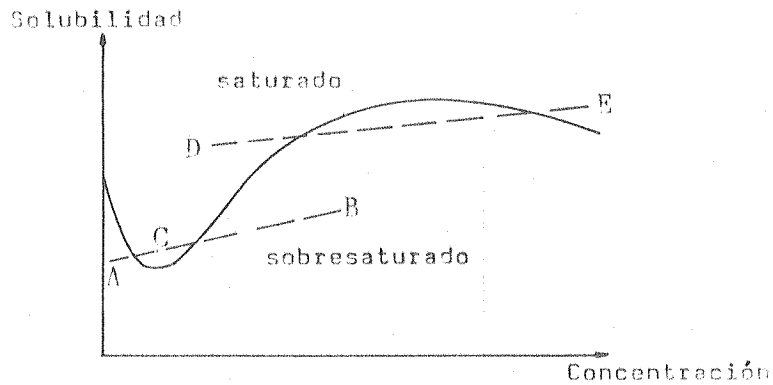


Fig. VIII.2.- Curva hipotética de solubilidad que muestra como la mezcla de aguas subsaturadas con una fase mineral x (A-B), puede dar como resultado aguas sobresaturadas (C); y como la mezcla de aguas sobresaturadas (D-E), conduce a una subsaturación (Runnels, 1969).

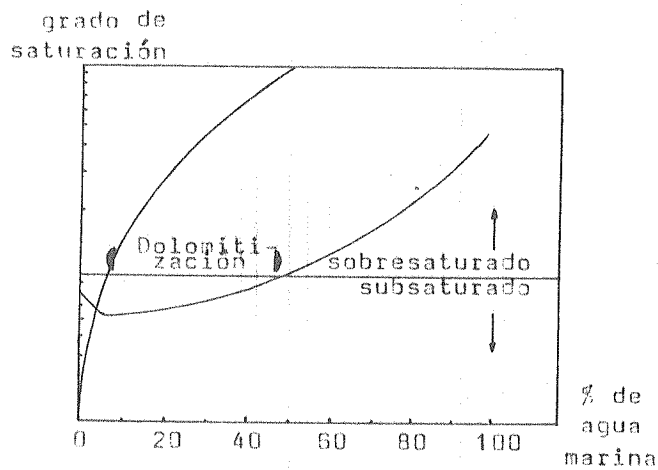


Fig. VIII.3.- Diagrama que muestra como la dolomitización es causada por mezcla de agua meteórica con marina en la zona comprendida entre 5 y 30% de agua marina, la cual es subsaturada con respecto a la calcita y sobresaturada en relación a la dolomita (Radiozamani, 1973)

con cambios alternativos en la solución dolomitizante. Otra forma de zonación conocida, es la banda clara de dolomita que rodea a un núcleo de dolomita con impurezas (Murray,1964). Su probable formación se debe a la cementación de los poros dejados por la dolomitización, rodeando a los romboedros antes formados. Es importante destacar que el reemplazo de dolomita por calcita produce hasta un 13% de aumento de la porosidad de la caliza original (Weyl,1960). Esto es así dado que el volumen molar de dos moles de calcita es entre 8 y 13% más grande que el volumen molar de un mol de dolomita.

Otro aspecto a tener en cuenta al analizar dolomías al microscopio, es el relleno de cavidades y fisuras. Es importante desde un punto de vista genético conocer su composición y textura. Si el relleno es dolomítico, cabe la posibilidad que sea fibroso o esparítico. El primero se corresponde con una sindiagénesis hasta una diagénesis temprana, mientras que el esparítico está presente en una diagénesis tardía (Cf. Tucker,1983).

Al microscopio electrónico se han descrito algunas características en los romboedros, que revisten implicancias genéticas. Como por ejemplo, la llamada textura "sucrosic", que muestran pequeños hoyos en las caras de los cristales, que le dan a estos una apariencia de esponja y que indican un grado diagenético alto, de enterramiento intermedio a tardío (Mattes y Mountjoy,1980). En cambio, cuando las caras de los romboedros están bien desarrolladas y son más lisas, se infiere un estadio diagenético más bajo, de tipo mezcla de agua meteórica con marina.

VIII.2.3.- ORIGEN DE LA DOLOMITA Y MODELOS DE DOLOMITIZACION

Una primera aproximación de la génesis de las dolomías lo brinda el hecho de que estas rocas se encuentran exclusivamente asociadas a calizas y/o evaporitas. En consecuencia, su origen está siempre ligado a ambientes litorales marinos o a lagos hipersalinos. En el primer caso y a escala regional, las dolomías se ubican más hacia el continente que las calizas (Harris,1973).

En un sentido muy amplio, la dolomita en el ciclo sedimentario reconoce dos grandes categorías genéticas: una por precipitación primaria y otra por reemplazo secundario.

VIII.2.3.1.- DOLOMITA PRIMARIA

La formación de dolomita por precipitación primaria está restringida a ambientes sedimentarios con condiciones fisicoquímicas muy particulares y de poca distribución areal, como lo son los lagos hipersalinos. En estos la relación $[Mg^{++}]/[Ca^{++}]$ es superior a 10/1.

En la actualidad, solo se han reconocido tres lugares en donde se está produciendo dolomita primaria y/o protodolomita. El más clásico y mejor conocido es el Lago Deep Springer, en América del Norte (Clayton et al,1968), pero también se ha detectado precipitación primaria en la Bahía Baffin, Canadá (Behrens y Land,1972) y en el Lago Coorong, Australia (von der Borch y Look,1979). En el registro geológico se ha citado dolomita primaria en el Proterozoico del Grupo McArthur de Australia (Muir et al,1980).

Las dolomitas primarias son de grano muy fino y están asociadas a tapetes algales, chert, costras endurecidas y grietas de desecación. Como la relación $[Mg^{++}]/[Ca^{++}]$ es alta, es de esperar una dolomita estequiométrica. En cuanto al contenido de Sr y Na, la dolomita de ambientes hipersalinos muestra tenores de Sr entre 600 y 900 ppm (Beherens y Land, 1972) y de 1000 a 3000 ppm para el Na (Land y Hopes, 1973).

Cabe consignar que fuera del campo de las rocas sedimentarias, la dolomita primaria también se forma en venas hidrotermales.

VIII.2.3.2.- DOLOMITA SECUNDARIA

Los modelos de dolomitización secundaria son mucho más variados, producen dolomías textural y químicamente diferentes entre sí, y son clasificados en cuatro grandes grupos.

El primero de ellos, está relacionado con ambientes hipersalinos supratidales y la evaporación y reflujo de salmueras residuales, lo cual forma dolomita y/o protodolomita penecontemporánea a la depositación. Entre éstos se destaca el modelo de sabkha (Illing, 1965) y sus variaciones de reflujo y bombeo (Adams Rhodes, 1960; Hsu y Siegenthaler, 1968; Butler, 1969; Patterson, 1972; Mckenzy et al, 1980; Dunham y Olson, 1980; Patterson y Kinsmann, 1982), y el modelo de costras superficiales (Shinn, 1965).

El sabkha es esencialmente, un ambiente supratidal de regiones áridas, donde las aguas marinas de inundación que llegan esporádicamente a él, son evaporadas produciendo un reemplazo penecontemporáneo de las calizas de la superficie con formación de protodolomita.

Los modelos de reflujo y bombeo, también se producen en los sabkhas, pero en la subsuperficie de estos ambientes. El primero se debe a la infiltración del agua de inundación y su posterior percolación en dirección al mar. El segundo se produce con el bombeo hacia arriba de salmueras enterradas durante la evolución del sabkha. En consecuencia la dolomitización tipo sabkha es penecontemporánea (estadio diagenético deposicional de Choquette y Pray, 1970) y las de reflujo y bombeo son inmediatamente posteriores (estadio digenético eogénico de Choquette y Pray, 1970; o estadio de enterramiento temprano de Mattes y Mountjoy, 1980) (Ver Cuadro VIII.1).

Cabe destacar que los modelos de sabkha están asociados con evaporitas, dado que el Ca que se libera en el reemplazo penecontemporáneo de dolomita por $CaCO_3$, ante la presencia de SO_4 genera yeso o anhidrita, que se concentra formando nódulos. Es común encontrar también cristales o pseudomorfos de halita.

Las dolomías correspondientes a estos modelos son diferenciables entre sí, según si se formaron en la superficie supratidal donde la relación $[Mg^{++}]/[Ca^{++}]$ es alta, o en la zona subsuperficial donde la relación $[Mg^{++}]/[Ca^{++}]$ es más baja. La primera es de grano muy fino y estequiométrica, mientras que la subsuperficial se presenta en cristales más desarrollados no estequiométricos. Ambas poseen valores altos en el contenido de Sr y Na.

Un segundo grupo de modelos están involucrados en la dolomitización producida por mezcla de agua meteóricas con marinas (Modelo Dorag y otros).

En contraste con el grupo anterior, el reemplazo se produce con muy baja relación $[Mg^{++}]/[Ca^{++}]$ (1:2 a 1:4), y se basa en el principio de la no linealidad de las curvas de solubilidad, cuando se mezclan soluciones contrastantes (Fig. VIII.2).

Se han citado numerosos ejemplos de este tipo de dolomitización (Runnels, 1969; Hanshaw et al, 1971; Badiozamani, 1973; Land, 1973a y b; Folk y

Land,1975; Land et al,1975; Choquette y Steinen,1980; entre otros). En general puede decirse que esta dolomitización se realiza en la zona de mezcla de agua freática con marina, cuando un paquete de calizas forma parte de un acuífero. En esta zona la dolomita reemplaza a la calcita o aragonita. Una gran ventaja de estos modelos, radica en que producen una dolomitización a gran escala, como se ha comprobado en los actuales acuíferos de Jamaica y Florida. Esto ha permitido explicar los grandes mantos dolomíticos existentes en el registro geológico. Evidentemente es muy difícil explicar potentes depósitos de dolomías con los esquemas hipersalinos supratidales.

La dolomitización por mezcla de aguas meteóricas con marinas ocurre en el estadio diagenético de enterramiento temprano o eogénico (Cf. Cuadro VIII.1).

Estas dolomías se caracterizan por tener cristales esparíticos de la denominada "dolomita límpida". Dado que este mineral crece muy lentamente se forman cristales grandes, bien desarrollados (euedrales a subedrales), de aristas y vértices bien marcados, de caras cristalinas esencialmente lisas y que logra un buen ordenamiento de su estructura interna. Dado que se forma con baja relación $[Mg^{++}]/[Ca^{++}]$, su estequiometría no es buena, aunque el lento desarrollo de los cristales favorece, en el caso de que exista algún tipo de aporte de Mg, la buena estequiometría de la dolomita. Son típicamente no ferrosas, dado que se han formado en un ambiente de oxidación. Los valores de Sr y Na son bajos, sustancialmente menores a las concentraciones iniciales de la roca reemplazada. Para el Sr se han medido valores de 100 a 250 ppm (Behrens y Land,1972). Con respecto al Na se han registrado en el Pleistoceno, Formación Hope Gate de Jamaica (Land,1973) y en el Plioceno, Formación Soere Domi de Bonaire (Sibley,1980), valores de 200 a 500 ppm.

Un tercer grupo de modelos de dolomitización lo configuran aquellos que se desarrollan en profundidad, por enterramiento, con un aporte de Mg concomitante. Este puede provenir de aguas marinas atrapadas en los poros de la rocas (Brown,1959; Mattes y Mountjoy,1980; Machel,1984,1985; Schofield y Adams,1986), o de la liberación de Mg y Fe en la transformación en profundidad de esmectitas a illitas (McHargue y Price,1982), de la disolución por presión (Wanless,1979; Mattes y Mountjoy,1980) o de la alteración de rocas volcánicas (Schofield y Adams,1986). Puede darse también la adición de Mg de la materia orgánica en descomposición (Davies et al,1975; Irwin,1980)

Todos estos procesos se desarrollan durante la diagénesis mesogénica o de enterramiento intermedio a tardío (Cf. Cuadro VIII.1).

La dolomita de enterramiento es básicamente ferrosa (puede estar asociada a ankerita), subesparítica a esparítica, de superficies cristalinas y aristas corroídas y con textura generalmente xenotóxica. En caso de existir argilominerales, éstos serán mayoritariamente illíticos, con ausencia de esmectitas.

Acompaña a esta dolomitización una estilolitización conspicua y una silicificación subordinada. Los cementos dolomíticos que rellenan cavidades y fisuras son de tipo esparítico. En cuanto al Sr, sus valores son generalmente menores a 100 ppm y los de Na menores a 500 ppm (basado en los datos determinados por Mattes y Mountjoy,1980, y McHargue y Price,1982). Sin embargo, aún son muy escasos los ejemplos analizados de este tipo de dolomitización como para dar valores generales.

La estequiometría de la dolomita es una de las características de los modelos de enterramiento profundo, ya que el crecimiento marcadamente lento de los cristales con aporte de Mg, conduce a una estequiometría prácticamente perfecta (Fuchtbauer,1972; Lumsden y Chimahusky,1980).

Por último, un caso especial de dolomitización está representado por la formación penecontemporánea de dolomita con la intervención de algas

CHOQUETTE Y PRAY
1970

MATTES Y MOUNTJOY
1980

Predeposicional
y deposicional

Eogénico

Enterramiento
temprano

Mesogénico

Enterramiento
intermedio

Enterramiento
tardío

Telogénico

Post-enterramiento

Enterramiento temprano o eogénico: intervalo de tiempo entre el final de la depositación y el enterramiento por el nuevo sedimento que se va formando, hasta una profundidad tal que los procesos superficiales y subsuperficiales ya no inciden.

Enterramiento intermedio: a partir del anterior hasta el momento en que se producen fenómenos de estilolitización.

Enterramiento tardío: periodo de tiempo coetáneo con la estilolitización.

Mesogénico: incluye a los dos estadios anteriores.

Post-enterramiento o telogénico: periodo postectónico donde la dolomita se encuentra nuevamente en exposición subaérea.

Cuadro VIII.1.- Nomenclaturas de Choquette y Pray (1970) y Mattes y Mountjoy (1980), para la designación de los distintos estadios de diagénesis en la dolomitización.

estromatolíticas (Gebelin y Hoffman, 1973; Davies et al, 1975; Fairchild, 1980). Los estromatolitos quedan conformados, en un primer momento, por una sucesión de láminas de calcita magnesiana con materia orgánica (lámina algal) y de calcita magnesiana sin materia orgánica (lámina detritica). Luego de la depositación, las primeras pasan a dolomita gracias al Mg que se concentró en la materia orgánica de modo tal que el producto final es una alternancia de láminas de calcita magnesiana con láminas de dolomita. Esta dolomita es de grano fino, no estequiométrica y su contenido de Sr y Na es acorde a ambientes marinos normales.

En cuanto a la etapa diagenética en la cual se produce esta dolomitización no existe un acuerdo absoluto. Gebelin y Hoffman (1973) estimaron un tiempo de dolomitización de unos pocos miles de años a 2 m.a., lo cual correspondería a una diagénesis penecontemporánea hasta una de enterramiento inicial. Para Fairchild (1980) es solamente penecontemporánea.

Por otra parte se han encontrado algunos de estos cuatro tipos de modelos combinados entre sí. Por ejemplo de albúferas hipersalinas con el de mezcla de aguas meteóricas y marinas (Morrow, 1978; Matheos y Poiré, 1986), o el reflujó con el de mezcla (Sears y Lucia, 1980).

Finalmente cabe señalar la terminología adoptada en el presente trabajo en cuanto a las etapas diagenéticas de la dolomitización. En el cuadro VIII.1 se detalla dicha nomenclatura basada en las propuestas de Choquette y Pray (1970) y Mattes y Mountjoy (1980).

VIII.3.- LA DOLOMITA DE LA ASOCIACION DE FACIES DOLOMITICAS Y PELITICAS

De la revisión bibliográfica de los antecedentes de las Sierras Bayas de Olavarría, se pudo comprobar que existen posiciones diametralmente opuestas sobre el origen de sus dolomías. Algunos autores, como Palacios (1946), González Bonorino (1954), Teruggi y Kilmurray (1975, 1980) se manifestaron a favor de una génesis secundaria, mientras que otros les asignaron un origen sinsedimentario (Marchese y Di Paola, 1975).

Las dolomías de la Asociación de facies dolomíticas y pelíticas, están compuestas en más de un 90% por dolomita y se presentan en un manto de 36 m de espesor. Este paquete rocoso está conformado en su parte inferior y superior por bioconstrucciones estromatolíticas, mientras que la sección media es un potente banco de dolomías laminadas (14 m). Acompañan a las dolomías, delgados niveles de lutitas verdes interbioestromales.

Petrográficamente, las dolomías muestran una textura en mosaico, homogénea, de xenotópica a hidiotópica. En los estromatolitos hay una alternancia de láminas micriticas y láminas subesparíticas. Individualmente la dolomita presenta variaciones desde anedral hasta euedral, predominando levemente la de este último tipo.

Al microscopio electrónico se han observado deformaciones en las caras de los romboedros consistentes en pequeños hoyos salpicados en estas superficies (textura "sucrocic") y aristas corroídas (Foto VIII.1).

Consecuentemente la petrografía y la microscopía electrónica permiten asimilar esta dolomita a la del "tipo 2" en la clasificación de Mattes y Mountjoy (1980).

La presencia de cuarzo y calcedonia en las dolomías vistas al microscopio, se manifiesta de dos maneras: granos silicoclásticos y silicificaciones. Los primeros se concentran fundamentalmente en los espacios intercolumnares, mientras que las silicificaciones tienen una distribución más aleatoria. La mayoría de ellas presentan formas romboédricas (reemplazo de carbonatos) y composición esencialmente cuarzosa.

Otra particularidad de estas dolomías es la presencia de estilolitas, algunas de las cuales no solo muestra el plano irregular de disolución (no suturadas) sino que también exhiben cristales dolomíticos perpendiculares a la estilolita (suduradas).

En lo que respecta al mol% de CaCO_3 en la dolomita, se ha encontrado que éstas son mayoritariamente no estequiométricas, aunque algunas muestras se acercan a la estequiometría. El valor promedio del mol% de CaCO_3 en estas dolomitas oscila en 52,88, con un rango que va de 50,33 hasta 55,00 mol%.

Los valores de Na en las dolomitas obtenidos mediante el análisis químico por absorción atómica de 9 muestras, arrojaron como resultado un promedio de 1300 ppm (Tabla IV.1).

VIII.3.1.- MODELO DE DOLOMITIZACION PROPUESTO

Sobre la base de las características enunciadas, son tres las etapas involucradas en esta dolomitización: 1) Formación de calcita magnesiana en las bioconstrucciones, 2) Dolomitización de la lámina orgánica, y 3) Dolomitización masiva posterior.

VIII.3.1.1.- FORMACION DE CALCITA MAGNESIANA EN LAS BIOCONSTRUCCIONES

La presencia de estromatolitos como constituyente fundamental de estas dolomías, indica por sí mismo que inicialmente hubo una depositación de láminas de calcita magnesiana con materia orgánica, alternando con láminas de calcita magnesiana sin materia orgánica. Esta última también ocupa los espacios intercolumnares.

El proceso se inicia cuando las algas verde-azuladas que construyen estromatolitos realizan fotosíntesis con el consecuente aporte al medio marino de O_2 , disminución de la pCO_2 y aumento de del pH. Todo esto crea las condiciones necesarias para que se forme calcita magnesiana sobre la colonia algal (lámina orgánica). Esta posee una sustancia mucilaginoso, la cual permite que las partículas de calcita se adhieran. La calcita sigue produciéndose y satura la colonia, formándose por arriba de la lámina orgánica, una lámina detritica compuesta exclusivamente por calcita magnesiana. Alrededor del estromatolito también se deposita calcita de este último tipo (Fig. VIII.4 I)

VIII.3.1.2.- DOLOMITIZACION DE LA LAMINA ORGANICA

El proceso de reemplazo penecontemporáneo de este tipo de dolomitización se basa principalmente en la oxidación de la materia orgánica y en el poder de concentración de Mg que tienen las algas.

La lámina orgánica es rica en Mg, ya que las algas concentran grandes cantidades de iones Mg en sustancias orgánicas complejas (Berner, 1968; Gebelin y Hoffman, 1973). A medida que va evolucionando la bioconstrucción,

ESQUEMA EVOLUTIVO DE LA DOLOMITIZACION		
FORMACION DE CALCITA-Mg EN LAS BIOCONSTRUCCIONES	DOLOMITIZACION DE LA LAMINA ORGANICA	DOLOMITIZACION MASIVA POSTERIOR
Relación Mg^{++}/Ca^{++} = baja	baja	moderada
sin dolomita	dolomita no estequiométrica	de estequiométrica a no esteq.
pelitas con esmectitas	pelitas con esmectitas	pelitas solo illíticas
		estilolitas
		silicificaciones de romboedros
		compactación
	fuelle de Mg^{++} = M.O. algal	transformación esmectita-illita
SEDIMENTACION CARBONATICA	DIAGENESIS PENECONTEMPORANEA A ENTERRAMIENTO INICIAL	ENTERRAMIENTO TARDIO

Fig. VIII.7.- Distintas etapas en la dolomitización de la Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas.

el estromatolito se va enterrando, la materia orgánica se descompone y el Mg captado por ella se libera y entra en el retículo cristalino de la calcita magnesiana para reemplazar al Ca. Este reemplazo forma dolomita en la lámina orgánica, manteniéndose la calcita magnesiana en la lámina detritica. Así se logra la alternancia de una lámina dolomítica y otra calcítica dentro del estromatolito, una masa calcítica fuera de éste (Fig. VIII.3 II).

Como se señaló anteriormente, la dolomita así formada es de grano fino, no estequiométrica y con valores de Na acordes a ambientes marinos.

VIII.3.1.3.- DOLOMITIZACION MASIVA POSTERIOR

Existen varias evidencias que conducen a pensar que la dolomitización no se detuvo en este reemplazo penecontemporáneo, sino que continuó en el tiempo. La primera de ellas, es que no existe en estas rocas dolomíticas, un bandeamiento intraestromatolítico de calcita y dolomita, y una masa interestromatolítica de composición calcítica. Por el contrario, todo el paquete carbonático se halla dolomitizado (Fig. VIII.3 III). Aunque esta evidencia no cuenta por sí sola ya que Fairchild (1980), al estudiar una secuencia estromatolítica precámbrica de Escocia sostuvo que el Mg contenido en la materia orgánica puede ser tan abundante que alcance para dolomitizar toda la calcita magnesiana. Sin embargo cuesta aceptar que el Mg haya alcanzado para dolomitizar no solo la calcita magnesiana sin materia orgánica de los estromatolitos, sino también el banco de 14 m de espesor de dolomías laminadas.

Otro fundamento que permite sostener una dolomitización en una etapa más tardía, se refiere a las características de la dolomita.

El grado de desarrollo de los cristales de dolomita en las dolomías de Sierras Bayas -micritas y esparitas de romboedros eudrales a subdrales- evidencian un crecimiento lento de éstos, lo que hace suponer un proceso diagenético de enterramiento inicial, intermedio o tardío. La ausencia de evaporitas hace descartar un ambiente de sabkha con modelos de reflujo o bombeo. De modo tal que solo pueden inferirse los modelos de mezcla de agua meteórica y marina o el de enterramiento profundo con aporte de Mg.

Sin embargo los romboedros de dolomita muestran una textura "sucrocic" y aristas corroidas, lo cual es asignado a un enterramiento intermedio a tardío (Cf. dolomita "tipo 2" de Mattes y Mountjoy, 1980).

Dentro de esta etapa mesogenética, la presencia de estilolitas (suturadas y no suturadas) como un signo de presión-solución, ubica esta dolomitización en un enterramiento más tardío que intermedio.

Otro rasgo que conduce a pensar en una etapa diagenética de enterramiento tardío, radica en la silicificación de romboedros carbonáticos. Sin embargo cabe señalar que existe otra posibilidad para explicar este tipo de fenómeno, fuera del enterramiento tardío. Esta se basa en una diagénesis temprana con fuente volcánica de Si(++++) que produce el reemplazo de sílice por dolomita (Siedlecka, 1982). La falta de evidencias de vulcanismo coetáneo al manto dolomítico descarta esta posibilidad.

La explicación más probable en este caso, se refiere a la silicificación subordinada a la dolomitización en una diagénesis tardía, por conversión de esmectita en illita, con la consiguiente liberación de Mg(++), Fe(++), y Si(++++). (Ver punto 3.1.4 de este mismo capítulo).

