

# EL ARCHIPIELAGO MADRE DE DIOS, PATAGONIA OCCIDENTAL, MAGALLANES: RASGOS GENERALES DE LA ESTRATIGRAFIA Y ESTRUCTURA DEL "BASAMENTO" PRE-JURASICO SUPERIOR

RANDALL FORSYTHE  
CONSTANTINO MPODOZIS

Lamont-Doherty Geological Observatory, Columbia University,  
Depto. de Geología, U. de Chile.

## RESUMEN

En el Archipiélago Madre de Dios afloran rocas del llamado "basamento" pre-jurásico superior de la Cordillera Magallánica. Estas rocas están intruidas por los granitoides del Batolito Patagónico, interpretados como las raíces erodadas de un arco pluto-volcánico ensialico que, en el Mesozoico superior, estuvo separado del borde sudamericano por una cuenca marginal, al menos en parte, con corteza oceánica. El basamento de Madre de Dios está constituido por tres grandes unidades o "complejos" litológicos, casi siempre relacionados entre sí por contactos tectónicos: las Calizas Tarlton, secuencia de calizas masivas con fusulínidos del Carbonífero superior-Pérmico inferior; el Complejo Duque de York, serie monótona de sedimentos flyschoides, derivados de la erosión de granitoides y volcanitas ácidas, y cuya edad probable se ubicaría en algún momento del Paleozoico superior-Mesozoico inferior (?); el Complejo Denaro, asociación de basaltos toleíticos con estructuras en almohadilla, cherts metalíferos, cherts radiolaríticos rojos y verdes y calizas retrabajadas con fusulínidos del Pérmico inferior, que podría representar, en parte, la sección superior de un antiguo fondo oceánico del Paleozoico superior y su cobertura de sedimentos pelágicos. Estas tres unidades se yuxtaponen tectónicamente de manera heterogénea formando una fábrica estructural que puede ser caracterizada como una "macromélange" de origen tectónico. Esta resulta de la superposición de al menos dos fases mayores de deformación: la primera, caracterizada por grandes cabalgamientos dirigidos de norte a sur y la segunda, que incluyó, en alguna medida, acortamientos en sentido Este-Oeste. El "basamento" del Archipiélago Madre de Dios puede ser considerado, por su litología y estructura, como representante de un ambiente de "arc-trench gap" dentro de un sistema de arco pluto-volcánico relacionado a subducción en el borde pacífico de Gondwana durante el Paleozoico superior-Mesozoico inferior.

## ABSTRACT

In the Madre de Dios Archipelago rocks assigned to the pre-Late Jurassic "basement" of the Magallanes Cordillera are exposed. These rocks are intruded by granitoids of the Patagonian batholith representing the eroded roots of an ensialic volcanic/plutonic arc which, in the late Mesozoic, was separated from the main South American cratonic regions by a marginal basin floored in places by oceanic crust. The basement of the Madre de Dios region is composed of three major mappable lithologic units or complexes, predominantly separated by tectonic boundaries. These three units are: the Tarlton Limestone, a sequence of massive limestone beds with Upper Carboniferous and Lower Permian fusulinids; the Duque de York Complex, a monotonous sequence of flyschoid sediments derived from the erosion of an acid plutonic/volcanic terrain; and the Denaro Complex, an association of pillow basalt, metalliferous chert, radiolarian chert, green chert, calcarenite, and shale, which from the inclusion of reworked fusulinids in the calcarenites is, at least in part, Lower Permian.

The Denaro Complex probably represents a pillow basalt/sediment section of the late Paleozoic ancestral Pacific Ocean floor. The three units composing the basement terrain are tectonically juxtaposed in an inhomogeneous manner, and the overall terrain is here referred to as a "macromélange" of tectonic origin. The basement has experienced two phases of deformation, the first phase involved the extensive imbrication and overthrusting of the three units from north to south, and the second involved transposition and folding of the existing thrust envelopes and resulted in east-west shortening of the basement terrain. From both the lithologic and structural framework of the basement it can be concluded that the terrain is representative of an arc-trench-gap environment, situated between a plutonic/volcanic arc and a subduction zone along the ancestral Pacific margin of Gondwanaland during the latest Paleozoic or earliest Mesozoic.