La presencia de cemento dolomítico de tipo esparítico como relleno de cavidades, marca también un estadio diagenético de enterramiento tardío (Cf. Tucker, 1982). Las cavidades rellenas son dejadas por la textura

fenestral de algunos estromatolitos.

Un elemento aparentemente discordante para sostener una diagénesis tardía, es la falta de estequiometría de la dolomita. Según algunos autores (por ejemplo Fuchtbauer, 1972; Lumsden y Chimahusky, 1980), la dolomita de diagénesis tardía debe ser estequiométrica. Sin embargo Mattes y Mountjoy (1980), han demostrado que no necesariamente debe ser estequiométrica. Esto es lógico si se piensa, entre otras razones, en la regla de Morrow (1978) que estipula que en una relación $[Mg^{++}]/[Ca^{++}]$ baja, la dolomita resultante, tenderá a ser no estequiométrica. Vale decir que, si la fuente de Mg durante la dolomitización tardía no provee una cantidad suficientemente alta de este elemento, la dolomita final tendrá un exceso de Ca.

VIII.3.1.4.- FUENTE DE MAGNESIO

Finalmente cabe determinar cual fue la fuente de Mg para esta dolomitización tardía. Hasta el momento se conocen cuatro fuentes posibles para diagénesis de enterramiento tardío: aguas marinas connatas atrapadas en poros (Brown, 1959; Mattes y Mountjoy, 1980; Machel, 1984, 1985); transformación de esmectitas en illitas (McHargue y Price, 1982); descomposición de materia orgánica (Davies et al, 1980; Irwin, 1980); y alteración de rocas volcánicas (Schofield y Adams, 1986).

La fuente de Mg por descomposición de materia orgánica, es la menos probable ya que el Mg acumulado por las algas fue utilizado para la dolomitización penecontemporánea de las laminas orgánicas de los estromatolitos.

Con respecto a las aguas connatas es muy probable que hayan participado, pero existen mayores evidencias para inferir un aporte de Mg de la transformación de esmectitas en illitas. Como se apuntó en el capítulo de mineralogía, la génesis de las illitas de esta asociación de facies es diagenética y presenta una composición netamente aluminica, sin Fe y Mg. De modo tal que bien podría ser el producto de la conversión de esmectita a illita.

Como lo señalaron McHargue y Price (1982), sobre la base de una revisión de distintos conceptos atinentes a este modelo de dolomitización, el Mg^{++} presente en las intercapas de cloritas, vermiculitas y especialmente montmorillonitas, es un importante contribuyente en la nueva formación de dolomita. El Mg^{++} en la montmorillonita es reemplazado en condiciones de enterramiento, principalmente por el K^{+} . Además del Mg^{++} , se libera Si^{++++} , Fe^{++} , Ca^{++} y Na^{+} .

El Si^{++++} libre desarrolla en caso de existir cuarzo detrítico, crecimiento secundario de éste en continuidad óptica. En su defecto, produce ftanita que puede reemplazar carbonatos.

Finalmente cabe consignar, que la temperatura diagenética necesaria para esta conversión, oscila entre los 50 grados C (Lahann, 1980) y 125 grados C (Boles y Franks, 1979).

En síntesis y sobre la base de lo expuesto, la Asociación de Dolomías y pelitas sufrió durante la etapa de enterramiento tardío una nueva dolomitización de sus términos carbonáticos, con el aporte de Mg^{++} proveniente de las pelitas interbioestromales, que deja como producto una dolomita "tipo 2", estilolitas, reemplazos silíceos en romboedros carbonáticos y relleno de cavidades con cemento dolomítico esparítico.

Dos elementos que han sido dejados de lado, exprofeso, en esta discusión son las venillas y rellenos de cavidades por calcita y baritina, debido a que estos minerales pueden considerarse asociados o posteriores a la dolomitización.

CAPITULO IX

Paleoambientes sedimentarios

IX.1.- INTRODUCCION

El análisis paleoambiental de estas sedimentitas se realizó sobre la base de datos obtenidos a través de las tareas de campo, laboratorio y gabinete, la cual está conformada por características sedimentológicas de campo, texturales, mineralógicas, geoquímicas, de paleocorrientes, morfología de estromatolitos y contenido en trazas fósiles. Vale decir que para el análisis facial se ha tratado de tener en cuenta el mayor número de elementos de juicio posibles, desde la mega y meso escala de campo, hasta la microescala petrográfica, de microscopía electrónica, de difracción de rayos X y química.

Se ha considerado conveniente presentar dichos análisis e interpretaciones paleoambientales, siguiendo una línea que va de lo particular a lo general. De modo tal de partir de las facies sedimentarias y terminar en las unidades sedimentarias y ciclos sedimentarios. Para esto, se ha seguido un orden secuencial ascendente, desde al nivel de alteración del basamento hasta la discordancia ubicada entre las calizas y la Formación Cerro Negro.

IX.2.- NIVEL DE ALTERACION DEL BASAMENTO

El nivel de alteración del basamento de 4 m de espesor, interpuesto entre el basamento cristalino y la cubierta sedimentaria, evidencia que previamente a la depositación de los primeros sedimentos marinos, existió un período de exposición subaérea del basamento con su consecuente meteorización.

Durante este período priva la oxigenación, con condiciones físico-químicas de Eh positivo y Ph neutro, dado por las aguas meteóricas. Bajo estas condiciones los carbonatos son disueltos, por lo cual no se encuentra la calcita que está presente en el basamento suprayacente, en zonas de alteración hidrotermal. Asimismo, los mafitos ferromagnesianos (hipersteno, diópsido, hornblenda) y las cloritas son meteorizadas, convirtiéndose en fuente de hierro para formar los abundantes óxidos de hierro que tifen estas rocas de colores rojizos, amarillentos y verdes pálidos. Sin embargo, llama la atención que las biotitas no se encuentren desferrizadas.

Los feldespatos se encuentran levemente alterados por material arcilloso de tipo illítico. Igual composición mineralógica muestra el material fino que conforma la matriz. Con este tipo de roca madre "ácida" (granitoides) y la composición illítica de los argilominerales, cabe inferir un clima de tipo árido durante la exposición subaérea.

Existe una incipiente meteorización mecánica, caracterizada por algunos granos de cuarzo fracturados con un principio de orientación en planos horizontales, la disgregación in situ de las micas a través de sus planos de clivaje y la matriz arcillosa que acompaña este movimiento. Cabe señalar, que si bien existen estas evidencias de una orientación horizontal, esto estaría dado más por circulación de aguas subsuperficiales, que por transporte y depositación.

En consecuencia este nivel es un basamento saprolitizado, que por litificación posterior pasa a construir un granito reconstituido, o lo que es lo mismo una arcosa residual.

IX.3.- PRIMER CICLO SEDIMENTARIO

IX.3.1.- ASOCIACION DE FACIES CUARZO-ARCOSICAS

Con la depositación de los sedimentos de la Asociación de Facies Cuarzo-arcósicas, se inicia el primer ciclo sedimentario, lo cual implica una transgresión del mar sobre el nivel de alteración del basamento.

Si se analiza este evento, hay una serie de circunstancias que conducen a pensar que este ingreso del mar debe haber sido de baja energía. Como ya lo marcara González Bonorino (1954) y que también se comprobó en los perfiles levantados en este trabajo, llama la atención que el ciclo sedimentario comienza con un conglomerado basal del grano fino. Vale decir que la competencia del agente de transporte es relativamente baja, si se considera que se trata del inicio de una transgresión. Por otra parte, la energía del agente no alcanza a eliminar el sustrato saprolitizado, el cual, dada su naturaleza deleznable no podría haber subsistido si la energía hubiese sido mayor.

De modo tal que en este caso, el ingreso del mar se debe haber correspondido con un fenómeno de subsidencia lenta, con un agente de baja energía de transporte y poco destructivo.

Los primeros bancos conglomerádicos son ortoconglomerados cuarzo-feldespáticos, de granos redondeados, y con gradación normal. Esto evidencia por un lado un agente moderadamente selectivo y por otro una velocidad de sedimentación relativamente alta, ya que los feldespatos se mantienen poco alterados.

El acúñamiento de este nivel conglomerádico hacia el sudoeste, al igual que todo el paquete cuarzo-arcósico, parecería indicar la ubicación de la costa en esa dirección. Los cambios en el tipo de estructura sedimentaria en ese mismo sentido, refuerzan esta interpretación. Como se observa en el perfil del Núcleo Septentrional, priva la estratificación gradada y algunos paleocanales muy delgados, lo cual señala un ambiente en donde prácticamente no hay influencia de las corrientes sobre el lecho. A primera vista también podría inferirse lo contrario, como producidos por corrientes vigorosas en fase de lecho plano de régimen supercrítico, pero de ser así hubiese subsistido el nivel saprolitizado ante una corriente tan enérgica.

En cambio, en el Núcleo Austral predomina la laminación ondulítica y la estratificación entrecruzada, lo cual evidencia la actuación de corrientes de mayor régimen de flujo, en un ambiente de aguas más someras que el anterior. Dado que el índice de óndula está en el campo de la transición entre oleaje y marea, no se puede discernir con cual de estas dos se corresponde (Cf Reineck y Wunderlich, 1968, fide Reineck y Shing, 1975).

La secuencia madura composicionalmente y texturalmente hacia arriba, ya que se van apilando vaques arcósicas, arenitas subarcósicas y finalmente arenitas cuarzosas, lo cual refleja un agente cada vez más selectivo, de menor competencia y condiciones litorales más estables, con velocidades de sedimentación más lentas, ya que los feldespatos tienden a desaparecer paulatinamente.

Las estructuras sedimentarias en las vaques del Núcleo Septentrional, nos hablan de una estratificación entrecruzada de pequeña escala, planar, de ángulo moderado y sábulos orientados siguiendo las capas frontales, lo cual representa la migración de óndulas de crestas rectas con un ángulo de subida ("climbing") bajo. (Tipo "tabular subcrítica" de Fig. IX.1). En cambio, las óndulas de las vaques en el Cantera Amarilla, del Núcleo Austral, son escalonadas fuera de fase de ángulo mayor.

Las arenitas cuarzosas están moderadamente seleccionadas, ya que en

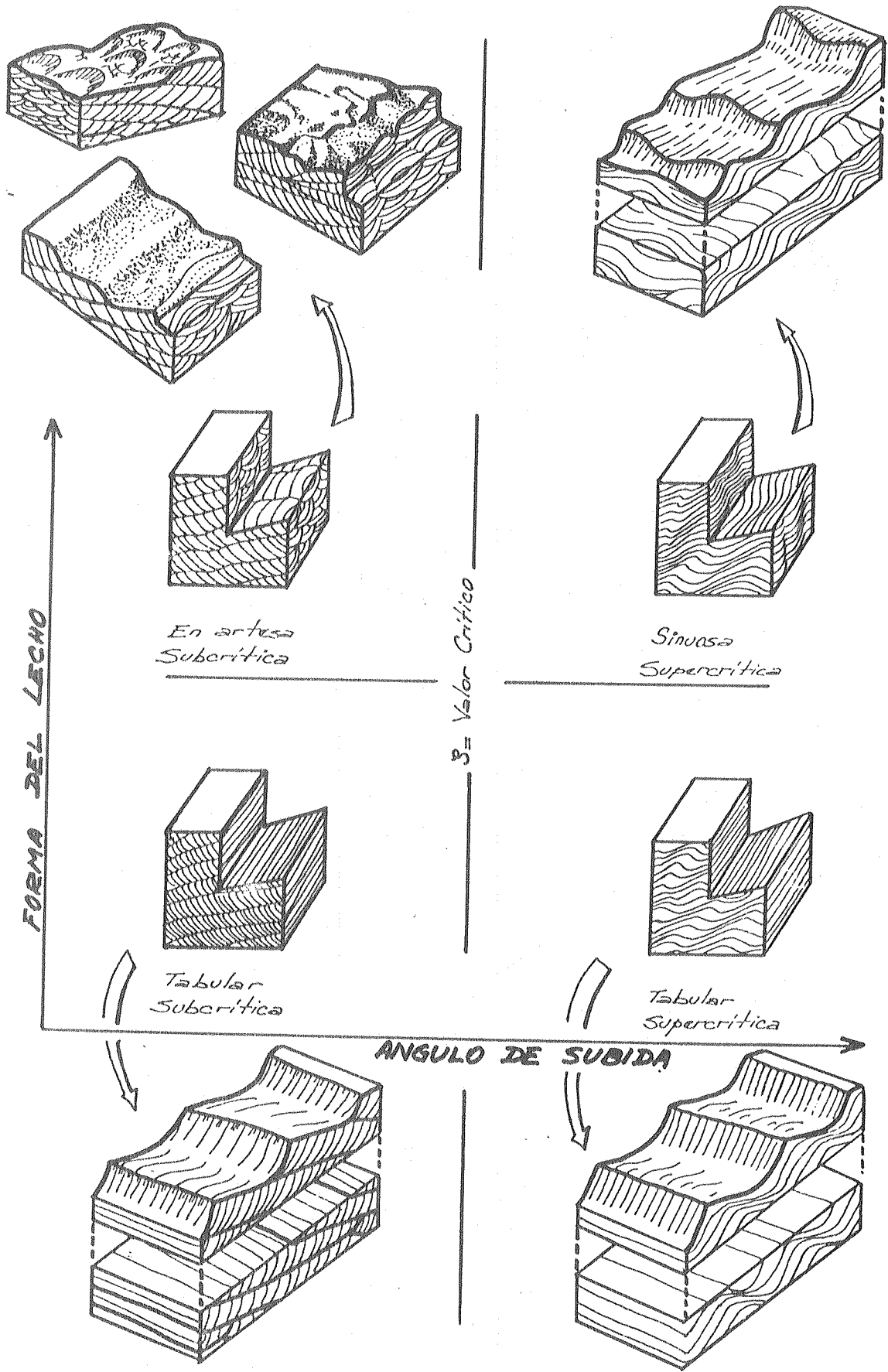


Fig. IX.1.- Diagrama que relaciona la rugosidad del lecho con el ángulo de subida ("climbing"), obteniéndose así, cuatro diseños distintos de estratificación entrecruzada (basado en Allen, 1982, modificado).

una "base" de arena fina "nadan" granos de arena muy gruesa a sábulo. Además, en el techo de los estratos se visualizan guijas cuarzosas de hasta 5 cm. Esta bimodalidad granulométrica es uno de los elementos que a primera vista permite en esta región, diferenciar estas arenitas cuarzosas de las de la Asociación de Facies Cuarcíticas que están muy bien seleccionadas y se encuentran más arriba en la columna.

La presencia de niveles guijosos asociados con óndulas en los techos de los estratos, marca un aumento súbito en la competencia del agente con generación de óndulas, las cuales pueden ser de oleaje o de marea (IO=9; hay un 50% de posibilidad de que sea de una o de otra (Cf. Reineck y Wunderlich, 1968, fide Reineck y Shing, 1975). Probablemente, estos niveles sean el reflejo de una reactivación brusca en la energía del oleaje, por corrientes de tormenta (tempestitas).

La tendencia hacia sedimentitas más estables y mejor seleccionadas se ve bruscamente interrumpida por la formación de una facies de diamictitas de escaso espesor, caracterizada por conglomerados, vaques y fangolitas guijosas laminadas. Las guijas de las fangolitas y los conglomerados son de areniscas cuarcíticas. Cabría pensar que éstas fuesen cadilitos que cuando caen sobre fango producen la fangolita guijosa laminada, y cuando lo hace sobre arenas, forman estos conglomerados tan particulares (matriz bien seleccionada y guijas escasas y orientadas incipientemente).

Si bien el único afloramiento es reducido y no deja observar mayores detalles, esta facies diamictítica es asignada aquí a un fenómeno glacimarinino, por lo menos hasta que no surjan otras evidencias que ayuden a ratificar o rectificar esta suposición. Es así que estas diamictitas posiblemente se correlacionen con alguno de los eventos glaci-marinos que se produjeron a nivel mundial en el Precámbrico y que curiosamente se encuentran inmediatamente por debajo de dolomías estromatolíticas que indican clima cálido. Este fenómeno muy común en el Precámbrico, ha sido reconocido también en tiempos más modernos del continente antártico (Walter y Bauld, 1983).

En el Núcleo Septentrional este nivel cuarzo-arcósico se encuentra coronado por una facies lutítica con algunos niveles delgados de areniscas. De acuerdo a sus características, estas pelitas se corresponderían con un ambiente de muy baja energía. La fisilidad y la no presencia de óndulas, hacen pensar en aguas estancas en lecho plano de bajo régimen de flujo (laguna costera). Los niveles psamíticos intercalados irregularmente, habrían sido producidos por pequeños pulsos esporádicos de flujos relativamente más enérgicos

IX.3.2.- ASOCIACION DE FACIES DOLOMITICAS Y PELITICAS

En determinado momento se producen dos cambios ambientales que provocan el pasaje de una secuencia silicoclástica a una esencialmente carbonática. En primer lugar, se deben haber creado las condiciones fisicoquímicas necesarias para la formación de carbonatos y la proliferación de algas cianoficias y/o bacterias. Asimismo se debe haber formado una "barrera" que impida la llegada de material terrígeno a la costa. En cuanto a esta última no se han encontrado evidencias sobre su ubicación y origen, sólo se puede deducir, como se verá más adelante, que se encontraría hacia el sur.

Lo que sí es claro, es que en este momento reinaron condiciones climáticas tropicales a subtropicales, con aguas cálidas, de buena circulación, cristalinas, sin material suspensivo, saturadas en carbonatos, con pH mayor a 8 y de poca profundidad con buena penetración de la luz.

Si bien las algas colonizaron el litoral silicoclástico gracias a las nuevas condiciones climáticas, ellas mismas producen un mejoramiento en los parámetros fisicoquímicos que controlan la precipitación de carbonatos. Esto es así, dado que las algas al realizar fotosíntesis entregan O₂ al medio marino y hacen disminuir la presión de CO₂ y aumentar el pH. Todo esto crea las condiciones para que se forme calcita magnesiana sobre la colonia algal. Esta posee una sustancia mucilaginosa que permite que las partículas de calcita se le adhieran y formen la lámina orgánica. La calcita sigue formándose y satura la colonia, generando por arriba de la orgánica, una lámina detrítica sin materia orgánica, compuesta exclusivamente por calcita magnesiana. En los espacios intercolumnares también se deposita calcita de este último tipo.

Las primeras formas estromatolíticas son un tanto primitivas, mal formadas, con una tendencia general a formar columnas, dentro de bioestromas domados, lo cual nos marca una posición litoral donde la influencia del oleaje está presente. Hacia arriba, esta tendencia se reafirma con estromatolitos de zona subtidal alta a intertidal baja a media. Esta somerización general de base a techo de la sección inferior, está acompañada además de un ciclo de somerización en cada banco bioestromal, lo cual marca que las fluctuaciones de ascenso y descenso relativo del nivel mar se produce en pulsos. Como se discutió oportunamente (Capítulo VII) si bien puede atribuirse esta somerización a ciclos de agradación vertical (shallowing up-ware), no debe descartarse una génesis por regresión.

La presencia de un importante nivel de ftanita en los senos de los bioestromas dómicos en la Cantera Amarilla, resulta de una génesis un tanto incierta aún, aunque podría corresponderse con un modelo de chertificación en zona de mezcla por progradación de una línea de costa carbonática (Cf. Knauth, 1979, fide Leeder, 1982).

Las paleocorrientes de esta sección inferior indicadas por los abultamientos estromatolíticos, señalan una orientación hacia N 255.

De este modo, la línea de costa habría estado alineada en dirección N-S y con el sector continental ubicado al sudeste. Esto último es bastante coincidente con el acúmulo de la Asociación de facies Cuarzo-Arcósica, el cual tiene un componente hacia el sur.

La sección media conformada mayoritariamente por dolomías laminadas, son interpretadas aquí, como sublitorales. Los pocos y delgados niveles estromatolíticos intercalados en esta sección, son de grupos morfológicamente bulbosos, típicos de ambientes subtidales, y marcan una paleocorriente N 300, con lo cual se manifiesta un cambio en la orientación de las paleocorrientes en relación a la sección inferior.

La sección superior es la que brinda la mayor cantidad y diversidad de estromatolitos con una sucesión de bioestromas sublitorales en la base y biohermas supratidales hacia el techo, pasando por formas intertidales. Como se señaló oportunamente, en un ambiente litoral marino en donde se instala una plataforma de bioconstrucciones estromatolíticas, las biohermas ocupan una posición más alta que los bioestromas, dado que la mayor energía del oleaje no deja unilateralmente a los abultamientos.

Asimismo, la mayoría de los bancos bioconstruidos poseen ciclos de somerización de estromatolitos de mayor profundidad relativa en la base y de menor profundidad relativa en el techo. Por ejemplo de columnas cónicas subtidales a columnas furcadas intertidales. Aunque también se han encontrado excepciones, con ciclos de ascensos relativos, que van de intertidales a subtidales.

Estas dolomías están coronadas por un nivel pelítico de lutitas rojas con laminación ondulítica, grietas de desecación y pequeños lentes de mudstones rojizos. Este nivel se corresponde con sedimentos supratidales silicoclásticos. Además de las características sedimentarias, la mineralogía apunta en ese sentido, ya que el Fe se encuentra en estado trivalente,

llegando a formar incluso concreciones ferricas esencialmente de gohetita y hematita.

Los niveles arcilíticos ricos en Fe, que coronan secuencias carbonáticas regresivas son comunes en secuencias del Precámbrico. Varios autores (Woolhough, 1941; James, 1954; Goodwin, 1966; Button, 1976) han encontrado un modelo de barrera para explicar la formación de sedimentos ricos en Fe de este tipo. Este se basa en la generación de una barrera carbonática (estromatolítica en nuestro caso), la cual causa una restricción parcial entre el mar abierto y la zona en donde se forman los depósitos ricos en Fe. Según Button (1976) las sucesivas recargas del área restringida con aguas que sobrepasan la barrera y aguas continentales de descarga fluvial, y la evaporación del agua acumulada provocan una mayor salinidad. Esto crea las condiciones necesarias para que floculen las arcillas en suspensión y los coloides de Fe y de sílice que ingresan del continente.

Button (1976) al estudiar las Dolomías y sedimentitas ricas en Fe de la Formación Transvaal (Precámbrico de Sudáfrica) señaló una sucesión vertical de calizas cada vez más ricas en Fe y chert, que culmina con la depositación del llamado hierro sedimentario bandeado y chert (ftanita) bandeado.

En el caso de Sierras Bayas, las bioconstrucciones generaron la barrera que permitió la formación de las sedimentitas rojas ricas en Fe por detrás de ella. En esta facies de lutitas rojas faltan los depósitos de ftanita, pero éstos se encuentran formando las brechas de ftanita que se encuentran inmediatamente por arriba, discordancia por medio.

De modo tal que con la depositación de las lutitas rojas culmina el primer ciclo sedimentario.

En líneas generales, la evolución de este ciclo sedimentario está reseñada en la figura IX.2. En un primer momento (A), se produce la meteorización subaérea del basamento, lo cual produce el nivel de alteración del basamento conformado por un gruss. Luego se produce el ingreso del mar (B) y la depositación de sedimentitas cuarzo-arcósicas que maduran en sentido vertical, hasta la formación de depósitos presumiblemente glacimarinós. En determinado momento, y cuando aún estos depósitos silicoclásticos no habían sumado un buen espesor (apenas 16 m) comienza la colonización de este litoral marino, a través de tapetes algales que formaron bioconstrucciones estromatolíticas (C), originalmente de calcita magnesiana, que por distintos estadios diagenéticos hoy se manifiesta como dolomías. Los distintos ambientes que marcan las bioconstrucciones estromatolíticas evidencian de base a techo, una regresión general (D) de depósitos subtidales a supratidales. Este ciclo sedimentario se interrumpe bruscamente por la entrada súbita del mar, que no sólo encierra un poder erosivo importante sino que también no le da tiempo a las algas para poder subsistir. De todos modos, se infiere que debió haberse producido además, cambios en las condiciones fisicoquímicas.

IX.3.3.- CONSIDERACIONES PALEOGEOGRAFICAS

En cuanto a la reconstrucción paleogeográfica del área, para este ciclo sedimentario precámbrico, un elemento importante a tener en cuenta, es la entrada general del mar desde el este hacia el oeste. Son tres las evidencias que ayudan a sostener esta interpretación: las paleocorrientes en dolomías, el acuffamiento de la Asociación de Facies Cuarzo-arcósicas y el cambio lateral en sus características sedimentológicas.

Probablemente, las paleocorrientes de las dolomías sean el más impor-

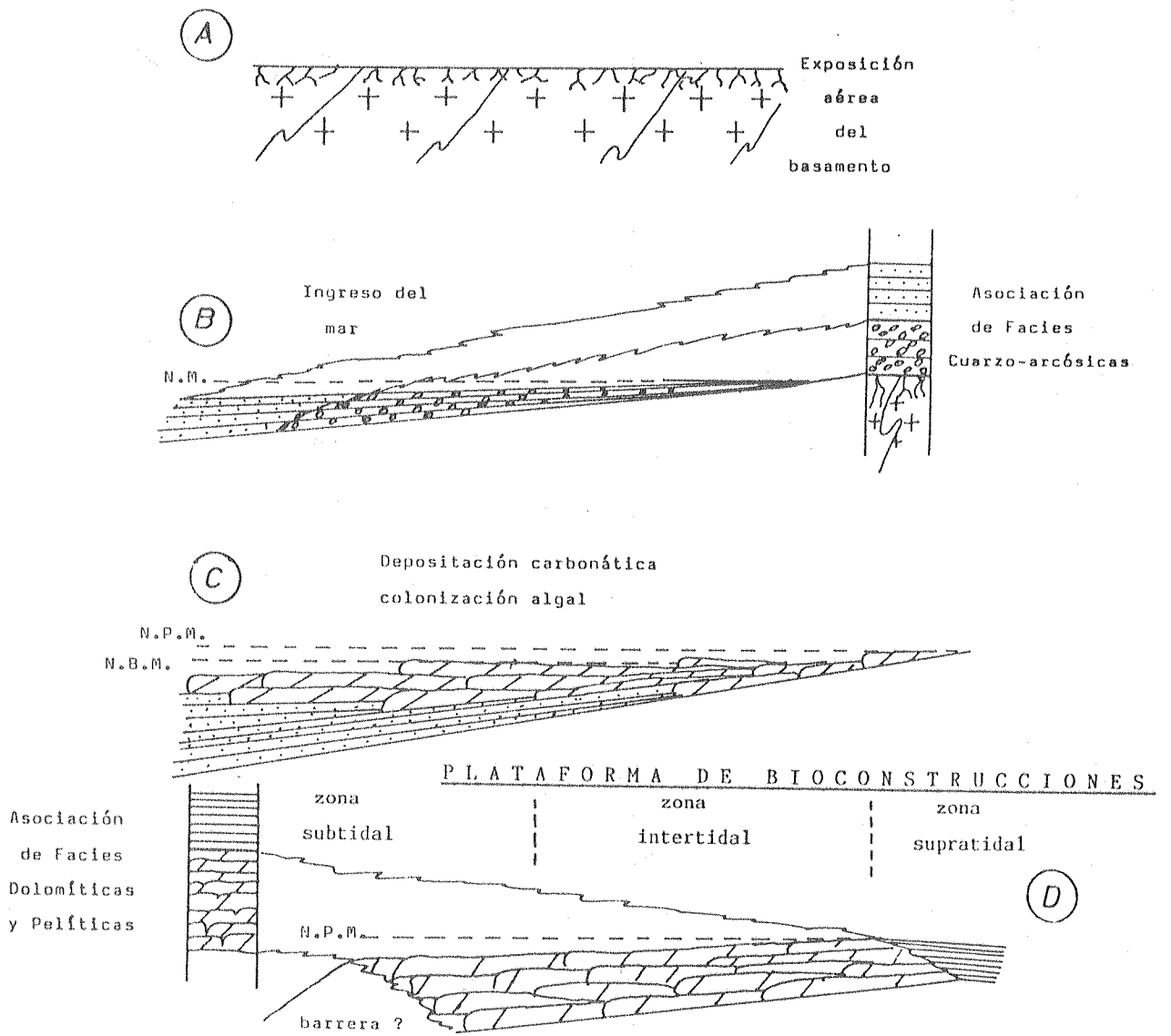


Fig. IX.2.- Evolución del Primer Ciclo Sedimentario, desde la meteorización del basamento (A), ingreso del mar con implantación de una deposición silicoclástica litoral (B), hasta la colonización algal y formación de una plataforma de bioconstrucciones estromatolíticas (C) y el modelo propuesto (D).

tante de los elementos de juicio. Estas están representadas por dos vectores (N 255 y N 300) que si se los reúne da una resultante orientada hacia el oeste. Cabe recordar que estos dos vectores se corresponden con la parte inferior y superior de las dolomías y con un ambiente subtidal entre ambos, por lo cual podía tomarse como dos costas de una bahía o como un cambio en la dirección de ingreso de marea y oleajes en el tiempo. Ambas posibilidades encierran una ubicación relativa del área continental en el oeste.

La Asociación de Facies Cuarzo-arcóscicas posee un fuerte acuffamiento hacia el sudoeste, que la escasez de afloramiento no permite determinar si ese rumbo de acuffamiento es "aparente" o "real". En el caso de ser "real", dicha orientación sería perpendicular al área positiva, en cambio, de ser "aparente" esta orientación sería una componente de un vector resultante, el cual podría estar hacia el sur o hacia el oeste. De igual manera las estructuras sedimentarias indican facies de menor profundidad hacia el sudoeste.

Este razonamiento, tiene además otro punto de apoyo en la posición del basamento cristalino. En primer lugar, la ausencia de estas sedimentitas hacia el sudeste (área de Balcarce-Mar del Plata) evidencia que dicha región actuó durante el Precámbrico como un elemento positivo (Dalla Salda e Itigüez, 1978). De igual modo, según el esquema propuesto por Yrigoyen (1975), hacia el sur y oeste -en el área interserrana entre las Sierras Australes y Septentrionales- el basamento cristalino es el elemento positivo con un "modesto relleno cenozoico".

De modo tal que este "Mar de Olavarría" habría estado delimitado al sudeste, sur y sudoeste por el basamento cristalino y se encontraba abierto en su parte este y noroeste. Teóricamente, este mar debió ser epiórico, con fondos pandos y poco profundo, los cuales son muy típicos de tiempos precámbricos. Sin embargo en Sudáfrica, Martín (1965) reconoció en la discordancia erosiva que separa al basamento cristalino del Grupo Nama, desniveles abruptos de hasta 300 m, lo cual implica la posibilidad de mares no tan poco profundos. Dado lo reducido de los depósitos sedimentarios de Sierras Bayas, no puede abrirse juicio al respecto.

Para inferir el tiempo en el cual actuó este primer ciclo sedimentario, los estromatolitos indican una edad ripheana III entre los 800 y 900 m.a. (Cf. capítulo X).

IX.3.4.- SINTESIS DEL PRIMER CICLO SEDIMENTARIO

En algún momento del Ripheano superior basal, la región de Olavarría sufrió un hundimiento que permitió la entrada del mar desde el este (o noreste?). Este "Mar de Olavarría" fue formando depósitos silicoclásticos a medida que iba transgrediendo.

Posteriormente comenzó una regresión y se instaló una sedimentación carbonática, con gran actividad orgánica algal, las cuales construyeron una plataforma de bioconstrucciones. El análisis de éstas permite inferir una regresión general de base a techo, con ciclos de somerización en la mayoría de los bioestromas, y subambientes que van de subtidales a supratidales (lutitas rojas).

Un ingreso súbito del mar pone fin a este ciclo sedimentario. En consecuencia queda como testimonio de este primer ciclo sedimentario, la "Unidad Sedimentaria I", con superficies discordantes en su base y en su techo, para lo cual se propone aquí denominarla litoestratigráficamente: Formación Villa Mónica (Capítulo X).

IX.4.- SEGUNDO CICLO SEDIMENTARIO

IX.4.1.- ASOCIACION DE FACIES PSAMOFELITICAS

La facies de fangolitas amarillentas y brecha de ftanita, caracterizada por tres tipos principales de sedimentitas (fangolitas, brechas de ftanita y brechas diamictíticas), revela condiciones ambientales sustancialmente distintas a la sección superior de la unidad sedimentaria subyacente.

Para analizar el fenómeno sedimentario que produjo esta facies sedimentaria, hay que tener en cuenta tres aspectos fundamentales. En primer lugar, los tres tipos de rocas antes señalados, forman pequeños litosomas que se interdigitan constantemente y en poca distancia. Segundo, las tres litologías son texturalmente muy disímiles, variando desde fango puro hasta grava con muy escasa matriz, y litosomas de "mezcla" de ambos extremos (brecha diamictítica). Finalmente, la composición de las gravas es el tercer elemento a tener en cuenta: todos los clastos mayores son silíceos (fundamentalmente ftanita) y no hay clastos de dolomías (calizas por aquellos tiempos).

Toda esta mezcla litológica, sólo pudo haber sido formada por un agente poco selectivo, enérgico y que fue acumulando distintos sedimentos de acuerdo al sustrato que fue erosionado. Cuando se nutre de pelitas supratidales, deja fangolitas, y cuando se encuentra con grandes niveles de ftanita, forma gravas ftaníticas residuales o bien los mezcla con pelitas para sedimentar el material no seleccionado que pasa a ser posteriormente brechas diamictíticas.

De modo tal que la calidad de la depositación está controlada más por un problema de aporte, que de selección del propio agente.

Falta discutir por qué no hay clastos de dolomías en estas sedimentitas. Lo más probable es que las rocas calcáreas hayan formados clastos, pero las condiciones fisicoquímicas anteriores, propicias para la precipitación de carbonatos, debieron haber cambiado. Cabe pensar entonces, que el Ph debió haber jugado un papel preponderante en el inicio de este ciclo sedimentario disolviendo carbonatos y que se mantuvo a lo largo de su desarrollo.

Asimismo el Eh bajó sustancialmente, tal cual lo evidencia la presencia de cubos de piritosfera (oxidados posteriormente a hematita y magnetita). De modo tal que el PH debe haber estado por debajo de 8 y el Eh entre 0 y -0,4.

Por arriba de la facies anterior se encuentra una sucesión de vaques cuarzosas, vaques glauconíticas, arenitas glauconitas y arenitas cuarzosas, las cuales se depositaron en estratos finos intercalados con niveles pelíticos en una típica estratificación mixta, que comienza en la base como lentiforme, pasa a ondulosa, y termina en flaser al ingresar en la Asociación de Facies Cuarcíticas.

La presencia de mica glauconítica es un buen indicador paleoambiental (ver capítulo III) ya que se forma en un mar abierto de plataforma estable (velocidad de sedimentación muy baja) a profundidades mayores a los 50 m, en condiciones de Ph entre 7 y 8 y Eh levemente negativo. Asimismo, su presencia evidencia, de acuerdo al ciclo geoquímico del Fe en costas, un evento transgresivo. Esto es así ya que los sedimentos menos profundos, los cuales son un muy buen sustrato parental, pasan a ocupar profundidades mayores a los 50 m, en donde se glauconitizan. De igual modo su ubicación en la zona basal de una secuencia silicoclástica marina y su posterior decrecimiento vertical paulatino del grado de abundancia, señala una etapa

regresiva postransgresión. Esto es corroborado también por la variación vertical en la litología y en la estratificación mixta, que presenta la facies de psamitas y pelitas varicolores de esta unidad silicoclástica que se está analizando. El porcentaje de pelitas y de matriz pelítica en las psamitas, descienden paulatinamente de base a techo, pasando de una zona fango-arenosa a una arenosa. Esto también se ve reflejado en la estratificación mixta, la cual va de lentiforme a ondulosa, y finalmente flaser.

De modo tal que de una zona fango-arenosa subtidal con glauconita se pasa regresivamente a una zona menos profunda de índole areno-fangosa, y luego arenosa prácticamente pura, equivalente a una zona de transición (Fig. IX.3).

IX.4.2.- ASOCIACION DE FACIES CUARCITICAS

Sobre las psamitas y pelitas, y en pasaje transicional intercalado, se encuentran los bancos de arenitas cuarzosas. De modo tal que con el último nivel de pelitas finaliza la facies anterior y se entra en una asociación de facies exclusivamente arenosa.

Estas arenitas cuarzosas no sólo son maduras a nivel composicional sino textural, ya que se encuentran muy bien seleccionadas a diferencia de las arenitas cuarzosas de la Unidad Sedimentaria I.

En el perfil del Cerro Largo se visualiza una sucesión litológica y texturalmente monótona de bancos de arenitas cuarzosas que sólo varían en sus estructuras mecánicas y trazas fósiles. Es así que de base a techo se cambia de una facies ondultica a una facies de artesas y posteriormente a facies de megaóndulas con óndulas sobreimpuestas que tienen su estructura interna obliterada.

La facies ondultica se correspondería con la parte más profunda de una zona de transición (Fig. IX.3), donde la base del tren de olas comienza a actuar con intensidad sobre el lecho marino en régimen subcrítico de fase de óndula aparentemente de crestas rectas. De igual manera las trazas fósiles predominantes en estas facies, *Palaeophycus* sp. y *Didymaulichnus* sp., pertenecientes a la icnofacies de Cruziana, indican un nivel de energía moderado a relativamente bajo.

La facies de artesas señala un incremento en el régimen de flujo, ya que se pasa a una fase de duna, las cuales al ser de crestas sinuosas o arqueadas (3-D) dejan una estratificación en artesas en el plano frontal y estratificación tangencial simple en los planos laterales.

Esto estaría indicando una somerización en el ambiente con respecto a la facies anterior, ya que representarían una zona de megaóndulas arqueadas. Las paleocorrientes son bimodales-bipolares con asimetría en un sentido.

Estas artesas se encuentran en paquetes de hasta 2 m, que por sus características sedimentarias y su ubicación en la columna, podrían corresponderse con grandes barras arenosas subtidales ("sand tongue o shoals", Cf. Reineck y Shing, 1975).

Finalmente se pasa a una facies más enérgica pero siempre en régimen de flujo subcrítico, conformada por megaóndulas de mayor tamaño y longitud de onda.

Toda esta sucesión de arenitas cuarzosas, composicional y texturalmente muy maduras, representan una planicie arenosa subtidal de un mar de área tectónicamente estable, con una velocidad de sedimentación lenta.

Lamentablemente, no afloran en su totalidad los sedimentos superiores de esta planicie arenosa y la zona del contacto con la planicie fangosa que

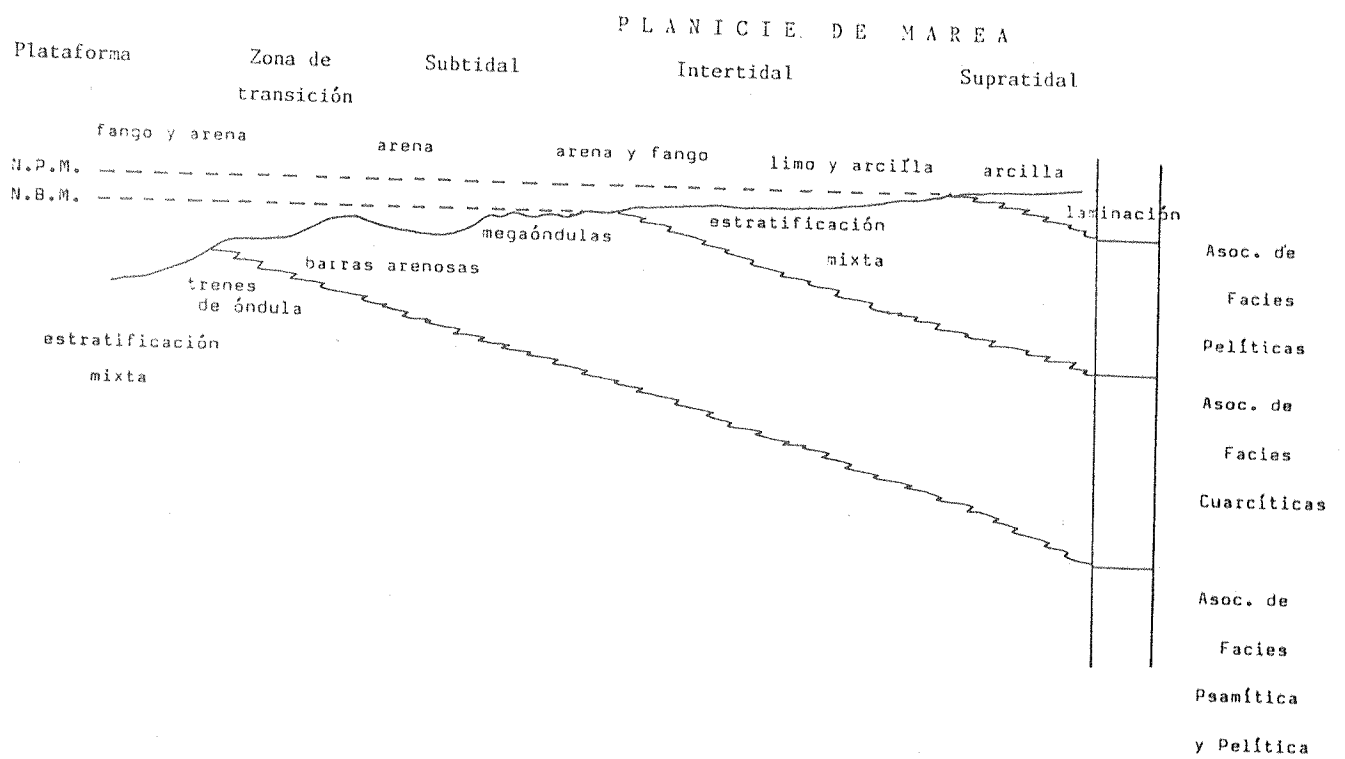


Fig. IX.3.- Modelo de sedimentación silicoclástico propuesto para el Segundo Ciclo Sedimentario.

la suprayace en regresión. Sólo puede verse parte del contacto entre ambas asociaciones de facies en el abra de las Tres Lomas en el Núcleo Central. Este es un tipo transicional intercalado con estratificación mixta del tipo ondulosa.

IX.4.3.- ASOCIACION DE FACIES PELITICAS

En estas pelitas se reconocen dos niveles: inferior (facies de arcilitas y limolitas amarillentas) y otro superior (facies de arcilitas rojizas).

La facies de arcilitas y limolitas amarillentas presenta una estratificación mixta muy conspicua, que va de ondulosa a lentiforme en sentido ascendente. Las capas limolíticas presentan una estratificación entrecruzada de pequeña escala, por migración de ondulas que respondieron a un mecanismo tracción-decantación, evidenciada por la presencia de muy delgadas laminillas arcillosas entre capa y capa frontal.

El material limolítico representa una carga tractiva, mientras que el que conforma los estratos arcillosos responde a cargas suspensivas.

La estratificación mixta está acompañada de cuerpos lenticulares, rellenos con materiales similares a los de las sedimentitas que los contienen, que responderían a depósitos de paleocanales.

Todos estos elementos y la presencia además de niveles de pesados en las limolitas, conducen a interpretar a estas facies pelíticas como un subambiente intertidal de una planicie de marea, ya que son muy diagnósticos de éstos (Cf. Reineck y Shing, 1975; Reading, 1978).

Asimismo, la facies de arcilitas rojizas marcaría una zona supratidal dentro de esta planicie. La coloración rojiza por oxidación, indicaría condiciones climáticas áridas, aunque no se han encontrado minerales evaporíticos típicos de ambientes supratidales áridos. Las lentes arenosas verdes podrían inferirse con cargas tractivas que llegan a esta zona supratidal en forma esporádica durante tormentas.

Este segundo ciclo sedimentario culmina con la instalación en el área de Olavarría, de una sedimentación netamente carbonática, lo cual implica sustanciales cambios ambientales y tectónicos.

IX.4.4.- MODELO DE SEDIMENTACION

Estas tres asociaciones de facies sedimentarias pertenecen a un mismo ciclo sedimentario y en conjunto son comparables ambientalmente con un perfil "plataforma continental-zona de transición-planicie de marea", de características similares a los actuales, como por ejemplo el de Nordergrunde-Jade, en la costa alemana del Mar del Norte (Cf. Reineck y Shing, 1975) o el de la Bahía Wash de Inglaterra (Cf. Evans, 1965, fide Reading, 1978).

En la figura IX.3 se ha esquematizado el modelo de sedimentación propuesto para esta secuencia de asociaciones de facies sedimentarias, la cual es simétrica ya que en principio es granocreciente y estratocreciente ("FC, coarsening upwards") y posteriormente granodecreciente y estratodecreciente ("FU, finning upwards"). Este ordenamiento de facies sedimentarias evidencia, de acuerdo al modelo, una regresión general relativa del

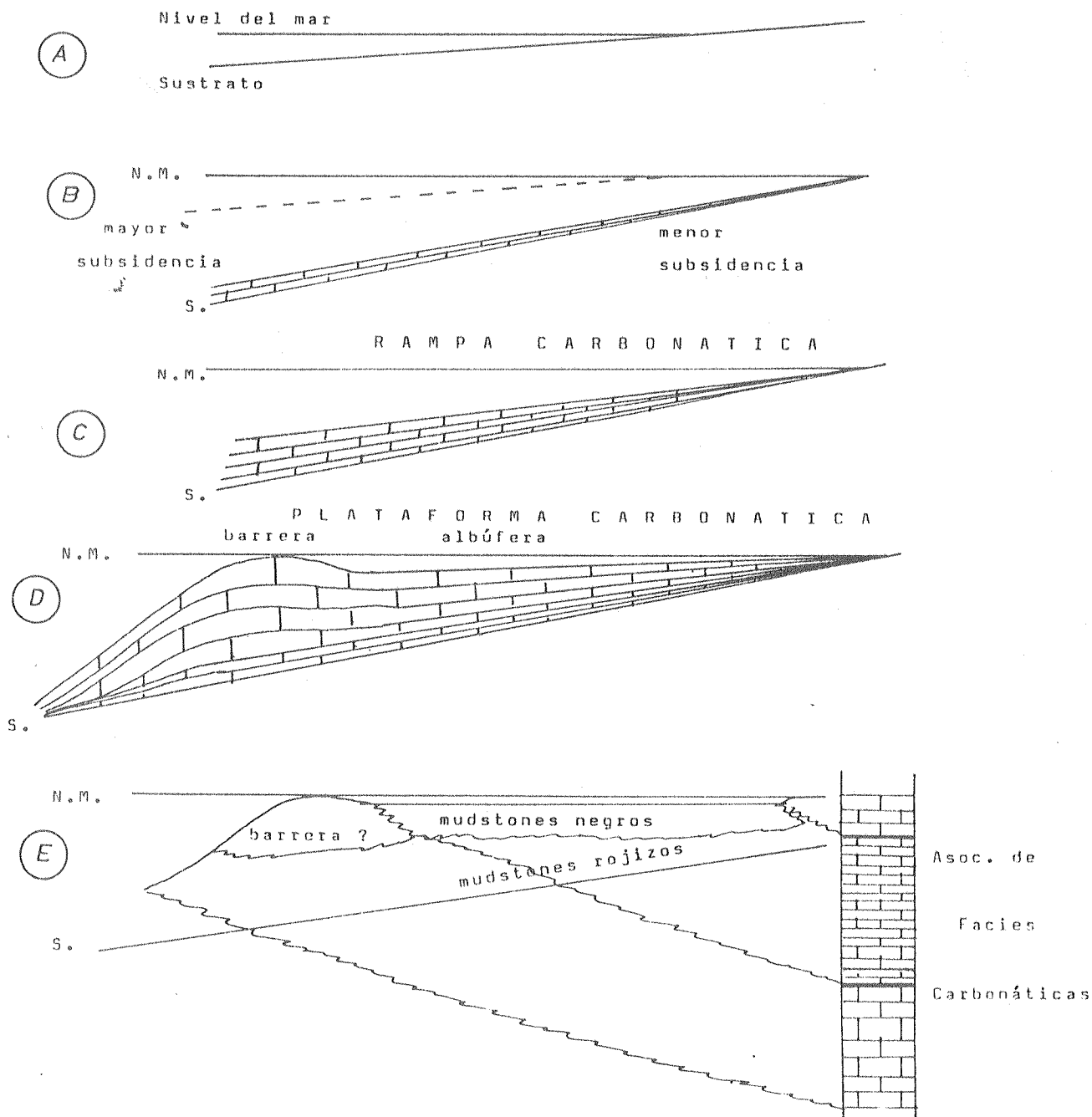


Fig. IX.4.- Evolución del Tercer Ciclo Sedimentario, desde la subsidencia diferencial (A) que permitió la transgresión paulatina del mar con la consiguiente formación de una rampa carbonática (B y C), hasta la construcción de una plataforma carbonática (D). Modelo propuesto (E).