## INTRODUCCION

El Archipiélago Madre de Dios se extiende entre las latitudes 50° y 50° 50'S y constituye uno de los archipiélagos mayores, más occidentales de la Patagonia. Extendiéndose al sur del Golfo de Trinidad y limitado hacia el este por el Canal Concepción, está constituido por dos grandes islas: la isla Madre de Dios, al norte, y la isla Duque de York, separadas ambas por el Canal Oeste. Las islas, de abrupta topografía y cumbres desnudas, que se elevan a más de 1.000 m s.n.m., aparecen recordadas por profundos fiordos y estrechos canales que limitan numerosas islas e islotes menores. De una de ellas, Guarello, único lugar habitado de la región, se extraen las calizas utilizadas por la Compañía de Acero del Pacífico (CAP) en la usina de Huachipato. El Archipiélago Madre de Dios constituye sólo un segmento de la región costera de la Patagonia occidental donde aparecen rocas pertenecientes al llamado "basamento" pre-jurásico superior (Halpern, 1973; Dalziel y Elliot, 1973, Dalziel, en prensa), que se extiende a lo largo de la costa del Pacífico desde la isla Mornington (49° 40'S) hasta la isla Desolación, en la boca occidental del Estrecho de Magallanes. Limitado a una estrecha franja desarrollada entre el océano y el Batolito Patagónico (de Witt, 1977; Stern y Stroup, en prensa) este "basamento", constituido por rocas débilmente metamorfozadas del Paleozoico superior, incluye a calizas masivas con fusulínidos, sedimentos flyschoides y niveles de basaltos en almohadilla asociados con cherts radiolaríticos. Si bien trabajos recientes (Dalziel y otros, 1974; Dalziel, en prensa) han sugerido que esas rocas podrían representar una asociación de arc-trench gap de edad pre-jurásica, no se conocían ni el detalle de la estratigrafía ni los rasgos estructurales mayores de la zona, los que habrían permitido verificar con precisión

esa interpretación. Las referencias previas sobre la geología de Madre de Dios son, en su mayoría, de orden paleontológico, con énfasis en los fusulínidos que se encuentran en las calizas del Paleozoico superior (Douglass y Nestell, 1976). Sólo el trabajo de Cecioni (1955) constituyó un primer intento de establecer la estratigrafía regional. En este artículo presentaremos los resultados estratigráficos y estructurales obtenidos después de varios meses de trabajo de campo en la región, los que trataremos de interpretar dentro del amplio marco de referencia ofrecido por la teoría de la tectónica de placas.

El Batolito Patagónico constituye la mitad oriental de la isla Madre de Dios donde el contacto con las rocas del "basamento" se presenta con dirección noreste, atravesando hacia el sur el Canal Oeste por la extremidad nor-oriental de la isla Duque de York (Fig. 1). En las cercanías del contacto, las rocas del basamento presentan efectos metamórficos: calizas transformadas en mármoles y sedimentitas clásticas, en rocas córneas. El Batolito Patagónico es una unidad homogénea de rocas granodiorítico-tonalíticas de afinidades calco-alcalinas (Suárez, 1977; Stern y Stroup, en prensa) cuya intrusión se habría producido por pulsos magmáticos desarrollados entre el Jurásico medio-superior y el Terciario (Halpern, 1973). Formando una franja continua de afloramientos en el borde pacífico de Chile austral, entre la Península de Taitao (46° S) y el Cabo de Hornos (56° S), interpretaciones recientes (Suárez y Petigrew, 1976; Bruhn y Dalziel, 1977) lo consideran como las raíces erodadas de un arco pluto-volcánico ensiálico, originado por subducción de la corteza pacífica bajo el borde sudamericano, del cual estuvo separado por una cuenca marginal ("marginal basin") que

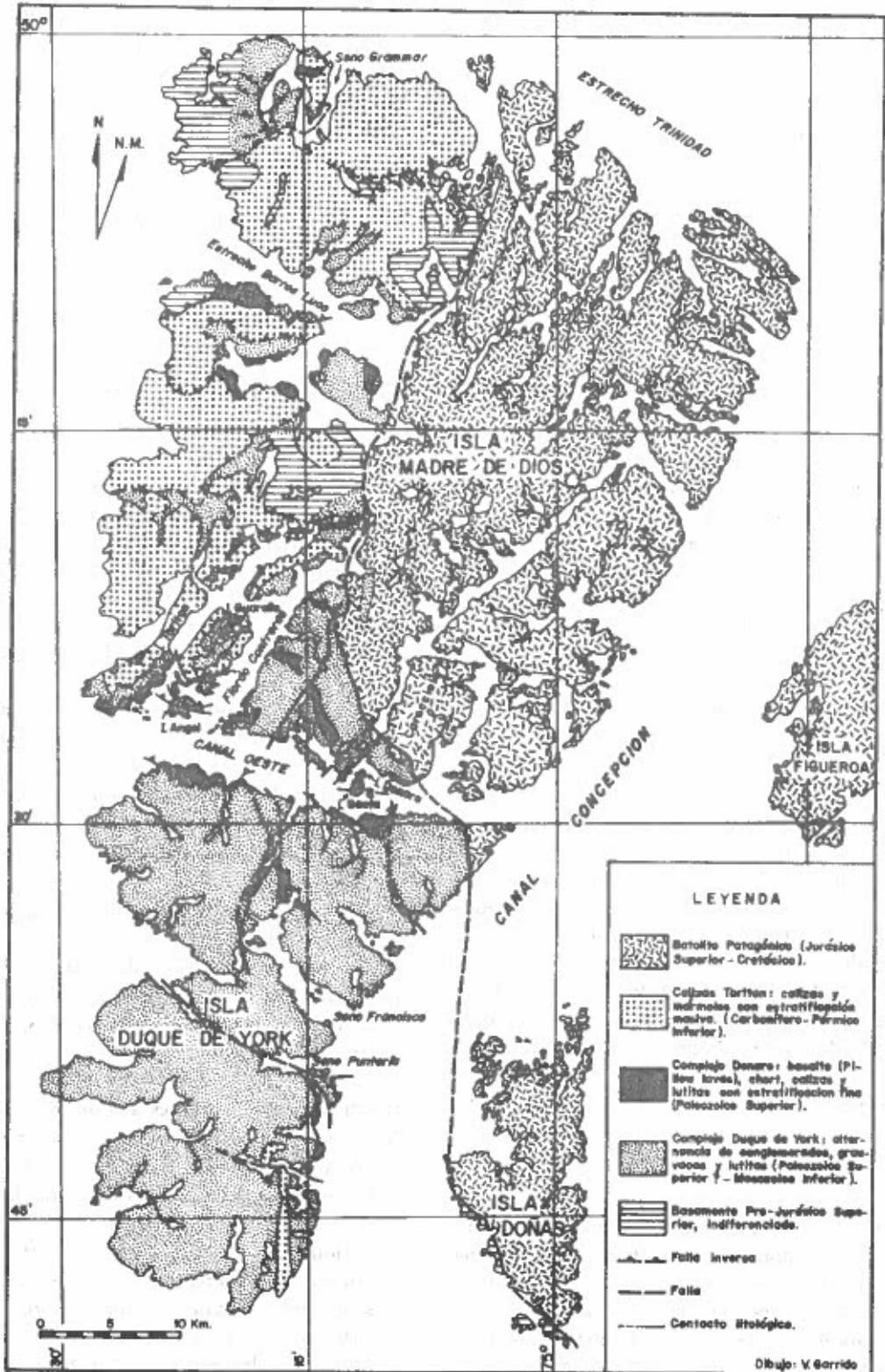


Figura 1.- MAPA GEOLOGICO SIMPLIFICADO DEL ARCHIPIELAGO MADRE DE DIOS, MAGALLANES.

tuvo, al menos en parte, un fondo de corteza oceánica. Esta se habría formado por ruptura del borde continental durante el Jurásico medio-superior y cerrado como consecuencia de un episodio de deformación ocurrido en el Cretácico medio (Bruhn y Dalziel, 1977).

El "basamento" de Madre de Dios pertenece entonces, al zócalo del sistema arco volcánico-cuenca marginal, el cual lo separa de rocas probablemente equivalentes, en sentido geotécnico, como las que afloran en la Cordillera Darwin,

Tierra del Fuego (Kranck, 1932, Dalziel y Cortés, 1972). Las dataciones radiométricas Rb/Sr efectuadas por Halpern (1973) en los granitoides del Batolito Patagónico que afloran en el Archipiélago Madre de Dios (Isla Caracciolo =  $120 \pm 8$  m.a.; Isla Duque de York:  $125 \pm 8$  m.a.) o en áreas cercanas (Isla Froilán)  $132 \pm 6$  m.a.), imponen una edad pre-jurásica superior para las diferentes unidades que constituyen el "basamento" en esa región.

## ESTRATIGRAFIA DEL "BASAMENTO" DE MADRE DE DIOS

Ocupando la mitad occidental de la isla Madre de Dios y, prácticamente, toda la extensión de la isla Duque de York, las rocas del "basamento" se caracterizan por una intensa deformación, que dificulta el análisis estratigráfico de las diversas litologías que lo constituyen, ya que la mayor parte de los contactos entre unidades litológicas es de naturaleza tectónica. Debido a estas razones, no es posible utilizar la nomenclatura estratigráfica clásica, al analizar las rocas que constituyen el basamento de Madre de Dios. Para efectos de descripción, utilizamos entonces el concepto de "complejo" (en el sentido de Conelly, 1978) bajo el cual agrupamos ya sea a unidades de roca litológicamente homogéneas o bien a asociaciones de rocas litológicamente heterogéneas que guardan, sin embargo, algún grado de continuidad estratigráfica y/o similitud de origen. En el área de Madre de Dios se distinguen, así, tres de estas grandes unidades: calizas Tarlton, Complejo Duque de York y Complejo Denaro, cuya caracterización se efectúa a continuación.