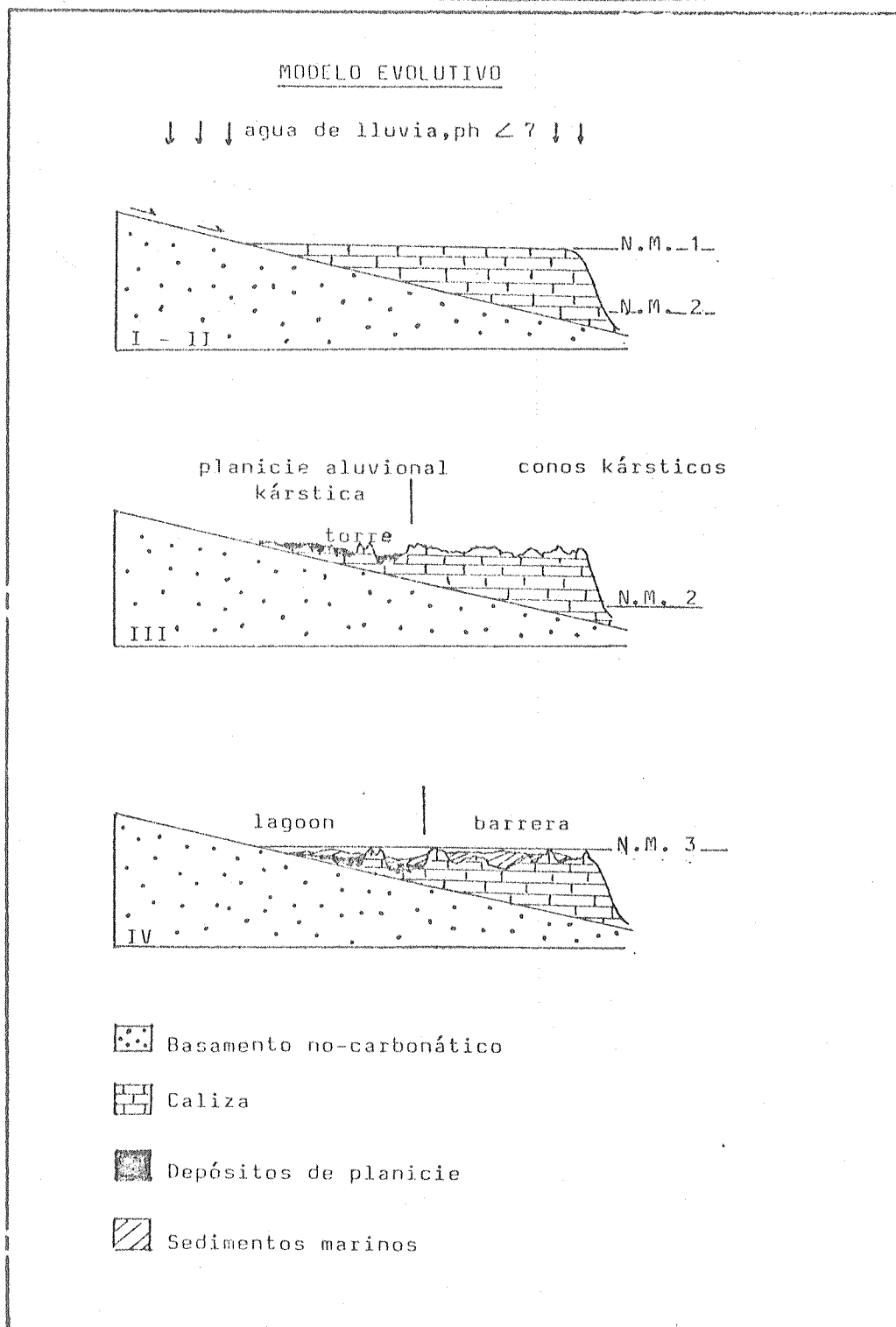


Fig. IX.4.- Formación de la discordancia erosiva que separa a la Asociación de Facies Carbonáticas de la Formación Cerro Negro, por fenómenos de disolución kárstica (Cf. Purdy, 1974).

CAPITULO X

Consideraciones estratigráficas y geocronológicas

X.1.- ESTRATIGRAFIA

Sobre la base de lo expuesto en el capítulo anterior, la "Formación Sierras Bayas" está conformada por tres unidades sedimentarias no coetáneas, las cuales se corresponden respectivamente con otros tantos ciclos sedimentarios.

Las características propias de estas unidades sedimentarias hacen que se diferencien por sí solas entre sí y reúnan todos los requisitos necesarios para considerar a estas unidades sedimentarias como formaciones, y a las asociaciones de facies como miembros (Cf. Código de Nomenclatura Estratigráfica, Comité Argentino de Nomenclatura Estratigráfica, 1972).

En el cuadro X.1 se ha esquematizado los ciclos sedimentarios con sus curvas de transgresión-regresión, la denominación anterior de Nágera (1919, modificado por Poiré e Iñiguez, 1984), la terminología de unidades sedimentarias y las equivalencias en unidades litoestratigráficas.

Para la primera unidad se propone la denominación de Formación Villa Mónica, puesto que en la zona de la cantera "Villa Mónica II", está expuesta la discordancia de esta unidad con el basamento y el afloramiento más conspicuo de sus sedimentitas silicoclásticas basales, en todo el ámbito de estas serranías. Asimismo las dolomías también se encuentran presentes en los alrededores, con buena exposición en la cantera "Malegni".

El nombre de Formación Cerro Largo para la segunda unidad, se tomó del cerro homónimo, el más grande de los cuatro que conforman el Núcleo Septentrional de las Sierras Bayas.

Para la tercer unidad litoestratigráfica se respetó la denominación utilizada anteriormente por Borrello (1963), de Formación Loma Negra.

Estas tres unidades formacionales se encuentran en sucesión en las Sierras Bayas, separadas entre sí por dos discordancias, siendo todo el paquete sedimentario del Ripheano superior, aparentemente en la misma cuenca sedimentaria. Por lo tanto puede considerarse a toda esta cubierta sedimentaria como una gran unidad litoestratigráfica, para lo cual se propone el nombre de Grupo Sierras Bayas.

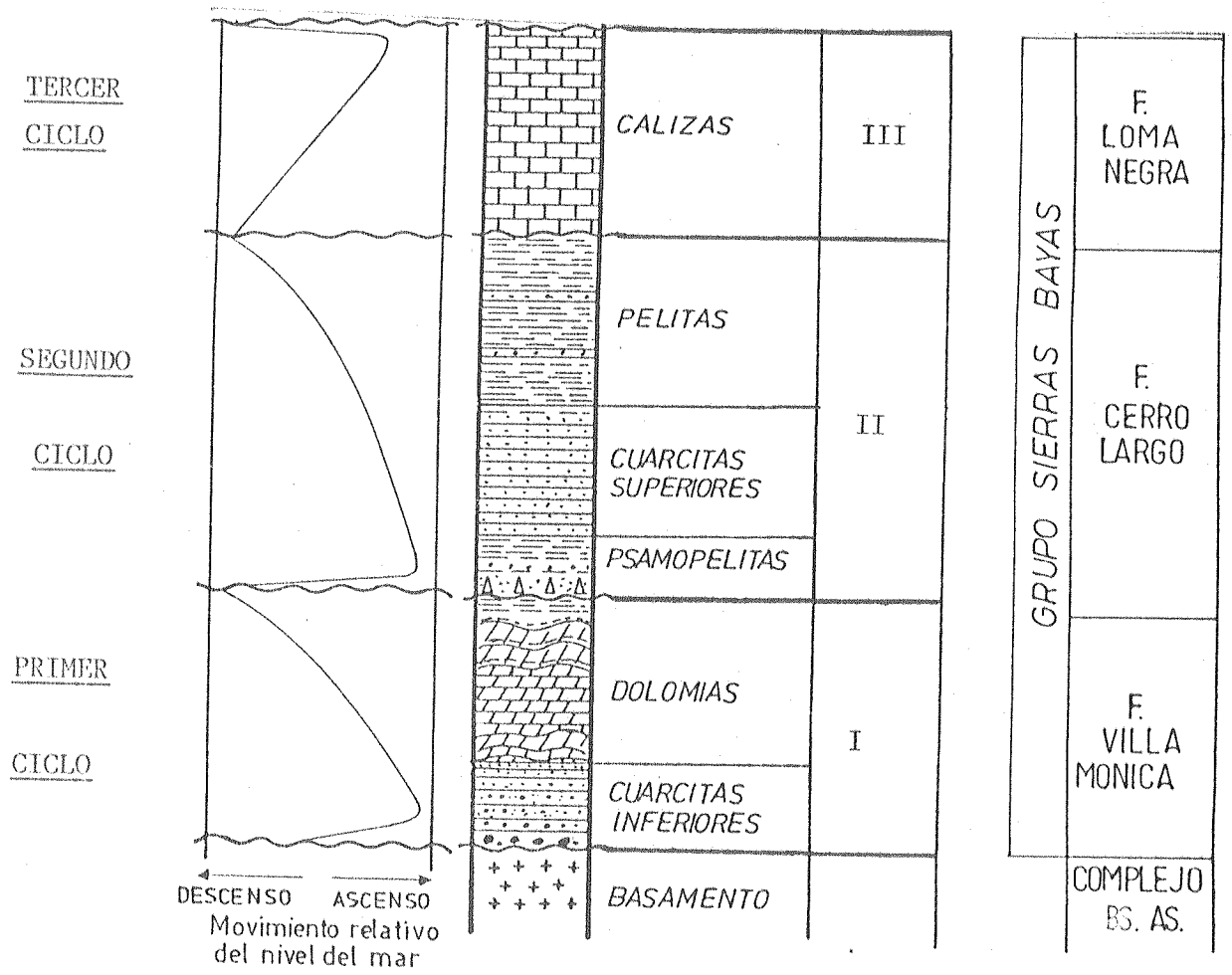
En consecuencia, las tres unidades sedimentarias han sido homologadas a tres formaciones (Villa Mónica, Cerro Negro y Loma Negra), las cuales están agrupadas en una unidad litoestratigráfica mayor: Grupo Sierras Bayas.

Por arriba de este grupo se encuentra, en discordancia erosiva, la Formación Cerro Negro.

X.2.- EDAD DE LAS FORMACIONES

La revisión bibliográfica de los antecedentes en cuanto a la edad de la cubierta sedimentaria de Sierras Bayas (Capítulo I) permitió observar que se le han adjudicado a este Grupo muy variadas edades, pero que a partir de los principios de la década del 70 tomó mayor auge considerarlo como precámbrica (Amos et al, 1972; Amos, 1974; Dalla Salda e Iñiguez, 1978; Dalla Salda, 1979, 1982; Fairchild, 1978; Bonhemme y Cingolani, 1980; Valencio et al, 1980 a y b; Pothe de Baldis, 1983; Leveratto y Marchese, 1983; Poiré e Iñiguez, 1984; Poiré et al, 1984).

Es de destacar que tres de estos trabajos establecieron expresiones numéricas de edad, logrando una mayor precisión en cuanto a en qué nivel del Precámbrico se desarrollaron estos sedimentos. En primer lugar Valencio et al (1980a y b) determinaron que la posición del polo magnético en esta



Cuadro X.1.- Relación entre los ciclos sedimentarios, la curva descenso-ascenso del mar, el esquema estratigráfico clásico con sus miembros informales (Nágera, 1919, modificado por Poiré e Iñiguez, 1984), las unidades sedimentarias (I, II y III) y la nueva propuesta estratigráfica.

	F. CERRO NEGRO	<u>Rb/Sr 723 +/- 12 m.a.</u>
GRUPO SIERRAS BAYAS	F. LOMA NEGRA	microorganismos
	F. CERRO LARGO	<u>Rb/Sr 769 +/- 12 m.a.</u> trazas fósiles (<u>Palaeophycus</u> sp. y <u>Didymaulichnus</u> sp.) microorganismos (<u>Chuaría olavarriensis</u> , 700 <u>Paleorivularia</u> , <u>Leiosphaeri-</u> a <u>dium</u> sp. y <u>Protoleiosphaeri-</u> 800 m.a. <u>dium</u> sp.)
	F. VILLA MONICA	estromatolitos (<u>Gymnosolem</u> fm., <u>Inzeria</u> 800 fm., <u>Parmites</u> fm., <u>Minjaria</u> a fm., <u>Conophyton resoti</u> , <u>Ju-</u> 900 m.a. <u>rusonia nisvensis</u> , etc...
	COMPLEJO BS. AS.	

Fig. X.1.- Columna estratigráfica del Grupo Sierras Bayas, con sus datos bioestratigráficos y edades isotópicas.

secuencia es coincidente con las curvas de desplazamiento polares hallados en otros continentes en el Precámbrico superior, como en el complejo Mbozi (743 +/- 30 m.a.), diques del pre-Nama (653 +/- 70 m.a.) y sedimentitas glaciares de Marinoan de Australia (aproximadamente 700 m.a.).

Por otra parte, Bonhomme y Cingolani (1980) obtuvieron por Rb/Sr y K/Ar dos edades absolutas. La más baja en la escala geológica fue de 769 +/- 12 m.a. le corresponde a las arcillitas de la segunda unidad sedimentaria y la más joven de 723 +/- 12 m.a. le pertenece a la Formación Cerro Negro. Cabe destacar que ambas edades son de diagénesis tardía, por lo cual la sedimentación ha sido anterior a esa fecha.

Finalmente, Pothe de Baldis et al (1983) adjudicaron a la Formación Sierras Bayas una edad de 700 a 800 m.a., mediante una microfórmula fósil presente en las arcillitas de la segunda unidad sedimentaria.

De modo tal que hasta ahora se han tenido tres datos numéricos en la columna estratigráfica de las Sierras Bayas de Olavarría (Fig. X.1). Un cuarto aporte que surge del análisis bioestratigráfico de los estromatolitos realizado en el presente trabajo (Capítulo VI), es el de asignar una edad comprendida entre los 800 y 900 m.a. a las dolomías de la primera unidad sedimentaria (Fm. Villa Mónica).

Si se analiza la columna estratigráfica (Fig. X.1) se comprueba que las cuatro edades arriba citadas son coherentes con la interpretación sedimentológica y estratigráfica aquí realizada, en la cual se reconoce básicamente tres unidades sedimentarias distintas y no coetáneas.

La Formación Villa Mónica posee una edad comprendida entre los 800 y 900 m.a., dado ésta por la asociación de estromatolitos y por la presencia de *Conophyton ressoitti*. Este dato bioestratigráfico se encuentra avalado por dataciones radiométricas aún inéditas realizadas por Cingolani (comunicación personal) en el Centro de Sedimentología y Geoquímica de la Superficie de Estrasburgo, Francia, sobre muestras de las lutitas verdes interbiestromales, las cuales arrojaron un valor Rb/Sr de 793 +/- 32 m.a. para la etapa de diagénesis tardía, por lo cual la sedimentación debe haber sido más antigua, probablemente anterior a los 800 m.a.

Luego de un período de tiempo se depositaron los sedimentos de la Formación Cerro Largo, teniendo como edad techo los 769 +/- 12 m.a. y una base de 793 +/- 32 m.a.. De la Formación Loma Negra aún no se tienen datos geocronológicos y de la edad de la Formación Cerro Negro en Olavarría se conoce el valor techo de 723 +/- 12 m.a..

X.3.- CORRELACION INTERCONTINENTAL

Existen en la literatura geológica varios intentos de correlación estratigráfica de esta secuencia sedimentaria con otras similares del Precámbrico de Gondwana, sobre todo con Brasil y Africa.

Así por ejemplo, Amos et al (1972) señaló las semejanzas de esta cubierta sedimentaria con la del Grupo Bambuí del Brasil, teniendo en cuenta la presencia de estromatolitos.

Los microfósiles descritos por Fairchild (1978) para Sierras Bayas, parecen ser más jóvenes que los de la Formación Paraopeba del Grupo Bambuí, por lo cual este autor sostuvo que la cubierta sedimentaria de Olavarría sería más joven que la brasilera.

Posteriormente, Macedo y Bonhomme (1979, fide Dalla Salda, 1982) señalaron la correlación de las formaciones Caboclo (896 +/- 30 m.a.) y Bebedouro (812 +/- 22 m.a.) del Brasil, con sedimentitas del grupo D'Atar, en Mauritania (Africa) y la secuencia aquí estudiada.

Por otra parte, Dalla Salda (1982), correlacionó la Formación Sierras Bayas con la Formación Kuibis del Grupo Nama, de Sudáfrica.

Finalmente, Pothe de Baldis et al 1983, a través del fósil guía *Chuaría* sp. compararon la Formación Sierras Bayas con otras localidades microfósilíferas mundiales, y apoyaron el bosquejo de interconexión entre esta cuenca y la de Sudáfrica enunciado por Dalla Salda (1979, 1982).

Se debe aclarar que todos estos autores toman a la "Formación Sierras Bayas" como una sola unidad, de modo tal que adjudican la edad determinada en alguno de sus miembros, a todo el paquete sedimentario.

Sin embargo, debe de tenerse en cuenta que los tres ciclos sedimentarios y la Formación Cerro Negro, no son coetáneos y están separados por periodos de no depositación, por lo cual la edad de uno de ellos no debe ser equiparada a los otros.

Es así que por ejemplo, la primera unidad, Formación Villa Mónica, posee una asociación de estromatolitos en sus dolomías que refleja una edad posible de 800 a 900 m.a. (capítulo VI), sobre todo si se tiene en cuenta la presencia de *Conophyton ressotti*. Este, permite correlacionar la Formación Villa Mónica con el Grupo D'Atar de Mauritania, como lo sugirieron además Macedo y Bonhomme (1979, fide Dalla Salda, 1982) y con la Formación Abenab del sistema de Damara en el norte de Namibia.

En cambio si se toma la edad más antiguas Rb/Sr de Bonhomme y Cingolani (1980) de 769 +/- 12 m.a. y la presencia de *Chuaría* sp. (Pothe de Baldis, 1984), la unidad que se correlaciona es la Formación Cerro Largo.

En el cuadro X.2 se han esquematizado una posible correlación entre secuencias sedimentarias portadoras de estromatolitos pertenecientes a los distintos continentes que conformaban al Gondwana durante el Precámbrico superior. A tal fin se tomó como base el cuadro de correlación intercontinental de Preiss (1976) al cual se le efectuaron modificaciones a la luz de los nuevos aportes que se han realizado en los últimos años.

Cabe aclarar que se marcaron en este esquema las dos escalas de tiempo más usadas para el Precámbrico. La primera le corresponde a los autores rusos, sintetizada por Keller (1979) la cual divide al Precámbrico superior en cuatro niveles: Ripheano inferior (R1), medio (R2), superior (R3) y Vendiano (R4).

La segunda escala es mucho más moderna y ha sido propuesta por la Subcomisión de Estratigrafía del Precámbrico de la IUGS, (Plumb y James, 1986) la cual divide al Precámbrico superior en Proterozoico inferior (I), medio (II) y superior (III).

En este análisis, interesan los límites establecidos para el R3 y R4 y para el Proterozoico II y III (Cf. Cuadro X.2). En todos los casos se ha tratado de volcar los datos geocronológicos obtenidos.

Para el Brasil se han tenido en cuenta los trabajos de Moeri (1972) Cloud y Dardenne (1973), Marchese (1974), Dardenne y Campos Neto (1976), Fairchild (1977, 1984), Dardenne (1979), Cassedanne et al (1979), Macedo (1982), Bonhomme (1982), Bonhomme et al (1982), Macedo y Bonhomme (1984).

Para el sector de Australia se han sintetizado los aportes de Walter y Preiss (1972), Preiss (1976) y Grey (1982).

Las columnas, datos geocronológicos y bioestratigráficos del continente africano han sido tomadas del Trompette (1969), Kruger (1969), Bertrand Sarfati y Reaben (1970), Germs (1972), Clauer (1973), Bonhomme (1982), Crimes y Germs (1982) y Germs et al (1986).

Finalmente, para la parte de India peninsular se ha tomado el esquema de Raha y Sastry (1982) con datos isotópicos de Vinogradov et al (1964).

Sobre la base de la posible edad del miembro Dolomítico de la Formación Villa Mónica (deducida de su contenido estromatolítico y de datos isotópicos) comprendida entre los 800 y 900 m.a. se la puede correlacionar con otras secuencias de dolomías estromatolíticas de edad similar presentes en los distintos continentes que conforman el Gondwana (Fig. X.2) a excep-

ESCALAS		AUSTRALIA			INDIA	AFRICA			AMERICA DEL SUR					
U.R.S.S. Keller et al (1975)	I.U.G.S. Plumb y Jansa (1986)	a. n.	Cuenca de Wullegin	Cuenca de Georgina	Cuenca de Amedeus	Geosinclinal de Adelaida	Cuenca de Vindhyan	Nauritonia	Danara	Namibia	Morocote	Brasil Cratón San Francisco Occidental	Sur Oriental	Argentina Olavarría
	Veardiano (84)	600			Gr. Pertaporta	Gr. Wilpena					Gr. Masa	600	Gr. CASSORA 610 m.a.	
		650	Fa. Monte Baldvin			665 +/- 45				Gr. Muiden		650	Gr. Corumbá	
		700			Gr. Portacataka 730 +/- 45	Gr. Ueberatana 740 +/- 30		690 m.a.				700		
	Proterozoico Superior (Prot III)	750						Gr. Tifouke				750	Gr. Jscadigo	
		800		Fa. Boord								800	Gr. Bambuí	Fa. 723 +/- 21 Cerro Negro
		850			Gr. Burra		Gr. Blander	Gr. D'Atar				850	774 +/- 20 Gr. San Roque	Fa. Loma Negra Fa. Cerro Largo 769 +/- 12
	Ripheano Superior (R3)	850		Fa. Bitter Springs	Fa. Callana				Fa. Abenab			850	Gr. Salitre	Fa. Villa Mónica
		900										900	U n s a 887 m.a. Fa. Bebedouro	Gr. Acungui
		950					Gr. Ewa 940 +/- 30					950	Gr. Macaubas	
	Proterozoico Medio (Prot II)	1000						Gr. Char 998 +/- 34				1000	958 +/- 38 Gr. Parsonn	Fa. Caboclo
		1050	Gr. Baugenall	Gr. Mision								1050		

Quadro X.2.- Correlación intercontinental de secuencias sedimentarias portadoras de estromatolitos, en el Precámbrico de Gondwana.



Fig. X.2.- Mapa de Gondwana durante el Precámbrico (Según posibilidad "a" de Powell et al, 1980, fide Condie, 1981), donde se observan las áreas con depósitos estromatolíticos comprendidos entre los 800/900 m.a.

ción de la Antártida. Sin embargo, cabe señalar que un rango de 100 m.a. hacen que estas correlaciones sean de carácter tentativo.

Del análisis bibliográfico surgen 8 áreas con secuencias sedimentarias portadoras de estromatolitos cuyo estudio de asociaciones de grupos y formas han revelado una edad homologable total o parcialmente a la Formación Villa Mónica. Algunas de ellas están acotadas además por dataciones radiométricas.

Dentro del continente sudamericano, son correlacionables los Grupos Acungui, San Roque, Una y Bambuí. El primero de ellos posee estromatolitos columnares aún no determinados (Fairchild, 1987) y una forma de Conophyton que informalmente ha sido designado Conophyton cf. C. garganicum (Fairchild, 1977), que permite asignar una edad mayor a 850 m.a.. Pero existe la posibilidad, tal cual lo hace ver el propio autor, que este Conophyton pueda ser considerado C. ressoiti, aunque varía un tanto la microestructura.

Del Grupo San Roque aún no se tienen determinaciones formales (Bergman y Fairchild, 1985 y 1986) al igual que del Grupo Una.

En el Grupo Bambuí se han encontrado estromatolitos del Supergrupo "Gymnosolenidos", posiblemente Boxonia, Gymnosolem, Inzeria y Minjaria (Marchese 1974), Conophyton metula (Dardenne 1976), Linella avis (Bertrand-Sarfatti, en Dardenne, 1979) y Stratifera undata (Fairchild y Subacius, 1986). Todos estos grupos, sobremanera los Gymnosolenidos, se corresponden con el Ripheano superior (R3). Las dataciones radiométricas apuntan en ese sentido, ya que ubican al Grupo Bambuí en un lapso de 610 / 950 m.a. (Bonhomme, 1982).

En Africa, hay dos secuencias estromatolíticas asignadas a esta edad: el grupo de D' Atar en Mauritania y al Formación Abenab del Grupo Otavi del norte de Namibia. En ambas se destaca la presencia, entre otros estromatolitos, de Conophyton ressoiti señalada por Trompette (1969), Bertrand-Sarfatti y Raaben (1970) en el "I 5" del Grupo D' Atar, y por Cloud y Semikhatov (1969) en la Formación Abenab. La edad de diagénesis tardía del "I 5" es de 890 +/- 35 m.a. (Clauer, 1973, modificado por Bonhomme, 1980).

En la India peninsular, se encontró una edad de 800 a 900 m.a. para el Grupo Bhandar portador de Baicalia baicali, B. satnensis, Maihara maiharensi (Kumar, 1976), Tungusia fm. y Boxonia fm. (Rao et al, 1977). Las sedimentitas subyacentes a éste (Grupo Rewa) han sido datados 910 / 940 m.a. (Vinogradov et al, 1964).

Por último, en Australia, se encuentran dos secuencias estromatolíticas con edades comprendidas entre los 800 y 900 m.a.. La Formación Bitter Springs, en la Cuenca de Amadeus, y la Formación Callanna y el Grupo Burra en el Geosinclinal de Adelaida. La Formación Bitter Springs contiene Acaciella australica, Inzeria intia, Boxonia pertaknurra, Linella avis, Kulpacia alicia, Jurusonia nisvensis, Basisphacera irregularis, Minjaria pontifera, Tungussia erecta (Cf. Grey, 1982). La Formación Callanna, presenta Conophyton garganicum garganicum, Gymnosolem cf. ramsay y Acaciella cf. australica y el Grupo Burra posee Tungusia wilkatanna (Cf. Grey, 1982). Las edades bioestratigráficas están corroboradas además por dataciones absolutas de sedimentitas suprayacentes (Comston y Taylor, 1969; Cooper y Comston, 1971).

Un párrafo aparte merece la importancia que posee la presencia de Conophyton ressoiti en la Formación Villa Mónica. De confirmarse su determinación, Olavarría se convierte en uno de los tres únicos lugares del mundo en donde se encuentran esta forma de Conophyton. Por otra parte, si se asume la posibilidad de su presencia en el Grupo Acungui, serían cuatro las cuencas sedimentarias de Gondwana con este estromatolito. Cabe aclarar que no se lo ha encontrado en el hemisferio norte. Una observación a tener en cuenta, es que estas cuatro cuencas sedimentarias se encuentran bastante alineadas entre sí (Fig. X.2) conjuntamente con los depósitos de los Grupos

Bambuí y Una.

Cabe consignar además, que a la luz de nuevos trabajos realizados en el Grupo Nama y en las sedimentitas aquí estudiadas, se aleja la posibilidad de correlación del Subgrupo Kuibis con las sedimentitas de Sierras Bayas, tal cual lo propusiera Dalla Salda (1979, 1982). Esto se basa en que diversos autores han ubicado al Grupo Nama en el Vendiano. Germs (1972), sobre la base del contenido fosilítico infirió que el Kuibis y parte del Schwarstrand serían probablemente Vendianos y la parte superior de éste último y el Fish River serían Cámbricos. Kroner et al (1980) presentó similares conclusiones por paleomagnetismo, al igual que Crimes y Germs (1982) al revisar en forma exhaustiva las trazas fósiles de esta secuencia. Posteriormente Germs et al (1986) confirmó una edad para el Subgrupo Kuibis y el Subgrupo Schwarstrand, de lo más tardío del Proterozoico (Valdaiano), 570 / 620 m.a., lo cual se corresponde con el Vendiano II y III en la propuesta de Sokolov y Fendonkin (1984). Según Germs et al (1986) el contenido microfósil del Nama es correlacionable con la parte superior de las series vendianas de Valdai, en la región del Báltico.

De modo tal que existen marcadas diferencias entre la edad del Subgrupo Kuibis y el Grupo Sierras Bayas. Por ejemplo entre el primero y la Formación Villa Mónica median al menos 113 m.a., con la Formación Cerro Largo pueden estimarse valores superiores a lo 89 m.a. y con respecto a Cerro Negro más de 43 m.a. (Cf. edades radiométricas de Bonomme y Cingolani, 1980).

Finalmente, cabe acotar que este tipo de secuencia sedimentaria ha sido muy frecuente en tiempos precámbricos. Según Condie (1981) existen cuatro tipos de asociaciones litológicas posibles en las rocas supracorticales del Proterozoico: 1) Cuarcitas - Carbonatos - Pelitas, 2) Arcosas - Cuarcitas - Vulcanitas, 3) Vulcanitas calco-alcálicas - Grauvacas, 4) Ofiolitas - Sedimentitas marinas profundas. De acuerdo a esta clasificación, las sedimentitas de Sierras Bayas encuadran en la secuencia del primer tipo. Estas están representadas por el 60% de las sucesiones supracorticales del Proterozoico conocidas hasta la actualidad, y están caracterizadas no sólo por la presencia de las tres litologías arriba citadas, sino también por arcosas, conglomerados, tillitas, chert, hierro sedimentario y rocas volcánicas, aunque en menores proporciones (Condie, 1981). Asimismo, las dolomías estromatolíticas son muy características de este tipo de asociación.

CAPITULO XI

Conclusiones

XI.1.- INTRODUCCION

En el presente capítulo se reseñan en forma puntual y a modo de conclusiones, todos aquellos nuevos aportes que han surgido de este trabajo. De modo tal que de cada capítulo en particular, se enuncian sintéticamente, en forma de párrafos separados, los hallazgos e interpretaciones que se consideren más relevantes.

XI.2.- FACIES SEDIMENTARIAS

2.1.- El Precámbrico del Núcleo Septentrional de las Sierras Bayas, está conformado fundamentalmente por un basamento cristalino con su parte superior saprolitizada y una cubierta sedimentaria de índole silicoclástica y carbonática.

2.2.- Los tipos de rocas presentes en este sector del basamento cristalino de Sierras Bayas, son: granitoides, migmatitas y milonitas.

2.3.- Por otra parte, en la cantera de "Villa Mónica II", frente lateral este, existe una zona en la cual los granitoides y las migmatitas se presentan alterados por acción hidrotermal.

2.4.- La parte superior del basamento cristalino, aproximadamente 3 m de potencia, se encuentra sumamente alterada. A través de las observaciones realizadas, cabe pensar que este manto de alteración, se corresponde con una zona de meteorización que convirtió en saprolito (gruss), a la parte superior del basamento. Por litificación, este material pasó a constituir una arcosa residual.

2.5.- Sobre la base de los perfiles relevados, se han podido determinar para la cubierta sedimentaria de Sierras Bayas en el área del Núcleo Septentrional (exceptuando la Formación Cerro Negro), veinte facies sedimentarias agrupadas en seis asociaciones de facies, que de base a techo son:

Asociación de Facies Cuarzo-arcósicas	_____	16 m de espesor		
Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas	_____	36 m	"	"
Asociación de Facies Psamíticas y Pelíticas	_____	15 m	"	"
Asociación de Facies Cuarcíticas	_____	22 m	"	"
Asociación de Facies Pelíticas	_____	38 m	"	"
Asociación de Facies Carbonáticas	_____	40 m	"	"

2.6.- En la Asociación de Facies Cuarzo-arcósicas, se han reconocido cuatro facies sedimentarias: a) facies de vaques y arenitas arcósicas con conglomerado basal, b) facies de arenitas cuarzosas, con niveles conglomerádicos y óndulas en el techo de los estratos, c) facies de diamictitas y d) facies de lutitas con niveles váquicos subordinados.

2.7.- Lateralmente existe un acufamiento de esta unidad hacia el sur. Es así que sus 16 m de potencia, medidos en la cantera "Villa Mónica II", se reducen a 4 m en la cantera "Amarilla" de Loma Negra en el Núcleo Austral. Además de este adelgazamiento, se produce un notable cambio en el tipo de estructuras sedimentarias y en algunas características texturales.

2.8.- Las arenitas cuarzosas de esta unidad silicoclástica son netamente distintas a las de la Asociación de Facies Cuarcíticas que se encuentran más arriba en la columna estratigráfica. El grado de selección es uno de los elementos que a primera vista permite rápidamente su diferenciación (también se las distingue por su mineralogía de arcillas), ya que las inferiores presentan una heterogeneidad granulométrica muy marcada a diferencia de las superiores, que poseen una muy buena selección.

2.9.- En un pequeño laboreo ubicado en la ladera norte del Cerro Largo, en las inmediaciones de la cantera "Villa Mónica II", aparecen 4 m de espesor de unas sedimentitas que no han sido citadas en la literatura geológica de la zona. Las escasas dimensiones de este destape no permite visualizar las relaciones laterales de estas rocas con el resto de las cuarcitas que se encuentran a un mismo nivel. Esta facies está compuesta por conglomerados, vaques cuarzosas y arcósicas y fangolitas guijosas laminadas, que en conjunto y descriptivamente conforman sedimentitas diamicticas.

2.10.- Por lo general, la sedimentación silicoclástica de esta asociación de facies sedimentaria, culmina con un paquete de rocas pelíticas asociada con capas de psamitas subordinadas.

2.11.- En la Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas se han determinado seis facies sedimentarias: e) facies dolomíticas de bioestromas dómicos con estromatolitos columnares, estratiformes y bulbosos, y pelitas verdes interbioestromales, f) facies de dolomías laminadas, g) facies dolomíticas de bioestromas dómicos con estromatolitos estratiformes, h) facies dolomíticas de biohermas dómicos y pelitas verdes interbioestromales, i) facies de dolomías laminadas friables, y j) facies de lutitas rojas.

2.12.- Por el ordenamiento que presentan estas facies sedimentarias, se distinguen tres secciones principales: una inferior (estromatolítica), una media (detritica, finamente laminada) y una superior (nuevamente estromatolítica).

2.13.- Las bioconstrucciones estromatolíticas más frecuentes son los bioestromas, quedando los biohermas circunscriptos a la parte más superior de esta unidad.

2.14.- Internamente, estos estratos bioconstruidos están conformados por seis tipos de ciclos estromatolíticos y tres clases de cuerpos monoesstromatolíticos.

2.15.- En algunas oquedades fenestrales de los estromatolitos, se han encontrado cristales de baritina de hasta 0,5 cm con forma de agregados

cristalinos incoloros a blanquecinos. Asimismo la baritina se encuentra rellenando fisuras que cruzan la roca, y en algunos casos, se introducen entre láminas estromatolíticas, formando capas que acompañan la morfología interna del estromatolito.

2.16.- Esta asociación de facies se encuentra coronada por una facies silicoclástica de pelitas rojizas de hasta 2 m de espesor, rica en hierro (hasta 16% de Fe_2O_3). En su composición se destaca la presencia de hematita y goethita, los cuales también se encuentran formando concreciones.

2.17.- En los 15 m de espesor de la Asociación de Facies de Psamitas y Pelitas se han reconocido dos facies sedimentarias: k) facies de fangolitas amarillentas y brecha de ftanita, y l) facies de psamitas y pelitas varicolores.

2.18.- La primer facies sedimentaria apoya en discordancia erosiva sobre la asociación subyacente y sus tres litologías descritas (brecha de ftanita, fangolita y brecha diamictítica), forman a nivel regional pequeños litosomas dentro de esta facies sedimentaria, que se interdigitan desordenadamente entre sí, tanto en forma lateral como vertical.

2.19.- Se han delimitado tres facies sedimentarias en la Asociación de Facies Cuarcíticas: m) facies de arenitas cuarzosas ondulíticas, n) facies de arenitas cuarzosas en artesas, y ñ) facies de arenitas cuarzosas con megaóndulas y óndulas sobreimpuestas.

2.20.- Todas las arenitas cuarzosas de esta asociación de facies son litológicamente similares, variando exclusivamente sus estructuras sedimentarias. En sentido vertical hay una tendencia general de pasar de óndulas a artesas y a megaóndulas.

2.21.- En la Asociación de Facies Pelíticas se han determinado dos facies sedimentarias: o) facies de arcilitas y limolitas amarillentas, p) facies de arcilitas rojas.

2.22.- Los estratos arcilíticos y limolíticos en conjunto conforman una típica estratificación mixta, de tipo ondulosa a lentiforme. Las lentes de limolitas representan migración de óndulas de tipo tracción-decantación.

2.23.- La Asociación de Facies Carbonática posee tres facies sedimentarias: q) facies de mudstones rojizos con laminación ondulítica, r) facies bitemática rojiza de mudstones y lutitas calcáreas, en estratos cuneiformes y artesas, y s) facies de mudstones negros.

2.24.- Es importante la cantidad de estructuras sedimentarias de corriente y oleaje que presentan estas calizas, denotando ambientes de aguas someras.

2.25.- Se ha detectado en estas calizas, la presencia de microorganismos esféricos y filamentosos (?).

2.26.- Entre la Asociación de Facies Carbonáticas y la Formación Cerro Negro media una paleosuperficie que representa un relieve irregular, con rasgos positivos y negativos, de carácter erosivo por disolución de las calizas.

XI.3.- MINERALOGIA DE LAS ARCILLAS

3.1.- En la Asociación de Facies Cuarzo-arcósica se ha comprobado que la illita es el argilomineral predominante, con una sola muestra en donde se ha encontrado también esmectitas. Las illitas contenidas en estas sedimentitas se agrupan en dos poblaciones de muestras bien diferenciadas entre sí: una de cristalinidad muy buena correspondiente a la facies de diamictitas y otra de baja cristalinidad perteneciente a las otras facies. La sericita de las diamictitas es esencialmente detrítica, mientras que las illitas de las facies litorales provendrían del gruss.

3.2.- En la Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas la illita es el único argilomineral presente. En ésta ya no hay aporte de las illitas del nivel saprolitizado del basamento cristalino. Las illitas de las lutitas verdes interbioestromales son diagenéticas. En contraposición las lutitas rojas y la fracción fina de las dolomías laminadas friables, poseen sericitas de buena cristalinidad.

3.3.- En la Asociación de Facies Psamítica y Pelítica se han registrado illita, mica glauconítica, esmectita, pirofilita y caolinita. Los agregados de mica glauconítica se desarrollan fundamentalmente en la parte media de la facies de psamitas y pelitas varicolores, y van disminuyendo paulatinamente su contenido hacia la sección superior.

3.4.- La mica glauconítica es diagenética y marca un paleoambiente de depositación marino de costa abierta, a una profundidad mayor a 50 m, con condiciones moderadamente alcalinas (pH 7-8) y levemente reductoras.

3.5.- La illita se encuentra en todas las muestras estudiadas, es el argilomineral más abundante, y aparece asociado con esmectita, pirofilita, caolinita, en el tramo inferior y medio.

3.6.- La presencia de pirofilita en estas sedimentitas marca una génesis detrítica para este mineral, ya que no existen evidencias de alteración hidrotermal in situ. De modo tal que provendría de zonas de alteración hidrotermal del basamento cristalino.

3.7.- La Asociación de Facies Cuarcíticas muestra dos variedades de argilominerales: illita y caolinita. Verticalmente, existe una zonación entre estos minerales. En las facies ondulíticas de la base coexisten la illita y la caolinita con predominancia del primero. En las partes más cuspidales de las facies con artesas y en la facies con megaóndulas, desaparece la illita y queda la caolinita como único argilomineral.

3.8.- La caolinita, cuya mención en el área de estudio es inédita, muestra mayoritariamente atributos que evidencian una formación autigénica.

3.9.- Por microscopía electrónica y por primera vez en el área de Olavarría, se ha reconocido pseudocubos de alunita en poros de arenitas cuarzosas. Su génesis estaría relacionada con salmueras residuales con sulfatos, que pueden haber quedado atrapadas en los poros de las arenas y que luego hayan evolucionado a alunitas.

3.10.- En todas las muestras analizadas de la Asociación de Facies Pelíticas, aparece únicamente illita y sólo ocasionalmente se la encuentra acompañada por esmectita y caolinita en algunas lentes de limolitas.

3.11.- Las illitas presentan tres poblaciones de muestras que repre-

sentan, ordenadas en el perfil de base a techo, a: la facies de arcilita y limolitas amarillentas, la mitad inferior de la facies de arcilitas rojas y la mitad superior de esta misma facies.

3.12.- En la Asociación de Facies Carbonáticas se ha observado por microscopía electrónica, illita y caolinita.

XI.4.- GEOQUIMICA

4.1.- Del análisis comparativo de los porcentajes de los distintos óxidos que conforman a las dolomías, con las facies sedimentarias determinadas, no surgen tendencias y/o correlaciones claras. Una posible explicación de este fenómeno, radica en los cambios químicos que se produjeron durante las distintas etapas diagenéticas en la dolomitización, obliterando posibles distribuciones deposicionales.

4.2.- A diferencia de las dolomías, en la Asociación de Facies Carbonáticas los cambios faciales están íntimamente acompañados por cambios en su geoquímica. En primer lugar, hay cinco óxidos (SiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$, MnO , Al_2O_3 y K_2O), que en la facies de mudstones negros laminados, disminuyen sus tenores en relación a la facies de mudstones rojizos con laminación ondulítica. En contraposición, el CaO posee una tendencia inversa al grupo anterior. Un tercer conjunto (MgO , P_2O_5 y Na_2O) muestra una distribución irregular, o sea que no manifiestan un comportamiento diferencial en cuanto a los ambientes de deposición.

4.3.- Las variaciones faciales en el contenido de MnO y P_2O_5 de estas calizas, muestran condiciones paleoclimáticas calurosas y húmedas. La falta de evaporitas en estas rocas, también hace suponer un clima húmedo.

XI.5.- PALEOCORRIENTES

5.1.- La sección inferior de la Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas, muestra un diseño de paleocorrientes bimodal-bipolar, con moda N 255 y poca dispersión de datos. La sección superior es también bimodal-bipolar, con moda N 305, pero esta última no está fuertemente marcada ya que la admixtura N 295 es bastante significativa.

5.2.- El distinto comportamiento de la sección inferior con respecto a la superior, evidencia que ha existido un cambio marcado en las direcciones de las paleocorrientes a través del tiempo, lo cual puede implicar también un cambio en la posición de las líneas de costa.

5.3.- El conjunto de mediciones unidireccionales de la Asociación de Facies Cuarcíticas, evidencian una distribución donde se destacan dos modas bien marcadas: una principal hacia el sur y una secundaria hacia el sudoeste. La principal tiene además una moda menor a 180 grados. La segunda moda está aproximadamente a 40 grados de la principal en dirección al sudoeste. Como se observa en los histogramas circulares por estructuras, esta última moda está marcada fundamentalmente por las ondulas, mientras que a la moda principal la conforman tanto las ondulas como las estructuras entrecruza-

das.

5.4.- De igual modo, la totalidad de paleocorrientes (uni y bidireccionales), presentan ambas modas. La más conspicua se corresponde con N 190 grados, la cual es muy marcada y presenta una moda menor en dirección opuesta. La segunda moda en importancia, está ubicada en N 230 y es acompañada por la admixtura contigua de N 250 casi con el mismo valor de frecuencia.

5.5.- La paleocorriente N 190 se correspondería con una corriente de entrada normal a la costa y la N 240 con una paleocorriente longitudinal u oblicua aunque también podría coincidir con la dirección predominante de los vientos.

5.6.- En cuanto a la ubicación del área positiva, ésta estaría situada en posición austral con respecto a la costa, ya que la paleocorriente principal apunta en ese sentido.

XI.6.- ESTROMATOLITOS

6.1.- En la Asociación de Facies Dolomíticas y Pelíticas se han reconocido a mediana escala 9 clases de ordenamientos intrabiohermales: 3 cuerpos monoestromatolíticos y 6 ciclos estromatolíticos.

Los cuerpos monoestromatolíticos reconocidos son:

- a) formas bulbosas de láminas globoidales;
- b) estromatolitos estratiformes de láminas plegadas;
- c) estratiformes de láminas paralelas y horizontales.

Los ciclos estromatolíticos están agrupados en seis clases a saber:

- a) estromatolitos estratiformes de láminas planas que pasan, unas veces en continuidad y otras discontinuamente, a digitados de láminas convexas;
- b) estromatolitos estratiformes de láminas suavemente ondeadas que pasan en continuidad a columnares de láminas convexas;
- c) estromatolitos columnares gruesos de láminas cónicas, que se ramifican en su ápice en columnas finas de láminas convexas y que, posteriormente pasan en discontinuidad a digitados de láminas convexas;
- d) estromatolitos columnares gruesos de láminas cónicas que se ramifican en su ápice en columnas finas de láminas convexas, algunas de las cuales a determinada altura, detienen su crecimiento, mientras otras se ensanchan formando columnas medianas de láminas cónicas;
- e) estromatolitos columnares finos de láminas convexas, la mayoría de las cuales detienen su desarrollo permitiendo así que otras se ensanchen en columnas gruesas de láminas cónicas y con mantos intracolumnares;
- f) estromatolitos estratiformes plegados que se ramifican en columnas finas de láminas convexas, las cuales se ensanchan hacia arriba, formando columnas medianas de láminas convexas y espaciado muy cerrado.

6.2.- Los grupos y formas encontrados en esta asociación son Strati-

fera fm., Gongylina fm., Kussiella fm., Conophyton fm., C. ressoiti, Cryptozoon fm., Inzeria fm., Colonella fm., Minjaria fm., Parmites fm., P. cf. conrescens, Gymnosolem fm., Jurasonia cf. nisvensis, Kotuikania fm. y Katavia fm.

6.3.- En la sección inferior de esta asociación de facies, hay una tendencia de somerización de base a techo, en general y en cada bioestroma en particular, desde una zona subtidal alta a una intertidal baja a media.

6.4.- Los estromatolitos de la sección media se corresponden con un ambiente subtidal.

6.5.- Los estromatolitos de la sección superior marcan una nueva somerización de base a techo, desde una zona subtidal a una supratidal.

6.6.- La presencia de Parmites fm., Gymnosolem fm., Inzeria fm., Minjaria fm., Kotuikania fm., Katavia fm. y Jurasonia cf. nisvensis, ubican a la Asociación de Facies dolomíticas y Pelíticas, en el Ripheano superior (R3). Dentro de éste, el Conophyton ressoiti circunscribe estas dolomías a un lapso de tiempo más corto comprendido entre los 800 a 900 m.a.

XI.7.- TRAZAS FÓSILES Y MICROORGANISMOS

7.1.- La Asociación de Facies Cuarcíticas posee trazas pertenecientes a los icnogéneros Palaeophycus y Didymaulichnus y marcas en forma de U paralela a la estratificación.

7.2.- Estas trazas fósiles muestran un ordenamiento vertical de acuerdo con su morfología. En el sector basal se aprecia una mayoría de trazas vermiformes con subordinamiento de trazas en forma de U paralelas a la estratificación. En contraposición, en la sección superior se detectan únicamente las de este último tipo.

7.3.- Asimismo, estas trazas fósiles pertenecen a la icnofacies de "Cruziana", la cual respondió ambientalmente a un nivel de energía moderado a relativamente bajo, el cual se correspondió con una zona subtidal de una costa de mar abierto.

7.4.- El bajo grado de bioturbación que presentan estas cuarcitas es común en sedimentitas precámbricas.

7.5.- En la Asociación de Facies Carbonáticas se han encontrado tres tipos de microformas orgánicas, las cuales han sido diferenciadas en: tipo A) formas esferoidales aisladas, tipo B) formas elipsoidales aisladas y tipo C) formas esferoidales agrupadas en filamentos.

7.6.- Con el hallazgo de estas microformas, surge la propuesta de considerar a estos elementos fósiles, como el único aporte de materia orgánica, hasta tanto no se encuentren nuevos elementos de juicio.

XI.8.- ORIGEN DE LA DOLOMITA Y MODELO DE DOLOMITIZACIÓN PROPUESTO

8.1.- Sobre la base de las características mineralógicas, sedimentológicas y geoquímicas, se proponen tres etapas para esta dolomitización: 1) Formación de calcita magnesiana en las bioconstrucciones, 2) Dolomitización de la lámina orgánica, y 3) Dolomitización masiva posterior.