### CALIZAS TARLTON

En las islas Madre de Dios, Tarlton y, en menor grado, en Duque de York, Caracciolo y Doñas aparecen cuerpos masivos de calizas y mármol, constituyendo grandes bloques resistentes y desprovistos de vegetación que se elevan casi verticalmente desde el nivel del mar hasta alturas cercanas a los 1.000 m. Cecioni (1956) incluyó la mayoría de estos cuerpos aflorantes en la ve-

cinidad de la Isla Guallo, dentro de lo que él denominó Formación Seno Eleuterio. Sin embargo, la inclusión de lutitas y areniscas dentro de esa unidad se contrapone con nuestra interpretación de las relaciones de terreno. La mayoría de los contactos entre las calizas masivas y las unidades clásticas parecen ser de naturaleza tectónica. Por esta razón, y el hecho adicional de que un tipo completamente diferente de calizas aparece asociado con los basaltos y cherts del Complejo Denaro, agrupamos las calizas masivas dentro de una unidad que denominaremos Calizas Tarlton, ya que utilizamos los afloramientos en Islas Tarlton (Fig. 1) para definir sus características principales.

Las Calizas Tarlton expuestas a lo largo del eje mayor de Isla Tarlton, forman una dorsal gris desprovista de vegetación, de 10 km de longitud por 1 a 2 km de ancho y que se eleva a un máximo de 900 m sobre el nivel del mar. A lo largo de su borde oriental estas calizas están en contacto estratigráfico con una serie de sedimentitas flyschoides pertenecientes al Complejo Duque de York. En el punto donde este contacto intersecta la costa oriental de la Isla Tarlton, 4,5 Km al sur del extremo septentrional de la isla, las Calizas Tarlton poseen una sección, de 10 m de espesor, de calcarenitas y margas bien estratificadas que contienen abundantes restos fósiles de gastrópodos, crinoides, corales y braquiópodos. Los fósiles han sido conservados por silicificación, preservándose sólo las estructuras generales. El resto del cuerpo de calizas está constituido por rocas calcáreas masivas, parcialmente recristalizadas y

en las cuales es difícil reconocer la estratificación, la que es así fácil de confundir con elementos de fábrica estructurales. Sin embargo, desde cierta distancia, se pueden observar trazas de superficies plegadas, las cuales, examinadas de cerca, corresponden algunas veces a planos de estratificación, marcados por ligeros cambios litológicos.

La inspección microscópica de las calizas permite observar que ellas están recrystalizadas en grado variable. En las partes menos recrystalizadas, éstas se componen de una matriz micrítica con aloquímicos de fusulínidos, restos fósiles varios, minerales detríticos como cuarzo, calcita, feldespatos y fragmentos poliminerálicos de rocas. Debido a la fuerte deformación dúctil que afecta a las Calizas Tarlton, la falta de criterios de polaridad sedimentaria y los límites tectónicos que las separan de los otros dos Complejos, ha sido difícil determinar la base, techo y espesor de esta unidad que, en todo caso debe superar los 500 m de potencia. El hecho que, en algunos puntos (Seno Grammar, Seno Eleuterio, Tabla I) aparezcan delgadas franjas de esquistos verdes o basaltos en almohadilla asociados con cherts radiolaríticos, tectónicamente intercalados a lo largo de los planos de sobreescurreamiento que afectan a las Calizas Tarlton, sugiere que el zócalo sobre el cual éstas se depositaron pudo haber sido de naturaleza oceánica. Esta hipótesis se vería confirmada al considerar que, en un pequeño islote al oeste de Guarello, las calizas Tarlton parecen descansar en posición estratigráfica normal sobre "rocas verdes" y sedimentitas silíceas.

De las tres unidades que constituyen el "basamento" en el Archipiélago Madre de Dios, los límites de edad de las Calizas Tarlton son los mejor conocidos. Estos límites han quedado definidos en base al trabajo efectuado sobre la fauna de fusulínidos, los que fueron reconocidos, en primer lugar, por J. Tavera (*en* Cecioni, 1955). A pesar que varios especialistas han identificado diversas formas de fusulínidos del Paleozoico superior en muestras provenientes de Madre de Dios (Calizas Tarlton), el trabajo más reciente y completo acerca de los fusulínidos es aquel de Douglas y Nestell (1972). Estos autores identifican una fauna de fusulínidos con 11 géneros y 23 especies que se desarrollaron entre el Carbonífero superior-Pérmico inferior.

Según Dalziel (*en* prensa) estas "calizas con fusulínidos" de Madre de Dios podrían represen-

tar, ya sea, a depósitos carbonatados de muy poca profundidad acumulados sobre un "primer arco" no volcánico (en el sentido de Karig, 1970) situado en el borde continental de Gondwana, o bien a una "plataforma tipo Bahamas" relacionada, de algún modo, al océano paleo-Pacífico e incorporada por colisión posterior al borde sud-americano. Como las evidencias de terreno señalarían que las Calizas Tarlton se habrían depositado sobre un zócalo "oceánico", esta segunda hipótesis parece más probable.

#### COMPLEJO DUQUE DE YORK

En prácticamente todas las Islas del Archipiélago, existen extensas zonas donde afloran sedimentitas clásticas, pobremente seleccionadas e inmaduras de carácter flyschoides. En la Isla Duque de York, esos sedimentos constituyen más del 80% de la superficie, por lo cual usamos esa isla para definir las características principales de esta unidad.

Como revela el examen del mapa geológico (Fig. 1), el Complejo Duque de York forma una especie de "matriz" que engloba tectónicamente a muchos pequeños cuerpos del Complejo Denaro y Calizas Tarlton pero, además de la incorporación tectónica de esos bloques litológicos, el Complejo en sí mismo aparece imbricado de una manera compleja debido a lo cual es poco lo que se puede deducir, en forma definitiva, acerca de la estratigrafía original del mismo o de sus relaciones primarias con las otras dos unidades de la zona. Generalmente, las sedimentitas corresponden a una secuencia monótona, donde alternan los niveles de lutitas, areniscas y conglomerados. En partes, secuencias de capas aisladas, menores que 1 m de espesor, presentan estructuras tales como estratificación gradada, "convolute bedding", marcas de fondo y típicas sucesiones de Bouma, dentro de los estratos individuales.

Las areniscas son típicas grauvacas, constituidas por elementos líticos y granos de cuarzo-feldespatos, pobremente seleccionados y de formas subangulares. Los componentes líticos pueden ser clastos de volcanitas ácidas o fragmentos de sedimentitas indiferenciables de los tipos sedimentarios que constituyen el Complejo Duque de York. Los conglomerados son de naturaleza variable. Las capas de conglomerados menores que unos pocos metros de espesor corresponden, generalmente, a conglomerados intraformacionales con fragmentos ("ripup clasts") de lutitas y limolitas así como algunos clastos de los sedimentos más

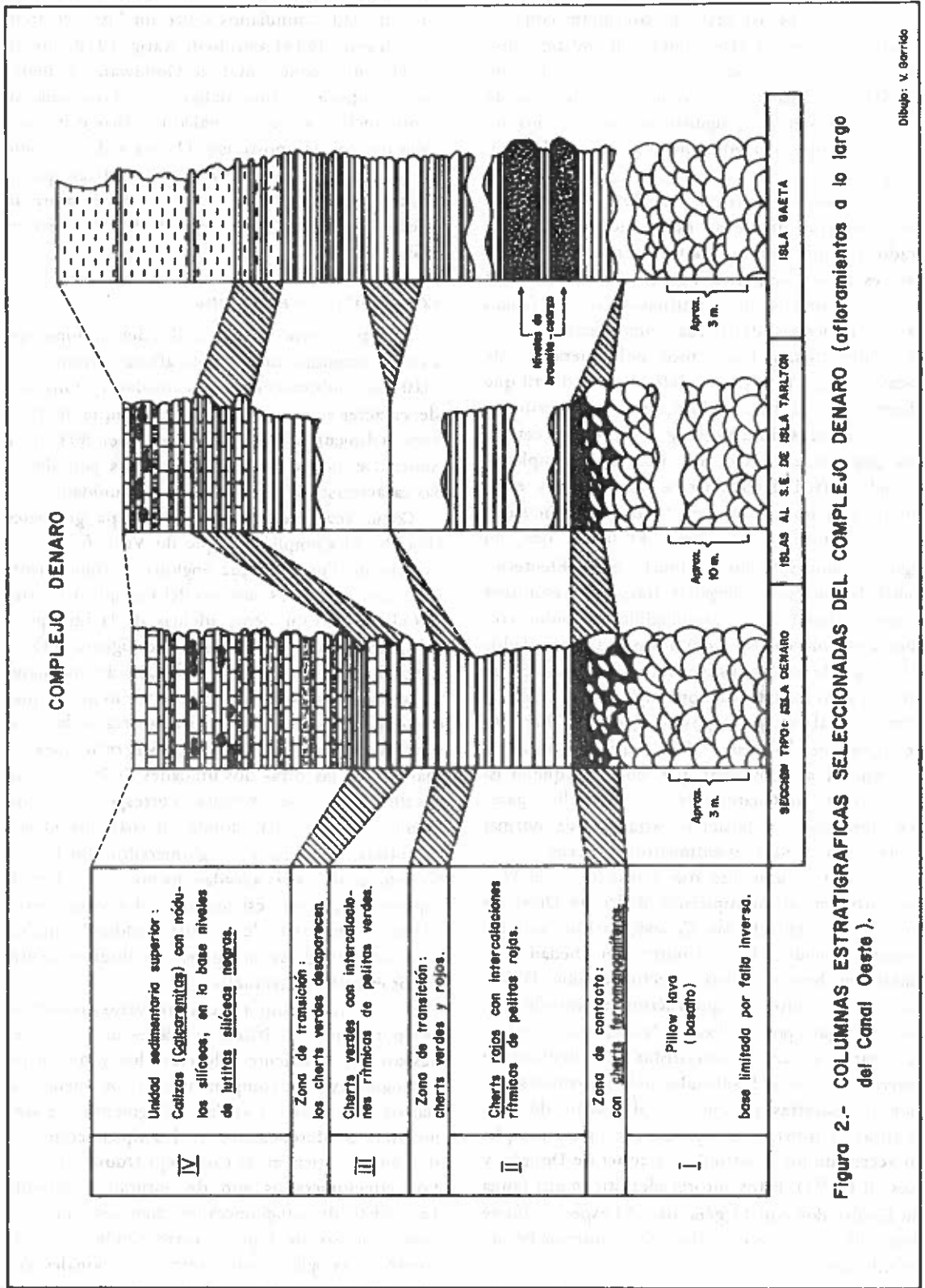


Figura 2.- COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS SELECCIONADAS DEL COMPLEJO DENARO (afloramientos a lo largo del Canal Oeste).