8.2.- El proceso se inició cuando las algas verde-azuladas que destruyeron los estromatolitos, crearon las condiciones necesarias para que se forme calcita magnesiana sobre la colonia algal, formando alternativamente una lámina orgánica y una detrítica. Las láminas orgánicas concentraron importantes cantidades de Mg en sustancias orgánicas complejas.

8.3.- A medida que fue evolucionando la bioconstrucción, el estromatolito se fue enterrando, la materia orgánica se descompuso y el Mg captado por ella se liberó y entró en el retículo cristalino de la calcita magnesiana para reemplazar al Ca. Este reemplazo formó dolomita en la lámina orgánica, manteniéndose la calcita magnesiana en la lámina detrítica. Así se logró la alternancia de una lámina dolomítica y otra calcítica dentro del estromatolito, una masa calcítica fuera de éste.

8.4.- Luego del reemplazo penecontemporáneo, existió un nuevo reemplazo por un mayor enterramiento. Dentro de esta etapa mesogénica, la presencia de estilolitas (suduradas y no suduradas) como un signo de presión-solución, ubica esta dolomitización en un enterramiento más tardío que intermedio.

8.5.- La fuente de Mg para que se produzca esta dolomitización masiva estaría ligada a la liberación de Mg durante la transformación de esmectitas en illitas, en las lutitas verdes interbioestromales, aunque no se debe descartar la posibilidad de un aporte de aguas connatas.

8.6.- Asimismo, en esta etapa se produjo la silicificación de romboedros calcáreos.

XI.9.- INTERPRETACIONES PALEOAMBIENTALES

9.1.- El nivel de alteración del basamento de 4 m de espesor, interpuesto entre el basamento cristalino y la cubierta sedimentaria, evidencia que previamente a la depositación de los primeros sedimentos marinos, existió un período de exposición subaérea del basamento con su consecuente meteorización.

9.2.- El "Primer Ciclo Sedimentario" comenzó con el ingreso del mar y la depositación de sedimentitas cuarzo-arcósicas que maduran en sentido vertical, hasta la formación de depósitos presumiblemente glaci-marinos.

9.3.- En determinado momento, y cuando aún estos depósitos silicoclásticos no habían sumado un buen espesor, comenzó la colonización del litoral marino, a través de tapetes algales que formaron bioconstrucciones estromatolíticas, originalmente de calcita magnesiana, que por distintos estadios diagenéticos pasaron a dolomías. Los distintos ambientes que marcan las bioconstrucciones estromatolíticas evidencian de base a techo, una regresión general, de depósitos subtidales a supratidales.

9.4.- Este ciclo sedimentario se interrumpió bruscamente por la entrada súbita del mar, que no sólo encerró un poder erosivo importante sino que también no le dio tiempo a las algas para poder subsistir.

9.5.- Este "Mar de Olavarría" habría estado delimitado al sudeste, sur y sudoeste por el basamento cristalino y se encontraba abierto en su parte este y noroeste.

9.6.- El "Segundo Ciclo Sedimentario" se inició con una nueva transgresión marina, que irrumpió súbitamente sobre los sedimentos biogénicos infrayacentes. Este período de sedimentación fue netamente silicoclástico y marca de base a techo una lenta regresión general relativa, que pasa paulatinamente de sedimentos glauconíticos formados a profundidades mayores a los 50 m a una zona supratidal de una planicie de marea.

9.7.- El modelo de sedimentación propuesto comprende un perfil "plataforma continental-zona de transición-planicie de marea", en una costa de mar, con una zona subtidal muy amplia. De modo tal que:

a) la Asociación de facies de Psamitas y Pelitas se corresponde con una plataforma continental fango-arenosa, que posee una estratificación mixta y glauconita en la parte basal, la cual ubica estas sedimentitas por debajo de los 50 m de profundidad.

b) las facies arenosas ondulíticas y en artesas de la Asociación de Facies Cuarcíticas, se corresponden con una zona de transición con trenes de óndulas en la base y grandes barras arenosas conformadas por artesas de paleocorrientes bimodales-bipolares que marcarían la dirección de entrada y salida de la marea.

c) las arcilitas y limolitas amarillentas de la Asociación de Facies Pelíticas representan depósitos de zona intertidal de planicie de marea con una típica estratificación mixta y paleocanales de marea, mientras que las arcilitas rojizas habrían sido de una zona de supramarea.

9.8.- El ciclo se interrumpió con la instalación de una sedimentación carbonática, ante un nuevo ingreso del mar y formación de una rampa carbonática.

9.9.- La presencia de depósitos de una planicie tidal o de mareas, evidencia un rango de marea meso a macrotidal, con una pendiente suave y una reducida energía del oleaje. En consecuencia y de acuerdo al modelo de sedimentación propuesto, la zona sublitoral habría sido amplia, con grandes barras arenosas que redujeron sensiblemente la energía del oleaje.

9.10.- El "Tercer Ciclo Sedimentario" comenzó con una transgresión lenta del mar por una subsidencia diferencial de la región y la instalación de las condiciones físico-químicas, biológicas y geológicas necesarias para una depositación carbonática.

9.11.- En principio se formó una rampa carbonática (facies de mudstones rojizos), la cual pasó posteriormente a un estado de plataforma carbonática con depósitos de albúfera (facies de mudstones negros).

9.12.- Finalmente un retiro del mar dejó estas calizas en exposición subaérea, formándose un relieve kárstico.

XI.10.- ESTRATIGRAFIA, EDAD Y CORRELACIONES

10.1.- Sobre la base de lo expuesto en el capítulo anterior, la "Formación Sierras Bayas" está conformada por tres unidades sedimentarias no coetáneas, las cuales se corresponden respectivamente con otros tantos ciclos sedimentarios.

10.2.- Para la primera unidad se propone la denominación de Formación Villa Mónica, puesto que en la zona de la cantera "Villa Mónica II", está expuesta la discordancia de esta unidad con el basamento y el afloramiento más conspicuo de sus sedimentitas silicoclásticas basales, en todo el ámbito de estas serranías. Asimismo las dolomías también se encuentran presentes en los alrededores, con buena exposición en la cantera "Malegni".

10.3.- El nombre de Formación Cerro Largo se sugiere para la segunda unidad, cuyo nombre se tomó del cerro homónimo, el más importante de los cuatro que conforman el Núcleo Septentrional de las Sierras Bayas.

10.4.- Para la tercer unidad litoestratigráfica se respeta aquí la denominación utilizada anteriormente por Borrello (1963), de Formación Loma Negra.

10.5.- Estas tres unidades formacionales se encuentran en sucesión en las Sierras Bayas, separadas entre sí por dos discordancias, siendo todo el paquete sedimentario del Ripheano superior, aparentemente de la misma cuenca sedimentaria. Por lo tanto puede considerarse a toda esta cubierta sedimentaria como una gran unidad litoestratigráfica, para lo cual se propone el nombre de Grupo Sierras Bayas.

10.6.- En consecuencia, las tres unidades sedimentarias han sido homologadas a tres formaciones (Villa Mónica, Cerro Negro y Loma Negra), las cuales están agrupadas en una unidad litoestratigráfica mayor: Grupo Sierras Bayas. Por arriba de este grupo se encuentra, en discordancia erosiva, la Formación Cerro Negro.

10.7.- La Formación Villa Mónica posee una edad comprendida entre los 800 y 900 m.a. Luego de un período de tiempo se depositaron los sedimentos de la Formación Cerro Largo, teniendo como edad techo 769 +/- 12 m.a. y una base de 793 +/- 32 m.a.. De la Formación Loma Negra aún no se tienen datos geocronológicos.

10.8.- Sobre la base de la posible edad del Miembro Dolomítico de la Formación Villa Mónica comprendida entre los 800 y 900 m.a. se lo puede correlacionar con otras secuencias de dolomías estromatolíticas de edad similar presentes en los distintos continentes que conformaron el Gondwana, a excepción de la Antártida. Es así que, del análisis bibliográfico surgen 8 áreas con secuencias sedimentarias portadoras de estromatolitos cuyo estudio de asociaciones de grupos y formas han revelado una edad homologable total o parcialmente a la Formación Villa Mónica. Dentro del continente sudamericano, son correlacionables los Grupos Acungui, San Roque, Una y Bambuí. En Africa, hay dos secuencias estromatolíticas asignadas a esta edad: el grupo de D' Atar en Mauritania y al Formación Abenab del Grupo Otavi del norte de Namibia. En la India peninsular, se encontró una edad

de 800 a 900 m.a. para el Grupo Bhandar. En Australia, se encuentran dos secuencias estromatolíticas con esta edad: la Formación Bitter Springs, en la Cuenca de Amadeus, y la Formación Callanna y el Grupo Burra en el Geosinclinal de Adelaida.

10.9.- La presencia de Conophyton ressotti en la Formación Villa Mónica. De confirmarse su determinación, convierte a Olavarria en uno de los tres únicos lugares del mundo, junto con el Grupo D'Atar de Mauritania y la Formación Abenab de Namibia, en donde se encuentra esta forma de Conophyton. Por otra parte, si se asume la posibilidad de su presencia en el Grupo Acungui, serían cuatro las cuencas sedimentarias de Gondwana con este estromatolito. Cabe aclarar que no se lo ha encontrado en el hemisferio norte. Una observación a tener en cuenta, es que estas cuatro cuencas sedimentarias se encuentran bastante alineadas entre sí, conjuntamente con los depósitos de los Grupos Bambuí y Una.

Juan Carlos Martínez B.

BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAFIA

- ACENOLAZA, F.G., 1978. El Paleozoico inferior de la Argentina según sus trazas fósiles. Ameghiniana, XV(1-2):15-64.
- ACENOLAZA, F.G., 1982. Trazas fósiles del Paleozoico Argentino. Paleocambientes, paleogeografía y sus relaciones sudamericanas. Acta Geol. Lilloana, XVI:39-59.
- ADAMS, J.E. y M.L. RHODES, 1960. Dolomitization by seepage reffluction. Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., 44:1919-1920.
- AGUIRRE, E., 1879. La geología de la Sierra Baya. An. Soc. Cient. Arg., VIII:3-35.
- AGUIRRE, E., 1882. Constitución geológica de la provincia de Buenos Aires. Censo General prov. Bs. As., 1881, 3:22-39.
- AGUIRRE, E., 1897. Notas geológicas sobre la sierra de La Tinta. An. Soc. Cient. Arg., V:333-347.
- ALDERMAN, A.R. y C.C. VON DER BORCH, 1963. A dolomite reaction series. Nature, 198:465-466.
- ALFARO, M.B., 1981. Estudio geológico de la zona comprendida por las hojas La Numancia, Licenciado Matienzo y Estancia San Antonio, en las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. Resum. V Reun. Cien. Infor. Com. Inv. Cient., prov. Bs. As.
- AL-HASHIMI, W.S. y J.E. HEMINGWAY, 1973. Recent dolomitization and the origin of the rusty crusts of Northumberland. Jour. Sed. Petrology, 43(1):82-91.
- AMEGHINO, F., 1881. La formación pampeana, o estudio sobre los terrenos de transporte de la Cuenca del Plata.
- AMOS, A.J., 1974. Los estromatolitos del Precámbrico sedimentario de la Formación La Tinta, provincia de Buenos Aires. LEMIT, Ser. II (269):152-155.
- AMOS, A.J., B.J. QUARTINO y R.A. ZARDINI, 1972. El "Grupo La Tinta" (provincia de Buenos Aires, Argentina), Paleozoico o Precámbrico?. An. XXV Congr. Bras. Geol., :211-221.
- ANDREIS, R.R. y P.E. ZALBA, 1985. Estratigrafía y paleogeografía de las secuencias cuarcíticas al oeste de Barker, Buenos Aires, Argentina. Prim. Jorn. Geol. Bonaerenses Res., :105-106.
- ANDREIS, R.R. y P.E. ZALBA, 1986. La transgresión del Ordovícico inferior la evolución paleogeográfica del basamento cristalino en el sector Barker-Chillar, provincia de Buenos Aires, Argentina. Prim. Reun. Arg. Sedim., Res. Expand., :189-192.
- ANTONIOLI, J.A., 1963. Los diques clásticos de Sierras Bayas, Olavarría. Rev. Asoc. Geol. Arg., XVIII(1-2):109.
- ANTONIOLI, J.A., 1966. Lista de fósiles del Paleozoico de la provincia de Buenos Aires. Mem. Com. Inv. Cient., prov. Bs. As., :77-121.

- ANTONIOLI, J.A., 1969. Formación La Tinta. Notas Com. Inv. Cient., prov. Bs. As., VI(5):1-32.
- BACKLUND, H., 1913. Algunas observaciones sobre rocas notables provenientes de Olavarría, provincia de Buenos Aires. Bol. Dir. Gen. Min. Geol. Hidr. Serie B, (2):1-37.
- BADIOZAMANI, K., 1973. The Dorag dolomitization model. Application to the Middle Ordovician of Wisconsin. Jour. Sed. Petrology, 43:965-984.
- BANKS, N.L., 1970. Trace fossils from the Late Precambrian and Lower Cambrian of Finmark, Norway. En Crimes, T.P. y J.C Harper (eds). Trace Fossils, Geol. Jour. Sp. Issue 3:19-35.
- BARRIO, C.A., 1985. Estudio geológico estructural del Núcleo Austral de las Sierras de Olavarría. Trabajo de Licenciatura, Fac. Cs. Nat. y Museo La Plata, inédito.
- BARRIO, C.A., D.G. POIRE y A.M. INIGUEZ, 1985. Litología de la sección basal de la Formación Cerro Negro y su discordancia con la Formación Sierras Bayas, Olavarría, provincia de Buenos Aires. Prim. Jorn. Geol. Bonaerenses, Res., :113.
- BEHRENS, E.W. y L.S. LAND, 1972. Holocene subtidal dolomite, Baffin Bay, Texas. Jour. Sed. Petrology, 42(1):155-161.
- BENTON, Y.K. y M. KASTNER, 1965. Notes on the mineralogy and origin of glauconite. Jour. Sed. Petrology, 35(1):155-166.
- BERNER, R.A., 1968. Calcium carbonate concretions formed by the decomposition of organic matter. Science, 159:195-197.
- BERNER, R.A., 1971. Principles of Chemical Sedimentology. McGraw-Hill, 240 pp., New York.
- BERGMANN, M. y T.R. FAIRCHILD, 1985. Estromatolitos no Grupo Sao Roque Proterozoico Superior, Região de Piraporã do Bom Jesus, Estado de Sao Paulo. Anais Acad. Bras. Ciências, 57:117.
- BERGMANN, M. y T.R. FAIRCHILD, 1986. Estromatolitos do Grupo Sao Roque: una hipótese paleogeográfica. XXXIV Congr. Bras. Geol., Bol 1 Res. Brev. Com., :79.
- BERTRAND-SARFATI, J., 1976. An attempt to classify Late Precambrian stromatolite microstructure. En M.R. Walter (ed), Stromatolites. Elsevier, :251-260, Amsterdam.
- BERTRAND-SARFATI, J. y M.E. RAABEN, 1970. Comparaison des ensembles stromatolitiques du Précambrien supérieur du Sahara Occidental et de L'Oural. C.R. Soc. Geol. Fr., 6:193-197.
- BERTRAND-SARFATI, J. y M.R. WALTER, 1981. Stromatolite biostratigraphy. Precambrian Res., 15:353-371.
- BLATT, H., 1982. Sedimentary Petrology. W.H. Freeman and Co., 564 pp., San Francisco.
- BOLES, J.R. y S.G. FRANKS, 1979. Clay diagenesis in Wilcox sandstones of

Southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstones cementation. Jour. Sed. Petrology, 49(1):55-70.

BONHOMME, M.G., 1982. The use of Rb-Sr and K-Ar dating methods as a stratigraphic tool applied to sedimentary rocks and minerals. Precambrian Res., 18:5-25.

BONHOMME, M.G., V.G. CORDANI, K. KAWASHITA, M.H. MACEDO y A.T. FILHO, 1982. Radiochronological age and correlation of Proterozoic sediments in Brazil. Precambrian Res., 18:103-118.

BONHOMME, M.G. y C.A. CINGOLANI, 1980. Mineralogía y geocronología Rb/Sr y K/Ar de fracciones finas de la "Formación La Tinta", provincia de Buenos Aires. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXXV4:519-538.

BORRELLO, A.V., 1962. Formación Punta Mogotes (Eopaleozoico - Provincia de Buenos Aires). Notas Com. Inv. Cient., prov. Bs. As., I(1):1-9.

BORRELLO, A.V., 1963. Caracteres bioestratigráficos de la Formación La Tinta. II Jorn. Geol. Arg., III:47-61.

BORRELLO, A.V., 1966. Trazas, restos tubiformes y cuerpos fósiles problemáticos de la Formación La Tinta, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. Paleontografía Bonaerense. Com. Inv. Cient., prov. Bs. As., V:1-42.

BROWN, C.W., 1959. Diagenesis of Late Cambrian oolitic limestones, Maurice Formation, Montana and Wyoming. Jour. Sed. Petrology, 29:260-266.

BUTLER, G.P., 1969. Modern evaporite deposition and geochemistry of co-existing brines, the sabkha, Trucial Coast, Arabian Gulf. Jour. Sed. Petrology, 39:70-89.

BURMEINSTER, G., 1876. Description physique de la République Argentine. Paris.

BURST, J.F., 1958a. "Glauconite" pellets: their mineral nature and applications to stratigraphic interpretations. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 42:310-327.

BURST, J.F., 1958b. Mineral heterogeneity in glauconite pellets. Am. Miner., 43:481-497.

CAILLERE, S y A.M. INIGUEZ, 1967. Etude mineralogique de La Tinta formation argilleuse de la Province de Buenos Aires, République Argentine. Bull. Soc. Fr. Min. Cristall., 90:246-251.

CASSEDANNE, J., J. CASSEDANNE y A. BRIZZI, 1979. Presence de Conophyton dans le Groupe Bambuí de l'Etat de Bahia (Brésil). Bull. Geol. Soc. Fr. 21(6):687-694.

CASTON, V., 1972. Linear sand banks in the southern North Sea. Sedimentology, 18:63-78.

CAZENEUVE, H., 1967. Edades isotópicas del basamento de la provincia de Buenos Aires. Ameghiniana, V(1):3-10.

CINGOLANI, C.A. y M.G. BONHOMME, 1982. Geochronology of La Tinta upper Proter-

- rozoic sedimentary rocks, Argentina. Precambrian Res., 18(1-2):119-132.
- CINGOLANI, C.A. y B.A. BALDIS, 1985. Estructuras estromatolíticas en las rocas calcáreas de Villa Cacique, Sierras Septentrionales de Buenos Aires. Prim. Jorn. Geol. Bonaerenses, Res., :243.
- CINGOLANI, C.A. y C. BARBOSA, 1985. Nuevos afloramientos del Miembro Dolomítico al este de la Sierra de La Juanita, provincia de Buenos Aires. Prim. Jorn. Geol. Bonaerenses, Res., :242.
- CINGOLANI, C.A. y R. RAUSCHER, 1985. Datos geocronológicos en las sedimentitas del Grupo La Tinta de Villa Cacique, partido de Juarez, provincia de Buenos Aires. Prim. Jorn. Geol. Bonaerenses, Res., :128.
- CINGOLANI, C.A., R. VARELA y E. LEONE, 1985. Las unidades precenozoicas del área comprendida entre La Numancia y Sierra Larga, Sierras Septentrionales de Buenos Aires. Prim. Jorn. Geol. Bonaerenses, Res., :99-100.
- CLAUER, N., 1973. Utilisation de la méthode rubidium-stontium pour la datation des niveaux sédimentaires du Précambrien supérieur de L'Adrar mauritanien (Sahara occidental) et la mise en évidence de transformations précoces des minéraux argileux. Geochim. Cosmochim. Acta, 37:2243-2255.
- CLAYTON, R.N., B.E. JONES y R.A. BERNER, 1968. Isotope studies of dolomite formation under sedimentary conditions. Geochim. Cosmochim. Acta, 32:415-432.
- CLOUD, P.E. y M.A. SEMIKHATOV, 1968. Proterozoic stromatolite zonation. Am. Jour. Sci., 267:1017-1061.
- CLOUD, P.E. y M. DARDENNE, 1973. Proterozoic age of Bambui Group in Brazil. Geol. Soc. Am. Bull., 84(5):1673-1676.
- CODIGNOTTO, J.O., 1969. Geología del sector ubicado a 2 kilómetros al sudoeste del Co. Redondo, Olavarría, provincia de Buenos Aires. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIV(2):105-115.
- COLLINSON, J.D., 1972. The Rode o conglomerate of inner Scoresby Sand and the Carboniferous (?) and Permian rocks west of the Schuchet flod. Grønlands Geol. Und. Bull., 102, 48 pp.
- COMITE ARGENTINO DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA, 1972. Código de nomenclatura estratigráfica. Asoc. Geol. Arg., Ser. B (Didac. y Compl.) 2, 40 pp.
- COMPSTON, W. y S.R. TAYLOR, 1969. Rb-Sr study impact glass and country rocks from the Henbury meteoric crater field. Geochim. Cosmochim. Acta, 33:1037-1043.
- CONDIE, K.C., 1981. Archean Greenstone Belts. Elsevier, 436 pp, Amsterdam.
- COOPER, J.A. y W. COMPSTON, 1971. Rb-Sr dating within the Houghton Inlier, South Australia. J. Geol. Soc. Aust., 17:213-219.
- CORTELEZZI, C.R. y R.E. PAVLICEVIC, 1976. Estudio de estructuras almohadillas y otras estructuras primarias en arcillas de Olavarría, provincia de Buenos Aires, República Argentina. VI Congr. Geol. Arg., II:263-273.
- CORTELEZZI, C.R. y R.E. PAVLICEVIC, 1978. La edad Paleozoica de la Formación

- La Tinta, en base a determinaciones con skolita, glauconita pobre en hierro de Olavarría, provincia de Buenos Aires, Argentina. VII Congr. Geol. Arg., I:517-523.
- CORTELEZZI, C.R. y J. RABASSA, 1976. Contribución al conocimiento de la geología del área del Cerro Tandileufú, Tandil, provincia de Buenos Aires, República Argentina. VI Congr. Geol. Arg., I:475-480.
- CORTELEZZI, C.R., R. IASI y R. E. PAVLICEVIC, 1977. Descripción de skolita, glauconita pobre en hierro de Olavarría, provincia de Buenos Aires, Argentina. Obra Centenario Museo La Plata, IV:240-245.
- CRIMES, T.P., 1975. The stratigraphical significance of trace fossils. En Frey R. (ed). The study of trace fossils. Springer-Verlag, :109-130.
- CRIMES, T.P. y G.J. GERMS, 1982. Trace fossils of the Nama Group (Precambrian-Cambrian) of Southwest Africa. Jour. Paleont., 56(4):890-907.
- CUERDA, A.J., 1972. Estudio biofacial comparado entre las faunas eopaleozoicas bonaerenses y del oeste argentino. An Soc. Cient. Arg., CXCIV, entrega III-IV.
- CUOMO, J., E. BALDIS y N. ROSSI, 1975. La edad precámbrica de la Serie de La Tinta, Olavarría, provincia de Buenos Aires. VI Congr. Geol. Arg. Res., :18.
- CUOMO, J.R., A.N. DEL MONACO y E.H. MARUCA, 1983. Nuevos yacimientos subterráneos de caliza en el área de Olavarría, provincia de Buenos Aires. Seq. Congr. Nac. Geol. Econ., I:219-231.
- CURRAY, J.R., 1956. The analysis of two dimensional data. Jour. Geol., 64(2):117-131.
- CHOQUETTE, P.W. y L.C. PRAY, 1970. Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 54:207-250.
- CHOQUETTE, P.W. y R.P. STEINEN, 1980. Mississippian non-supratidal dolomite. Ste. Genoviele Limestones, Illinois Basin: evidence for mixed-water dolomitization. En Zenger, D., J.B. Dunham y R. Ethington (eds). Concepts and models of dolomitization. Soc. Econ. Paleon. Miner. Spec. Pub. 28:163-196.
- DALLA SALDA, L., 1979. Nama and La Tinta Groups -a common Southern-Africa-Argentine basin?. Chamber of Mines. 16th. An. Rep. 1978. Univ. Cape Town, South Africa.
- DALLA SALDA, L., 1981. Tandilia, un ejemplo de tectónica de transcurrancia en basamento. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXXVI(2):204-207.
- DALLA SALDA, L., 1982. Nama, La Tinta y el inicio de Gondwana. Acta Geol. Lilloana, 16:23-38.
- DALLA SALDA, L., M. GICHON y C.W. RAPELA, 1972. Hallazgo de una brecha de talud en el techo de las calizas de Barker, provincia de Buenos Aires, República Argentina. Rev. Asoc. Arg. Miner. Petrol. Sed., III(1-4):133.
- DALLA SALDA, L. y A.M. INIGUEZ, 1978. "La Tinta". Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires. VII Congr. Geol. Arg., I:539-550.