Dibujó: V. Garrido

gruesos. Otros horizontes conglomerádicos, cuyo espesor varía entre unos pocos metros a varios cientos de metros, contienen clastos de origen exótico e intraformacional. Los clastos exóticos son típicamente bien redondeados y la mayoría corresponde a volcanitas ácidas. En algunos casos, se observan asimismo, clastos de calizas y chert. Fuera de esos tipos de conglomerados, que presentan un amplio rango en el tamaño de los clastos, existen conglomerados de naturaleza diamictica. La mayoría de éstos posee una matriz arcillosa que encierra clastos subangulares a redondeados de rocas calcáreas, areniscas o lutitas. Una de las diamictitas que aflora en el Estrecho Barros Luco (costa occidental de la Isla Madre de Dios) contiene clastos sedimentarios caóticamente deformados y muestra estratificación turbulenta correspondiendo, probablemente a un olistostroma.

La presencia de intervalos turbidísticos y olistostromas señala el carácter inestable del medio general de sedimentación, mientras que la naturaleza félsica de los clastos volcánicos, en las areniscas y conglomerados, indica la proximidad de un terreno volcánico de probables afinidades calcoalcalinas. Pese a que, hasta ahora, no se han encontrado fósiles guías en el Complejo Duque de York, el contacto intrusivo del Batolito Patagónico impone una edad pre-jurásico superior (ver Fig. 1). La inclusión de clastos de calizas y chert que poseen características similares a las de las Calizas Tarlton y Complejo Denaro, sugiere que la edad del Complejo Duque de York sería, al menos en parte, ligeramente más joven que las otras dos unidades. Además, en un sector (Seno Palo-Pico York, Tabla 1), las areniscas y lutitas descansan en forma normal sobre cherts radiolaríticos pertenecientes al Complejo Denaro, mientras que en Isla Tarlton éstas parecen suceder estratigráficamente a las Calizas Tarlton. Como las Calizas Tarlton y el Complejo Denaro poseen fusulinidos, la edad del Complejo Duque de York estaría comprendida en el lapso entre el Pérmico inferior y el Mesozoico inferior.

Según Dalziel (en prensa), secuencias similares al Complejo Duque de York, que aparecen como constituyentes del "basamento" pre-jurásico en la región del Arco de Escocia, representarían a depósitos turbidíticos acumulados, ya sea en la fosa o al pie del talud continental o bien, en "perched basins" sobre el continente, en el frente

oceánico de un arco volcánico. En todo caso, es evidente que, el material detrítico que se observa en las sedimentitas del Complejo Duque de York, se derivan de la erosión de rocas graníticas y volcanitas ácidas, que señalarían la proximidad de un arco pluto-volcánico, activo o extinto, lo que favorecería la idea que estas rocas pudieran haberse depositado dentro de un ambiente general de tipo "fore-arc".

#### COMPLEJO DENARO

De las tres unidades litológicas mayores del Archipiélago Madre de Dios, el Complejo Denaro es, sin duda, la más interesante desde el punto de vista estratigráfico ya que representa una asociación de basaltos toleíticos, cherts y calizas cuya estratificación hemos podido reconstruir, en parte, a pesar de la intensa deformación general de la región. En las diversas islas del archipiélago y agrupados, sobre todo, a lo largo del Canal Oeste, aparecen cerca de 15 afloramientos de estas rocas, las que constituyen bloques tectónicos limitados por cabalgamientos. Estos se disponen sobre (o entre) rocas pertenecientes al Complejo Duque de York o Calizas Tarlton. En la Tabla 1 aparece una lista de estos bloques, donde se ilustra la estratigrafía general y relaciones estructurales de las rocas que los constituyen. No en todos los bloques es posible encontrar los diversos tipos litológicos que caracterizan al Complejo Denaro, los que pueden no aflorar debido, ya sea a causas tectónicas (en los bloques Grammar y Eleuterio aparecen sólo basaltos) o a cambios de facies (en Pico York no afloran los niveles calcáreos superiores). La sección más completa de esta unidad, que hemos escogido para caracterizarla, está expuesta en la Isla Denaro (costa norte del Canal Oeste), donde una secuencia ininterrumpida, que va desde basaltos en almohadillas hasta calizas, aparece repetida tectónicamente tres veces. En la Fig. 2 se ha representado una columna estratigráfica levantada en Isla Denaro, así como otras dos que hemos medido: una en Isla Gaeta, al sur inmediato de Isla Denaro, y otra en los pequeños islotes situados al sureste de Isla Tarlton, cerca de la boca occidental del Canal Oeste (Fig. 1).

En forma esquemática, el Complejo Denaro corresponde, en esas localidades, a una secuencia estratigráfica en la cual se reconocen 4 miembros principales.

- Un nivel basal (I) constituido por basaltos con estructuras en almohadilla, de espesor desconocido (los contactos basales son siempre de naturaleza tectónica), recubiertos por una capa irregular de cherts metalíferos rojos, cuyo espesor varía desde algunos centímetros hasta 1-2 m de potencia.
- Una sección intermedia (niveles II y III) formada por sedimentitas silíceas biogénicas. Estas se inician con niveles bien estratificados de cherts radiolaríticos rojos (II), en capas regulares entre 5 a 30 cm de espesor, separadas por delgados niveles de pelitas rojas, a las cuales sucede, progresivamente, una sección constituida por cherts holosilíceos verdes (III) los que, a menudo, muestran una pátina amarillenta de alteración. El espesor total de los niveles de cherts varía entre 30 y 60 m.
- Un nivel superior (IV) de calizas grises, bien estratificadas, con nódulos e intercalaciones silíceas, en cuya base aparece, a menudo, un nivel de lutitas silíceas negras. Así como ocurre con el nivel I, el espesor de este nivel es desconocido ya que se ve cortado por la tectónica posterior. En todo caso, la sección expuesta alcanza valores de hasta 50 m de espesor.

#### PETROGRAFIA Y MINERALOGIA

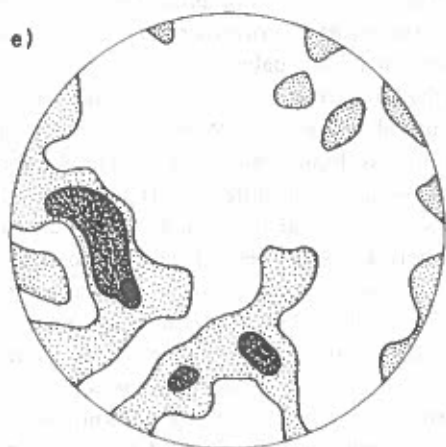
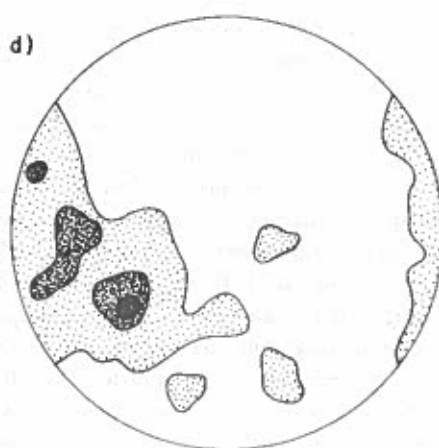
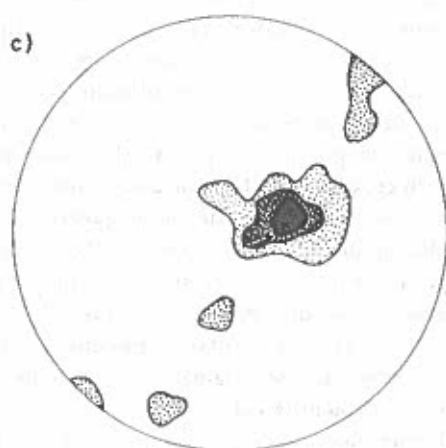
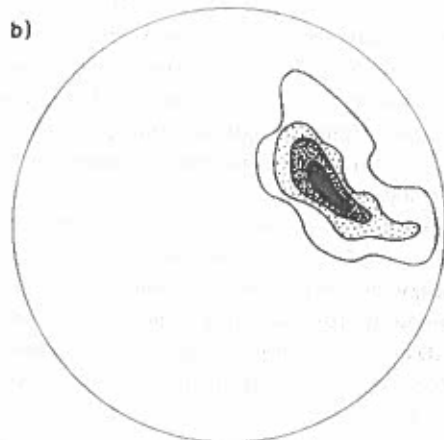
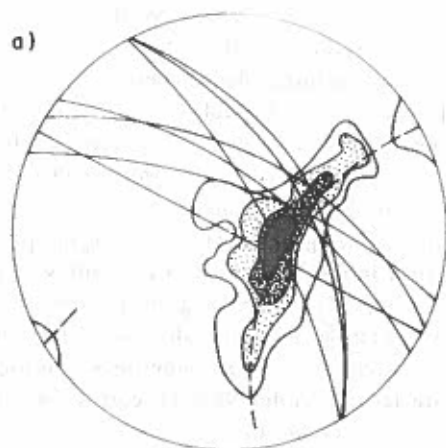
Los basaltos del Nivel I corresponden a rocas de color verde, en las cuales es frecuente observar estructuras de almohadillas bien desarrolladas, encontrándose entre ellas nódulos e inclusiones de cherts metalíferos rojos (Pico York, Oeste, en Tabla 1). En otros bloques Grammar, Eleuterio, los basaltos están transformados a esquistos dinámicos, que afloran a lo largo de zonas de cabalgamientos en las Calizas Tarlton; en un punto (Seno Eleuterio), fue posible observar estructuras de pillow-brechas. Los basaltos, bajo el microscopio, presentan una fuerte alteración, a pesar de lo cual se pueden reconocer, en algunos casos, los antiguos fenocristales de olivino (alterados a bowlingita) y clinopiroxeno en una masa fundamental con microlitos de plagioclasa, donde abunda la iddingsita. El análisis de una muestra de basalto con poca alteración, de la isla Duque de York (hervé y otros, 1976), se ubicaría dentro del campo toleítico según Irvine y Baragar (1971), lo que se ve confirmado por la distribución de elementos inmóviles (Zr, Ti, Y) que, según