- D'ANGIOLA, M., 1983. Estudio geológico y mineralógico de los depósitos de arcillas y calizas del extremo noroccidental de las Serranías de las Tres Lomas, Olavarría, provincia de Buenos Aires. Trabajo Licenc. Fac. Cs. Nat. y Museo La Plata, inédito.
- DARDENNE, M.A., 1979. Les mineralizatiós de plomb, zinc, fluor du Proterozoique Superieur dans Le Brésil central. These Doctorat d'Etat, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 251 pp.
- DARDENNE, M.A. y CAMPOS NETO, 1976. Geologia da regio de Lagamar, M.G.. Congr. Bras. Geol. 29 Resum., :17.
- DARWIN, C., 1881. Geological observations in coral reefs, volcanic islands and on South America. Londres.
- DAVIES, P.J., J. FERGUSON y B. BUBELA, 1975. Dolomite and organic material. Nature, 255:472-473.
- DEELMAN, J.C., 1978. Discussion. Protodolomite redefined. Jour. Sed. Petrology, 48:1004-1007.
- DEL VALLE, A., 1987. Nuevas trazas fósiles en la Formación Balcarce, Paleozoico Inferior de las Sierras Septentrionales. Su significado cronológico y ambiental. Rev. Museo La Plata, (Nueva Ser.) Paleont. IX(52):19-41.
- DI PAOLA, E.C. y H.G. MARCHESE, 1974. Relación entre la tectosedimentación, litología y mineralogía de arcillas del Complejo Buenos Aires y la Formación La Tinta (provincia de Buenos Aires). Rev. Asoc. Arg. Miner. Petrol. Sed., V(3-4):45-58.
- DI PAOLA, E.C. y A. SPIEGELMAN, 1984. Facies glauconíticas de formaciones terciarias y cretácicas de la Cuenca Malvinas. IX Congr. Geol. Arg., V:285-298.
- DISSANAYAKE, C.B., 1984. Metals in algal mats. A geochemical study from Sri Lanka. Chem. Geol., 47:303-320.
- DOERING, A., 1881-1882. Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro. Entrega III:300-530, Geología.
- DONALDSON, J.A., 1963. Stromatolites in the Denault Formation, Marion Lake, coast of Labrador, Newfoundland. Geol. Surv. Can. Bull., 102: 33 pp.
- DONALDSON, J.A., 1976. Paleoecology of Conophyton and associated stromatolites in the Precambrian Dismal Lakes and Rae Groups, Canada. En Walter, M.R. (ed). Stromatolites. Elsevier, :523-534. Amsterdam.
- D'ORBIGNY, A., 1842. Voyage dans L'Amérique Meridionale. Provinces de Santa Fe et de Buenos Aires. III Géologie :41-52.
- DOTT, R.L. Jr., 1964. Wacke, graywacke and matrix. What approach to immature sandstone classification?. Jour. Sed. Petrology, 34:625-632.
- DRIESE, S.G., CH. BYERS y R. DOTT, 1981. Tidal deposition in the basal upper Cambrian Mt. Simon Formation in Wisconsin. Jour. Sed. Petrology, 51(2):367-381.

- DUNHAM, J.B. y E.R. OLSON, 1980. Shallow surface dolomitization of subtidally deposited carbonates sediments in the Hanson Creek Formation (Ordovician-Silurian) of Central Nevada. En Zenger, D., J.B. Dunham y R. Ethington (eds). Concepts and models of dolomitization. Soc. Econ. Paleon. Miner. Spec. Pub., 28:63-196.
- DUNHAM, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks. Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir, 1:108-121.
- ESQUEVIN, J., 1969. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. Bull. Centre Rech., Pau-S.N.P.A., :147-154.
- EVANS, G., 1965. Intertidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash. Quart. Jour. Geol. Soc. London, 121:209-245.
- FAIRBRIDGE, R.W., 1967. Phases of diagenesis and authigenesis. En Larsen, G. y G.V. Chillingar (eds). Diagenesis in sediments. Develop. in Sedim., 8, Elsevier, :19-90.
- FAIRCHILD, I.J., 1980. Sedimentation and origin of a Late Precambrian "Dolomite" from Scotland. Jour. Sed. Petrology, 50(2):423-446.
- FAIRCHILD, T.R., 1977. Conophyton and other columnar stromatolites from the upper Precambrian Acungui Group near Itapeva, S.P., Brazil. Actas Simp. Geol. Reg., Soc. Bras. Geol., :179-198.
- FAIRCHILD, T.R., 1978. Vestiges of late Precambrian (or younger) microfossils in chert of the La Tinta Formation, northeast Argentina. Bol. I.G. Inst. Geociencias U.S.P., V(9):57-152.
- FAIRCHILD, T.R., 1982. New stromatolites from the upper Precambrian Acungui Group, Eastern Paraná, Brazil, and their potential stratigraphic use. Bol. I.G., Inst. Geociencias U.S.P., V(13):43-134.
- FAIRCHILD, T.R., 1984. Perspectivas para a bioestratigrafia do embasamento brasileiro da Bacia do Paraná. En O. Rosler (Coord.), Revisao de tópicos da geologia e paleontologia da Bacia do Paraná e seu embasamento. XXXIII Congr. Bras. Geol., Soc. Bras. Geol. Anais, 2:1008-1009.
- FAIRCHILD, T.R. y S.M.R. SUBACIUS, 1986. Microfossils associated with silicified Stratifera undata Komar 1966 from the late Proterozoic Bambuí Group, south-central Brazil. Precambrian Res., 33:323-339.
- FERNANDEZ, R.I. y H.J. LISIAK, 1984. Nuvos estudios icnológicos en el tramo superior de la Quebrada de Humahuaca, provincia de Jujuy. IX Congr. Geol. Arg. Actas, IV:277-295.
- FOLK, R.L. y L.S. LAND, 1975. Mg/Ca ratio and salinity: to control over crystallization of dolomite. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 59:60-68.
- FREY, R.W., 1975. The study of trace fossils; a synthesis of principles problems and procedures in ichnology. Springer-Verlag, 562 pp, Berlin.
- FREY, R.W. y A. SEILACHER, 1980. Uniformity in marine invertebrate ichnology. Lethaia, 13(3):183-207.
- FRIEDMAN, G.M. y J.E. SANDERS, 1978. Principles of sedimentology. Wiley.

Wiley and sons, 792 pp, New York.

FUCHTBAUER, H., 1972. Influence of salinity on carbonate rocks of the Zechstein Formation, northwestern Germany. En Reichter-Burnburg, G. (ed). Geology of saline deposits. UNESCO, Paris, :23-31.

FUENTES, J.C., 1970. Significado de las novedades petrológicas del basamento cristalino de Olavarría, provincia de Buenos Aires, República Argentina. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXV(3):311-318.

GAINES, A.M., 1974. Protodolomite synthesis at 100 grados C and atmospheric pressure. Science, 183:518-520.

GAINES, A.M., 1977. Protodolomite redefined. Jour. Sed. Petrology, 47(2):543-546.

GAINES, A.M., 1978. Reply. Protodolomite redefined. Jour. Sed. Petrology, 48:1009-1011.

GAINES, A.M., 1980. Dolomitization kinetics recent experimental studies. En Zenger, D.H., J.B. Dunham y R.L. Ethington (eds). Concepts and models of dolomitization. Soc. Econ. Paleon. Miner. Spec. Pub. 28:81-86.

GARRET, P., 1970. Phanerozoic stromatolites. Noncompetitive ecologic restriction by grazing and burrowing animals. Science, 169:171-173.

GEBELIN, C.D. y P. HOFFMAN, 1973. Algal origin of dolomite laminations in stromatolitic limestones. Jour. Sed. Petrology, 43:603-613.

GERMS, G.J., 1972. The stratigraphy and paleontology of the Lower Nama Group, South West Africa. Ph. D. Thesis, Univ. Cape Town, 250 pp, inédito.

GERMS, G.J., A.H. Knoll y G. Vidal, 1986. Latest Proterozoic microfossils from the Nama Group, Namibia (South West Africa). Precambrian Res., 32(1):45-62.

GIDMAN, J., 1978. Discussion. Protodolomite redefined. Jour. Sed. Petrology, 48:1007-1008.

GLAESSNER, M.F., 1969. Trace fossils from the Precambrian and basal Cambrian. Lethaia, 2(4):369-393.

GOLDSMITH, J.R. y D.L. GRAF, 1958a. Relation between lattice constant and composition of the Ca-Mg carbonates. Am. Miner., 43(1-2):84-101.

GOLDSMITH, J.R. y D.L. GRAF, 1958b. Structural and compositional variations in some natural dolomites. Jour. Geol., 66:678-693.

GOLDSMITH, J.R., D.L. GRAF y H.C. HEARD, 1961. Lattice constants of the calcium-magnesium. Am. Miner. 46:453-457.

GONZALEZ BONORINO, F., 1954. Geología de las Sierras Bayas, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires. LEMIT Serie II(55):5-37.

GONZALEZ BONORINO, F., R. ZARDINI, M. FIGUEROA y T. LIMOUSIN, 1956. Estudio geológico de las sierras de Olavarría y Azul. LEMIT Serie II(63):1-12.

GOODWIN, A.M., 1956. Facies relations in the Gunflint Iron Formation. Econ.

- Geol., 51:565-595.
- GRAF, D.L. y J.R. GOLDSMITH, 1956. Some hydrothermal synthesis of dolomite and protodolomite. Jour. Geol., 64:173-186.
- GREGG, J.M. y D.F. SIBLEY, 1984. Epigenetic dolomitization and origin of xenotopic dolomite texture. Jour. Sed. Petrology, 54(3):908-931.
- GREY, K., 1982. Aspects of Proterozoic stromatolite biostratigraphy in western Australia. Precambrian Res., 18:343-345.
- HALL, J., 1847-52. Paleontology of New York. Vol. 1, 338 pp, New York.
- HALPERN, M. y B. LINARES, 1970. Edad Rubidio-Estroncio de las rocas graníticas del basamento cristalino del área de Olavarría, provincia de Buenos Aires, República Argentina. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXV(3):5-37.
- HANSHAW, B.B., N. BACK y R.G. DEIKE, 1971. A geochemical hypothesis for dolomitization by groundwater. Econ. Geol., 66:710-724.
- HANTZSCHEL, W., 1975. Trace fossils and problematica. En Teichert, C. (ed). Treatise on invertebrate paleontology. Part W, Miscellanea, Supplement 1, Geol. Soc. Am. and Univ. Kansas, 269 pp.
- HARRINGTON, H., 1940. La edad de la dolomita de Olavarría y la estructura de corrimiento de las Sierras Bayas. Rev. Museo La Plata I Geol.(6):233-258.
- HARRIS, L.D., 1973. Dolomitization model for upper Cambrian and lower Ordovician carbonate rocks in the eastern United State. Jour. Res. (U.S. Geol. Surv.), 1:63-78.
- HAUTHAL, R., 1896. Contribución al estudio de la geología de la provincia de Buenos Aires I. Las sierras entre Cabo Corriewntes e Hinojo. Rev. Mus. La Plata VII:477-489.
- HEUSSER, J.O. y G. CLARAZ, 1863. Beitrage zur geognostischem und physikalischen Kenntniss der Provinz Buenos Aires. Neue Denkschr. allgem. Schweizges. f. d. gesamt. Naturw., XXI(2).
- HOFFMAN, P., 1967. Algal stromatolites: use in stratigraphic correlation and paleocurrent determination. Science, 157:1043-1045.
- HOFMANN, H.J., 1969. Attributes of stromatolites. Geol. Surv. Canada, Pap. 69-39:58 pp.
- HOFMANN, H.J., 1973. Stromatolites: characteristics and utility. Earth Sci. Rev., 9(4):339-373.
- HOFMANN, H.J., 1976a. Stromatoid morphometrics. En M.R. Walter (ed). Stromatolites. Elsevier, :45-54, Amsterdam.
- HOFMANN, H.J., 1976b. Graphic representation of fossil stromatoids; new method with improved precision. En M.R. Walter (ed). Stromatolites. Elsevier, :15-20, Amsterdam.
- HOLMBERG, E., 1972. Tandilia. En Geología Regional Argentina, Acad. Nac. Córdoba, :365-393.

- HORODYSKI, R.J., 1977. Environmental influences in columnar stromatolites branching patterns: examples from the Middle Proterozoic Belt Supergroup, Glacier National Park, Montana. Jour. Paleont., 51(4):661-671.
- HOWER, J., 1961. Some factors concerning the nature and origin of glauconite. Am. Miner., 46:313-334.
- HSU, K.J. y C. SIEGENTHALER, 1969. Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. Sedimentology, 12:11-26.
- ILLIES, H., 1949. Die schrägschichtung in fluvialilen und litoralen sedimenten ihre Ursachen, Messung und Answertung. Mett. Geol. Staatsinstitut Hamburg, Heft 19:89-109.
- ILLING, L.V., A.J. WELLS y J.C. TAYLOR, 1965. Penecontemporary in the Persian Gulf. En Pray, L. y R. Murray (eds), Dolomitization and limestones genesis: a symposium. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., 13:89-111.
- INIGUEZ, A.M., 1968. Mineralogía de algunos yacimientos de arcillas de la provincia de Buenos Aires. III Jorn. Geol. Arg., III:163-182.
- INIGUEZ, A.M., 1970. Composición mineralógica de las arcillas de la Serie La Tinta, provincia de Buenos Aires. LEMII, Serie II(156):75-83.
- INIGUEZ, A.M. y P.E. ZALBA, 1974a. Geología de yacimientos de arcillas refractarias de la provincia de Buenos Aires, República Argentina. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIX(3):304-310.
- INIGUEZ, A.M. y P.E. ZALBA, 1974b. Nuevo nivel de arcilitas en la zona de Cerro Negro, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires. LEMII, Serie II(264):93-100.
- IRWIN, H., 1980. Early diagenetic carbonate precipitation and pore fluid migration in the Kimmeridge Clay of Dorset, England. Sedimentology, 27:577-591.
- JAANUSOON, V., 1961. Discontinuity surfaces in limestones. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 40:221-241.
- JAMES, H.L., 1954. Sedimentary facies of iron-formation. Econ. Geol., 49:235-293.
- JAMES, N.P., 1984. Shallowing-upward sequences in carbonates. En R.G. Walker (ed). Facies Models. Geos. Canada, Reprint Ser. 1, :213-228.
- JOHNSON, H., 1977. Shallow marine sand bar sequences: and example from the late Precambrian of North Norway. Sedimentology, 24(2):245-270.
- JOHNSON, H., 1978. Shallow siliciclastic seas. En H. Reading (ed), Sedimentary environments and facies, Blackwell Sc. Publ., :207-258.
- KELLER, B.M., 1979. Precambrian stratigraphy scale of the U.S.S.R. Geol. Mag., 116:419-504.
- KILMURRAY, J.D., 1976. Superposición de movimientos en tres áreas metamorfoseadas de la Argentina. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXXI(1):3-10.

- KILMURRAY, J.O. y M.E. TERUGGI, 1982. Fábrica de metamorfitas. Colección Ciencias de la Tierra 2, ECAL, Buenos Aires.
- KINSMAN, D.J., 1966. Gypson and anhydrite of Recent age, Trucial Coast, Persian Gulf. En J. Rau (ed), Second Symposium on salt. Public. Northern Ohio Geol. Soc., 1:302-326.
- KLEIN, G. de V., 1967. Paleocurrents analysis in relation to modern marine sediment dispersal patterns. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 51:366-382.
- KLEIN, G. de V., 1977. Tidal circulation model for deposition of clastic sediment on epeiric and mioclinal shelf seas. Sed. Geol., 18:1-12.
- KNOX, R.W., 1973. Ichnogenus Corophioides. Lethaia, 6(2):133-146.
- KOROLYUK, I.K., 1958. Znachenie stromatolitoz diya stratigrafii kembriya i dokembriya na primere yuga sibirskoi platformy. Tr. Mezhdoved Sovesch. Razrab. Unifitsirovan. Stratigr. Skhem. Sib., Akad. Nauk SSSR, :103-109.
- KOROLYUK, I.K., 1959. Konofytoni v. uluntuiskoi svite Fribaikalya. Mater. Geol. Polez. Iskop. Vost. Sib., 5(26):258-259.
- KOROLYUK, I.K., 1960. Differentiation of the Cambrian and Pre-Cambrian in eastern Siberia according to stromatolites. Geol. Dokl. Mezhd. Geol. Congr., 21 Seess., Dokl. Sov. Geol. Probl., 8:172-185. (En ruso).
- KRONER, A., M.O. Mc WILLIAMS, G.J. GERMS, A.B. REID y K.E.L. SCHALK, 1980. Paleomagnetism of late Precambrian to early Cambrian mixtite-bearing formations in southern Namibia (South West Africa). I: The Nama Group and Blaubecker Formation. Am. Jour. Sci., 280:942-968.
- KRUGER, L., 1969. Stromatolites and oncolites in the Otavi Series, South West Africa. Jour. Sed. Petrology, 39(3):1046-1056.
- KRUMBEIN, W.C. y L.L. SLOSS, 1963. Stratigraphy and sedimentation. Freeman and Co., 660 pp, San Francisco.
- KUBLER, B., 1964. Les argiles indicateurs de metamorphisme. Rev. Ins. Fr. Pétrol., XIX(10):1093-1112.
- KUBLER, B., 1967. Archimetamorphisme schistoisité. Bull. Centre Rech. Pau. S.N.P.A., 1-2:259-278.
- KUBLER, B., 1968. Evaluation quantitative du Metamorphisme par le cristallinité de L'illite. Etat des progres realiss ces dernieres années. Bull. Centre Rech. Pau. S.N.P.A., 2-2:385-397.
- KUMAR, S., 1976a. Significance of stromatolites in the correlation of Semri Series (Lower Vidhyan) of South Valley and Chitrakut areas. U.P. J. Paleont. Soc. India, 19:24-27.
- KUMAR, S., 1976b. Stromatolites from Vindhyan rocks of Son Valley Maiher area, dist. Mirsapur, U.P. and Satna, M.P. J. Paleont. Soc. India, 18:13-21.
- KRYLOV, I.N., 1959. Stromatolites from the Riphean of the Urals. Dokl. Akad. Nauk SSSR, 126(6):1312-1315. (En ruso).

- KRYLOV, I.N., 1960. Concerning the development of branching columnar stromatolites in the Riphean of the southern Urals. Dokl. Akad. Nauk SSSR, 132(4):895-896. (En ruso).
- KRYLOV, I.N., 1963. Columnar branching stromatolites of the Riphean deposits of the southern Urals and their significance for the stratigraphy of the upper Precambrian. Tr. Geol. Inst. Akad. Nauk. SSSR, 69, 113 pp. (En ruso).
- KRYLOV, I.N., 1967. Riphean and lower Cambrian stromatolites of Tien-Shan and Karatau. Tr. Geol. Inst. Akad. Nauk. SSSR, 171, 88 pp. (En ruso).
- KRYLOV, I.N., 1976. Approaches to the classification of stromatolites. En M.R. Walter (ed), Stromatolites. Elsevier, :31-43, Amsterdam.
- LAHANN, R.W., 1980. Smectite diagenesis and sandstones cement: the effect of reaction temperature. Jour. Sed. Petrology, 50:755-760.
- LAND, L.S., 1973a. Holocene meteoric dolomitization of Pleistocene limestones, north Jamaica. Sedimentology, 20:411-424.
- LAND, L.S., 1973b. Contemporaneous dolomitization of Middle Pleistocene Reefs by meteoric water, north Jamaica. Bull. Marine Sci., 23:64-92.
- LAND, L.S. y G.K. HOOPS, 1973. Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to the salinity of diagenetic solutions. Jour. Sed. Petrology, 43:614-617.
- LAND, L.S., M.R.I. SALEM y D.W. MORROW, 1975. Paleohydrology of ancient dolomites: geochemical evidences. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 59:1602-1625.
- LEEDER, M.R., 1982. Sedimentology. Process and product. G. Allen-Undwin, 344 pp, Londres.
- LEVELL, B., 1980a. Evidence for currents associated with waves in late Precambrian shelf deposits from Finnmark, Nor Norway. Sedimentology, 27(2):153-166.
- LEVELL, B., 1980b. A late Precambrian tidal shelf deposit the lower Sandfjord Formation, Finnmark. Sedimentology, 27(5):539-555.
- LEVERATTO, M.A. y H.G. MARCHESE, 1983. Geología y estratigrafía de la Formación La Tinta (y homólogas) en el área clave de Sierra de La Tinta-Barker-Villa Cacique-Arroyo Calaveras, provincia de Buenos Aires. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXXVIII(2):235-247.
- LINARES, E y J.C.M. TURNER, 1976. Comarcas de la República Argentina con rocas de edad precámbrica sobre la base de edades radiométricas. VI Congr. Geol. Arg., 1:511-518.
- LOGAN, B.W., 1961. Criptomazon and associated stromatolites from the Recent of Shark Bay, western Australia. Jour. Geol., 69:517-533.
- LOGAN, B.W., R. REZAK y R.N. GINSBURG, 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. Jour. Geol., 72(1):65-83.
- LOGAN, B.W., P. HOFFMAN y C.D. GEBELIN, 1974. Algal mats cryptalgal fabrics and structures, Hamelin Pool, western Australia. Amer. Assoc. Petrol. Geol.

Memoir, 13:38-84.

LUMSDEN, D.N., 1979. Discrepancy between thin sections and X-ray estimates of dolomite in limestones. Jour. Sed. Petrology, 49:429-436.

LUMSDEN, D.N. y J.S. CHIMAHUSKY, 1980. Relationships between dolomite non stoichiometry and carbonates facies parameters. En Zenger, D, J.B. Dunhan y R. Ethington (eds). Concepts and models dolomitization. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 28:123-137.

MACEDO, M.H.F., 1982. Les systèmes isotopiques rubidium-strontium et potassium-argon dans les argiles extraites de sédiments carbonatés. Application a la datation du Protérozoïque sédimentaire du Brésil dans les Etats de Bahia et Santa Catarina. Thèse Doct. Inc., Université Louis Pasteur, Strausbour, Francia, 199 pp.

MACEDO, M.H.F. y M.G. BONHOMME, 1984. Contribucao a cronoestratigrafia das Formacoes Caboclo, Bebedouro e Salitre na Chapada Diamantina (BA) pelos métodos Rb-Sr e K-Ar. Rev. Bras. Geocienc., 14(3):153-163.

MACHEL, H.G., 1984. Facies and dolomitization of the upper Devonian Nisku Formation in the Brazeau Pembina, and Bigorai areas, Alberta, Canada. En Carbonates in subsurface and outcrop, Can. Soc. Petrol. Geol. Core Conf., :191-224.

MACHEL, H.G., 1985. Facies and diagenesis of the upper Devonian Nisku Formation in the subsurface of Central Alberta. Ph. D. thesis, McGill University, 392 pp. (inédito).

MACHEL, H.G. y E.W. MOUNTJOY, 1986. Chemistry and environments of dolomitization. A reappraisal. Earth Sci. Reviews, 23:175-222.

MAISTERRENA, E., 1979. Sobre la interpretación de la estructura "El Infierno", en las cercanías de Barker, provincia de Buenos Aires y su consecuencia en la interpretación estratigráfica y en el aprovechamiento de recursos minerales. VII Congr. Geol. Arg., 1:153-169.

MANASSERO, J.M., 1986. Estratigrafia y estructura en el sector oriental de la localidad de Barker, provincia de Buenos Aires. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXXI(3-4):375-384.

MARCHESE, H.G., 1974. Estromatolitos "Gymnosolenidos" en el lado oriental de Minas Gerais, Brasil. Rev. Bras. Geocienc., 4:257-271.

MARCHESE, H.G. y E.C. DI PAOLA, 1975a. Reinterpretación estratigráfica de la perforación Punta Mogotes Número 1, provincia de Buenos Aires, República Argentina. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXX(1):44-52.

MARCHESE, H.G. y E.C. DI PAOLA, 1975b. Miogeosinclinal Tandil. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXX(2):161-179.

MARTIN, H., 1965. The Precambrian geology of South West Africa and Namaqualand. Precambrian Res. Univ. Cape Town, :1-159.

MASCHATSCHKEK, F., 1969. Geomorphology. 9th edition trans. En D.J. Davies. Oliver and Boyd, 212 pp., Edinburgh.

MASLOV, V.P., 1960. Stromatolites. Tr. Geol. Inst. Akad. Nauk. SSSR, 41: 18

pp. (En ruso).

MATHEOS, S.D., 1986. Consideraciones teóricas de los elementos trazas en calizas; diferenciación de microfacies sobre la base del comportamiento del Mn. CONICET, Informe Beca Perfecc., 125 pp, inédito.

MATHEOS, S.D. y D.G. POIRE, 1986. La dolomitización del sector sur de la Sierra de la Vaca Muerta (provincia del Neuquén); su origen y significado. Prim. Reun. Arg. Sedim., Res., :232-235.

MATTES, B.W. y E.W. MOUNTJOY, 1980. Burial dolomitization of the upper Devonian Miette buildup, Jasper National Park, Alberta. En Zenger, D.H., J.B. Dunham y R.L. Ethington (eds), Concepts and models of dolomitization. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 28:259-297.

McHARGUE, T.R. y R.S. PRICE, 1982. Dolomite from clay argillaceous or shale-associated marine carbonates. Jour. Sed. Petrology, 52(3):873-886.

McKENZIE, J.A., K.J. HSU y J.F. SCHNEIDER, 1980. Movement of subsurface waters under the sabkha, Abu Dhabi UAE, and its relation to a evaporite dolomite genesis. En Zenger, D.H., J.B. Dunham y R.L. Ethington (eds), Concepts and models of dolomitization. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 28:11-30.

McRAE, S.G., 1972. Glauconite. Earth Sci. Reviews, 8:397-440.

MEISSNER, F.F., 1972. Cyclic sedimentation in Middle Permian strata of the Permian basin, West Texas and New Mexico. En J.C. Elam y S. Chuber (eds), Cyclic sedimentation in the Permian Basin. West Texas Geol. Soc. Midland, :203-232, Texas.

MENCHIKOFF, N., 1946. Les formations a stromatolites dans le Sahara occidental. Bull. Soc. Geol. Fr., 16(7-9):451-461.

MOERI, E., 1972. On a columnar stromatolite in the Precambrian Bambui Groupe, of Central Brazil. Eclogae Geol. Helv., 65(1):185-195.

MONTERO, C.A., 1951. Estudio geológico de la zona de Barker (partido de Juarez, provincia de Buenos Aires). Tesis 183, Fac. Cs. Nat. y Museo La Plata, inédito.

MONTY, C.L.V., 1965. Recent algal stromatolites in the Windward Lagoon, Andros Island, Bahamas. Ann. Soc. Geol. Belg., 88:269-276.

MONTY, C.L.V., 1976. The origin and development of cryptalgal fabrics. En M.R. Walter. Stromatolites. Elsevier, :193-249, Amsterdam.

MORROW, D.W., 1978. Dolomitization of lower Paleozoic burrow-fillings. Jour. Sed. Petrology, 48:295-306.

MUIR, M., D. LOCK y C. VON DER BORCH, 1980. The Coorong model for penecontemporaneous dolomite formation in the Middle Proterozoic McArthur Group, northern territory, Australia. En Zenger, D.H., J.B. Dunham y R.L. Ethington (eds), Concepts and models of dolomitization. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 28:51-67.

MURRAY, R.C., 1964. Preservation of primary structures and fabrics in dolomites. En J. Imbrie (ed), Approaches to paleoecology. Wiley, :338-403.

- NAGERA, J.J., 1919. La Sierra Baya (provincia de Buenos Aires). Estudio geológico y económico. An. Minist. Agric. Sec. Geol., 1: 66 pp.
- NAGERA, J.J., 1932. Primera carta geológica general de Tandilia, Escala 1:500.000. Cromo-litografía Colombatti y Cia., Buenos Aires.
- NAGERA, J.J., 1940. Tandilia. Bibliot. Fac. Human. y Cs. Educ., Univ. Nac. La Plata, XXIV:1-272.
- NUZHNOV, S.V., 1960. Stromatolites of the late Precambrian and Cambrian deposits of the eastern slopes of the Aldan shield. Dokl. Akad. Nauk. SSSR, 132(6):1421-1424 (En ruso).
- ODIN, G.S., 1972. Observations nouvelles sur la structure de la glauconite en accordéon; description du processus de genèse par néoformation. SED, 19:285-294.
- ODIN, G.S. y R. LETOLLE, 1978. Les glauconies et aspects voisins ou confondus: signification sédimentologique. Bull. Soc. Geol. Fr., XX:553-558.
- ODIN, G.S. y A. MATTER, 1981. De glauconiarum origine. SED, 28:611-641.
- DYAMA, K. y N. TAKEHARA, 1967. Standart soil color charts.
- PALACIOS, A.H., 1946. Contribucion al conocimiento geológico de la parte oriental del partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires. Tesis 94, Fac. Cs. Nat. y Museo de la Plata, inédito.
- PATTERSON, R.J., 1972. Hydrology and carbonate diagenesis of a coastal sabkha in the Persian Gulf. Ph. D. Thesis, Princeton Univ., 469 pp.
- PATTERSON, R.J. y D.J. KINSMAN, 1982. Formation of diagenetic dolomite in coastal sabkha along Arabian, Gulf Persian. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 66:28-43.
- PETTIJOHN, F.J., 1954. Classification on sandstones. Jour. Geol., 62:360-365.
- PETTIJOHN, F.J., 1957. Rocas sedimentarias. EUDEBA, 731 pp, Buenos Aires.
- PHILLIPS, F.C., 1977. La aplicación de la proyección estereográfica en geología estructural. H. Blumme Ed., 132 pp, Madrid.
- PLAYFORD, P.E., 1973. Algal stromatolites in the Devonian of the Canning Basins, Western Australia. Ann. Soc. Geol. Belg. Bull., 95(2):401-402.
- PLAYFORD, P.E. y A.E. COCBAIN, 1976. Modern algal stromatolites at Hamelin Pool, a hypersaline barred basin in Shark Bay, Western Australia. En M.R. Walter (ed). Stromatolites. Elsevier, :447-477, Amsterdam.
- PLUMB, K.A. y H.L. JAMES, 1986. Subdivision of Precambrian Time: recommendations and suggestions by the Subcommittee on Precambrian Stratigraphy. Precambrian Res., 32(1):65-92.
- POIRE, D.G. y A.M. INIGUEZ, 1984. Miembro Psamopelitas de la Formación Sierras Bayas, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXXIX(3-4):276-283.

- POIRE, D.G., A. DEL VALLE y G.M. REGALIA, 1984. Trazas fósiles en cuarcitas de la Formación Sierras Bayas (Precámbrico) y su comparación con las de la Formación Balcarce (Cambro-Ordovícico), Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. IX Congr. Geol. Arg., IV:249-266.
- POTHE DE BALDIS, E.D., B. BALDIS y J. CUOMO, 1983. Los fósiles precámbricos de la Formación Sierras Bayas (Olavarría) y su importancia intercontinental. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXXVIII(1):73-83.
- PREISS, W.V., 1976. Basic field and laboratory methods for the study stromatolites. En M.R. Walter (ed). Stromatolites. Elsevier, :5-13. Amsterdam.
- PURDY, E.G., 1974. Reef configurations: cause and effect. En L. Laporte (ed), Reef in time and space. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 18:9-76.
- QUARTINO, B.J., C.A. RINALDI y B. MAISTERRENA, 1981. Tres casos argentinos de movimientos interestratales. VIII Congr. Geol. Arg., III:295-303.
- QUARTINO, B.J. y J.P. VILLAR FABRE, 1967. Geología y petrología del basamento de Tandil y Barker, provincia de Buenos Aires, a la luz del estudio de localidades críticas. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXII(3):223-251.
- RAHA, P.K. y M.V.A. SASTRY, 1982. Stromatolites and Precambrian stratigraphy in India. Precambrian Res., 18:283-318.
- RAO, K.S., C. LAL y D.B. GHOSH, 1977. Algal stromatolites in the Bhandar Group of Formations Vindhyan Supergroup. Satna Dist. M.P. Rec. Geol. Surv. India, 109:38-47.
- RAPELA, C. W., L.H. DALLA SALDA y C.A. CINGOLANI, 1974. Un intrusivo básico ordovícico en la "Formación La Tinta" (Sa. de Los Barrientos, provincia de Buenos Aires, República Argentina). Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIX(3):319-331.
- READING, H., 1978. Sedimentary environments and facies. Blackwell Sc. Publ., 576 pp, Oxford.
- REGALIA, G.M. y H.H. HERRERA, 1981. Phycodes aff. pedum (traza fósil) en estratos cuarcíticos de San Manuel, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXXVI(3):257-261.
- REINECK, H.E. y I. SINGH, 1975. Depositional sedimentary environments. Springer-Verlag, 439 pp, New York.
- REZAK, R., 1957. Stromatolites of the Belt Series in the Glacier National Park and vicinity, Montana. U.S. Geol. Surv., Prof. Pap., 294-D:127-154.
- RICKETTS, B.D., 1983. The evolution of a Middle Precambrian dolostone sequences. A spectrum of dolomitization regimes. Jour. Sed. Petrology, 53(2):565-586.
- ROLLERI, E.O., 1975. Provincias geológicas bonaerenses. VI Congr. Geol. Arg., Rel., :29-53.
- RONOV, A.B. y A.I. ERMISHKINA, 1959. Distribution of manganese in sedimentary rocks. Geochemistry (USSR) (Engl. Transl.), 3:254-278.
- RONOV, A.B. y G.A. KORZINA, 1960. Phosphorus in sedimentary rocks. Geochemistry (USSR) (Engl. Transl.), 8:805-829.

- RUNNELLS, D.D., 1969. Diagenesis, chemical sediments and the mixing of natural waters. Jour. Sed. Petrology, 39:1188-1201.
- RUNNELLS, D.D., 1974. Discussion. Recent dolomitization and the origin of the rusty crusts of Northumberland. Jour. Sed. Petrology, 44:270-271.
- RUTTEN, M.G., 1957. Remarks on the genesis of flints. Am. Jour. Sci, 255:432-439.
- SCHAUER, O.G. y J.A. VERNIER, 1967. Observaciones geológicas en la zona de Barker, Sa. de La Tinta, provincia de Buenos Aires. Notas Com. Inv. Cient., prov. Bs. As., V(6):1-18.
- SCHILLER, W., 1930. Complicaciones tectónicas (cobijaduras) en las Sierras de Tandil. Rev. Museo La Plata, XXXII:299-305.
- SCHILLER, W., 1938a. Cobijaduras tectónicas en el Paleozoico de las Sierras de La Tinta, provincia de Buenos Aires. Notas Museo La Plata, III Geol. (5):35-45.
- SCHILLER, W., 1938b. Hallazgo de caolín en una falla de la Sierra del Volcán, cerca de Balcarce. Notas Museo La Plata, III Geol. (6):55-70.
- SCHILLER, W., 1942. Las antiguas montañas de la provincia de Buenos Aires. Notas Museo La Plata, VII Geol. (22).
- SCHOFIELD, K y A.E. ADAMS, 1986. Burial dolomitization of the Woo Dale Limestones Formation (Lower Carboniferous), Derbyshire, England. Sedimentology, 33(2):207-219.
- SCHOLL, D.W., 1966. Florida Bay. A modern site of limestone formation. En Encyclopedia of Oceanography. Reinhold Publ. Corp., 1:282-288.
- SCHOPF, J.W., 1977. Biostratigraphic usefulness of stromatolitic Precambrian microbiotas: a preliminary analysis. Precambrian Res, 5:143-173.
- SEARS, S. y F.J. LUCIA, 1980. Dolomitization of northern Michigan Niagara Reefs by brine refluxion and freshwater/seawater mixing. En Zenger, D., J.B. Dunham y R. Ethington (eds), Concepts and model of dolomitization. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., 28:215-235.
- SEILACHER, A., 1953. Studien zur Palichnologie Neues Jahrb. Geol. Paleontol., 96:421-452.
- SELLEY, R., 1968. Facies profile and other new methods of graphic data presentation: application in a quantitative study of Libyan Tertiary shoreline deposits. Jour. Sed. Petrology, 38(2):363-372.
- SELLEY, R., 1970. Studies of sequence in sediments using a simple mathematical devise. Quart. Jour. Soc. London, 125:557-581.
- SEMIKHATOV, M.A., 1976. Experience in stromatolite studies in the USSR. En M.R. Walter (ed), Stromatolites. Elsevier, :337-357.
- SEMIKHATOV, M.A., 1960. O vertikalnom raspredelenii stromatolitov v rifee Turukhanskogo rainona. Dokl. Akad. Nauk SSSR, 135(6):1480-1483.

- SEREBRYAKOV, S.N., 1976. Biotic and abiotic factors controlling the morphology of Riphean stromatolites. En M.R. Walter (ed), Stromatolites. Elsevier, :321-336
- SEREBRYAKOV, S.N. y M.A. SEMIKHATOV, 1974. Riphean and Recent stromatolites: a comparison. Am. Jour. Sci., 274(6):556-574.
- SHINN, E.A., R.N. GINSBURG y R.M. LLOYD, 1965. Recent supratidal dolomite from Andros Islands, Bahamas. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ. 13:112-123.
- SIBLEY, D.F., 1980. Climate control of dolomitization, Seroe Domi Formation (Pliocene) Bonaire, N.A. En Zenger, D., J.B. Dunham y R. Ethington (eds), Concepts and model of dolomitization. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., 28:247-258
- SIEMIRDZSKY, S. von, 1893. Eine Forschungereise in Patagonien. Petermans Mitt., 39:49-52.
- SINGH, I.D., 1977. Bedding structures in a channel sand bar of the Ganga River near Allahabad, Uthar Pradesh, India. Jour. Sed. Petrology, 47(2):747-752.
- SINITO, A.M., 1984. Paleomagnetismo de rocas sedimentarias de la provincia de Buenos Aires asignadas al Precámbrico tardío y Paleozoico temprano. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXXIX(1-2):144-152.
- SMITH, J., 1893. Peculiar U-shape tubes in sandstone near Grawfordland Castle and in Gowkha Quarry near Killwinning. Geol. Soc. Glasgow, Trans., 9:259-292.
- SOKOLOV, V.S. y M.A. FEDONKIN, 1984. The Vendian as the Terminal System of the Precambrian. Episodes, 7(1):12-19.
- SPALLETTI, L.A., 1980. Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas. Asoc. Geol. Arg., Serie "B" (Didact y Compl.), 8, 175 pp.
- SPALLETTI, L.A y A. DEL VALLE, 1984. Las diamictitas del sector oriental de Tandilia: caracteres sedimentológicos y origen. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXXIX(3-4):188-206.
- SPALLETTI, L.A. y M. MAZZONI, 1975. Nuevo ordenamiento y significado de psefitas intraformacionales. Rev. Asoc. Arg. Min. Petrol. y Sedim., VI(1-2):1-10.
- STEINMETZ, R., 1962. Analysis of vectorial data. Jour. Sed. Petrology, 32(4):801-812.
- SWETT, K., G. DE V. KLEIN y D. SMITH, 1971. A Cambrian tidal sand body. The Eriboll Sandstone of Northwest Scotland: and ancient-recent analog. Jour. Geol., 79(4):400-415.
- TAPIA, A., 1937. Las cavernas de Ojo de Agua y Las Hachas. Minist. Agr. Dir. Min. Geol. Bol., 43:1-26.
- TEICHMULLER, F., R. TEICHMULLER y K. WEBER, 1979. Inkohlung und Illit-Kristallinitat Vergleichende Untersuchungen in Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen. Fortschr. Geol. Ineils. V. Westf., 27:201-276.

- TERRAZA, J.D., A. DEGUILLEN y E.A. FARINATI, 1978. Hallazgo de un ostrácodo en la provincia de Buenos Aires, Formación La Tinta, Sierras Septentrionales. Reun. Nac. Paleoz. Arg., Supl. Actas Geol. Lilloana, XIV:69-72.
- TERUGGI, M.E., 1964. Paleocorrientes y peleogeografía de las ortocuarcitas de la Serie La Tinta (provincia de Buenos Aires). An. Com. Inv. Cient., prov. Bs. As., V:1-27.
- TERUGGI, M.E. y V. MAURINO, T. LIMOUSIN y O. SCHAUER, 1958. Geología de las Sierras de Tandil. Rev. Asoc. Geol. Arg., XIII(3):185-204.
- TERUGGI, M.E. V. MAURINO, y T. LIMOUSIN, 1962. Geología de la porción oriental de las Sierras de Tandil. An. Prim. Jorn. Geol. Arg., II:359-372.
- TERUGGI, M.E., J.D. KILMURRAY y L.H. DALLA SALDA, 1973. Los dominios tectónicos de la región de Tandil. An. Soc. Cient. Arg., CXCIV:81-94.
- TERUGGI, M.E., J.D. KILMURRAY y L.H. DALLA SALDA, 1973. Los dominios tectónicos de la región de Balcarce. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIX(3):265-276.
- TERUGGI, M.E., J.D. KILMURRAY, C.W. RAPELA y L.H. DALLA SALDA, 1974. Diques básicos en las sierras de Tandil. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIX(1):41-60.
- TERUGGI, M.E. y J.D. KILMURRAY, 1975. Tandilia. VI Congr. Geol. Arg., Rel., :55-73.
- TERUGGI, M.E. y J.D. KILMURRAY, 1980. Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. En Seg. Simp. Geol. Reg. Arg, Acad. Nac. Cienc., II:919-956.
- TOZZI, M.A., 1957. Estudio sedimentológico de las ortocuarcitas de la región de Balcarce, provincia de Buenos Aires. Tesis 237, Fac. Cs. Nat. y Museo La Plata, inédita.
- TROMPETTE, R., 1969. Les stromatolites du "Precambrien Supérieur" de L'Adrar de Mauritanie (Sahara Occidental). Sedimentology, 13:123-154.
- TROMPETTE, R., 1982. Upper Proterozoic (1800-570 ma) stratigraphy: a survey of lithostratigraphic, paleontological, radiochronological and magnetic correlations. Precambrian Res., 18:27-52.
- TUCKER, M.E., 1982. Diagenesis, geochemistry and origin a precambrian dolomite: the Beck Spring Dolomite of Eastern California. Jour. Sed. Petrology, 53(4):1097-1119.
- ULIANA, M.A., D.A. DELLAPE y G.A. PANDO, 1975. Estratigrafía de las sedimentitas rayosianas (Cretácico inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza). Seg. Congr. Iberoam. Geol. Econ., 1:177-196.
- VALENCIO, D.A., A.M. SINIATO y J.F. VILAS, 1980a. Paleomagnetism of Upper Precambrian rocks of the La Tinta Formation, Argentina. Geophys. J. R. Astr. Soc., 62:563-575.
- VALENCIO, D.A., J.F. VILAS y A.M. SINIATO, 1980b. Paleomagnetismo y edades radiométricas de algunas formaciones neoprecámbricas y eopaleozoicas de la Argentina. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXXV(3):421-433.

- VALENTIN, J., 1894. Rápido estudio sobre las sierras de Olavarría y del Azul. Rev. Mus. La Plata, VI:1-24.
- VINOGRADOV, A., A. TUGARINOV, C. ZHYKOR, M. STAPNIKOVA, E. VIVIKOVA y K. KHORRE, 1964. Geochronology of Indian Precambrian. Proc. 22nd Int. Geol. Congr., 10:553-567.
- VON DER BORCH, C.C., 1965. The distribution and preliminary geochemistry of modern carbonate sediments of the Coorong area, South Australia. Geochim. et Cosmochim. Acta, 29:781-799.
- VON DER BORCH, C.C., 1976. Stratigraphy and formation of Holocene dolomitic carbonate deposits of the Coorong area, South Australia. Jour. Sed. Petrology, 46:952-966.
- VON DER BORCH, C.C. y J.B. JONES, 1976. Spherular modern dolomite from the Coorong area, South Australia. Sedimentology, 23:587-591.
- VON DER BORCH, C.C. y D. LOCK, 1979. Geological significance of Coorong dolomites. Sedimentology, 26:813-824.
- WALTER, M.R., 1976. Stromatolites. Elsevier, 790 pp., Amsterdam.
- WALTER, M.R., 1977. Interpreting stromatolites. American Scientist, 65:563-571.
- WALTER, M.R. y W.V. PREISS, 1972. Distribution of stromatolites of the Precambrian and Cambrian of Australia. 24th Int. Geol. Congr., Sec. 1:85-93.
- WANLESS, H.R., 1979. Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization. Jour. Sed. Petrology, 49:437-462.
- WEBER, K., 1970. Illit-Kristallinität und metamorphose in Nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. Nachr. dt. geol. Ges., 2:65-66.
- WEBER, K., 1972a. Notes on determination of illite crystallinity. N. Jb. Miner. Mh. H., 6:267-276.
- WEBER, K., 1972b. Kristallinität des Illits in Tonschiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 141(3):333-363.
- WEISS, M.P., 1958. Corrosion zones: a modified hypothesis of their origin. Jour. Sed. Petrology, 28:486-489.
- WEYL, P.K., 1960. Porosity though dolomitization: conservation mass requirements. Jour. Sed. Petrology, 30:85-90.
- WILSON, M.D. y E.D. PITTMAN, 1977. Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. Jour. Sed. Petrology 47(1):3-31.
- WOLF, K., G. CHILLINGAR y F. BEALES, 1967. Elemental composition of carbonate skeletons, mineral and sediments. En G. Chillingar, H. Bissel y R. Fairbridge (eds). Carbonate rocks B. Elsevier, :23-150.
- WOOLNOUGH, W.G., 1941. Origin of banded iron deposits a suggestions. Econ. Geol., 36:465-489.

- YRIGROYEN, M.R., 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. VI Congr. Geol. Arg., Rel., :139-168.
- YOUNG, F.G., 1972. Early Cambrian and older trace fossil from the Southern Cordillera of Canada. Canad. Jour. Earth Sci., IV:565-568.
- ZALBA, P.E., 1978a. Sobre la presencia de diásporo y halloysita en las arcillitas de la zona de Barker, provincia de Buenos Aires. VII Congr. Geol. Arg., II:337-349.
- ZALBA, P.E., 1978b. Estudio geológico y mineralógico de los yacimientos de arcillas de la zona de Barker, partido de Juárez, provincia de Buenos Aires, y su importancia económica. Tesis 362, Fac. Cs. Nat. y Museo La Plata, inédito.
- ZALBA, P.E., 1979. Clay deposits of Las Aguilas Formation, Barker, Buenos Aires Province, Argentina. Clays and Clay Minerals, 27(6):433-439.
- ZALBA, P.E., 1981a. Alunite in association with diasporo and halloysite in the Las Aguila Formation, Argentina, and its significance. 7th Int. Clay Conf. (AIPEA), Abstract, :346.
- ZALBA, P.E., 1981b. Nuevo nivel de arcillas sobre las calizas de la zona de Barker, provincia de Buenos Aires. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXXVI(1):99-102.
- ZALBA, P.E., 1982. Scan electron micrographs of clay deposits of Buenos Aires Province, Argentina. En Van Olphen, H y F. Veniale (eds), International clay conference. Elsevier, :513-528.
- ZALBA, P.E., R.R. ANDREIS y F. LORENZO, 1982. Consideraciones estratigráficas y paleoambientales de la secuencia basal eopaleozoica en la Cuchilla de Las Aguilas, Barker, Argentina. V Congr. Latinoam. Geol., II:389-409.
- ZEBALLOS, E., 1877. Estudio geológico sobre la provincia de Buenos Aires. An. Soc. Cient. Arg., II:258-268 y 309-321.
- ZHANG YUN y H.J. HOFMANN, 1982. Precambrian stromatolites: image analysis of lamina image. Jour. Geol., 90(3):253-268.