Pearce y Cann (1973), señalarían también afinidades toleíticas abisales (Forsythe en prep.). Estos basaltos podrían representar la parte superior de un antiguo fondo oceánico. Si aceptamos esto, sería posible explicar el origen de la abundante cantidad de pirita diseminada en ellos, como mineralización ligada a sistemas convectivos hidrotermales, que afectarían al piso oceánico en las cercanías de las dorsales donde éste se generó (Bonatti, 1975; Rona, 1978).

Los cherts "metalíferos" constituyen un nivel que aparece prácticamente en todos los bloques, constituyendo el techo de los basaltos del Miembro I: se trata de rocas densas, de color generalmente rojo, que presentan casi siempre una pátina negra brillante de minerales metálicos. El examen microscópico revela una matriz fina de cuarzo, en la cual aparece una gran cantidad de minerales opacos. Los análisis de difracción de rayos X revelan que, además del cuarzo, existe siguiéndole en importancia, una cantidad apreciable de hematita, acompañada, en algunas muestras, de indicios de braunita, mineral que es, sin embargo, el constituyente esencial de las dos capas mangáníferas intercaladas en los cherts rojos del Nivel II, en Isla Gaeta (Fig. 2). Depósitos similares, de origen hidrotermal, enriquecidos en Fe y Mn recubren, en muchos lugares, a las lavas almohadilladas, que constituyen la parte superior de complejos ofiolíticos, como ocurre en los Apeninos (Bonatti y otros, 1976), Chipre (Robertson y Hudson, 1974), Siria (Parrot y Delaune-Mayer, 1974) y se encuentran, asimismo, sobre la corteza oceánica actual (Bostrom y Peterson, 1969; Dymond y otros, 1973). Hay que hacer resaltar el hecho que el Mn aparezca en forma de braunita  $[(Mn, Si)_2O_3]$  en los cherts metalíferos del Complejo Denaro, ya que éste es un mineral que no ha sido encontrado en los depósitos metalíferos de los acéanos actuales, donde el Mn se presenta, generalmente, bajo la forma de óxidos o hidróxidos. Se presume que la braunita se forma a partir de reacciones post-depositacionales, entre esos minerales primarios de Mn y sílice, que se acumuló en estrecha relación con las fases mangáníferas. La reacción que da origen a la braunita se produciría, según Bonatti y otros (1976) durante un período de metamorfismo leve, como el que parece haber afectado a las rocas del Complejo Denaro.

Los cherts rojos del Nivel II que descansan sobre los cherts metalíferos, aparecen en capas





- a) Charnelas de pliegues en cherts; 25 puntos, contornos a 4, 8, 12, 16 %. Planos: cizallas 2ª fase de deformación.
- b) Intersecciones cizaja-estratificación; 30 puntos, contornos a 2, 9, 15, 22 %.
- c) Intersecciones cizaja-cizaja; 24 puntos, contornos a 4, 12, 20 %.
- d) Polos de cizaja en la región de Seno Francisco (I. Duque de York); 37 puntos, contornos a 2, 7, 14 %.
- e) Polos de estratificación Seno Francisco, contornos a 2, 7, 14 %.

Figura 3.- ESTEREOGRAMAS DE ALGUNOS ELEMENTOS ESTRUCTURALES OBSERVADOS EN EL ARCHIPIELAGO MADRE DE DIOS.

deciométricas con buena estratificación, entre las cuales se disponen delgados niveles pelíticos rojos. Estas rocas se caracterizan por una gran abundancia de tests de radiolarios esféricos rellenos por cuarzo microcristalino o calcedonia, dispuestos en una matriz argilo-ferruginosa rojiza, en la cual es posible encontrar pequeñas suturas microestilíticas. En algunos casos, los radiolarios, que pueden constituir más del 60% de la roca, corresponden a formas esféricas, conservan incluso restos de su ornamentación original mientras que, en otros, presentan formas elipsoidales de deformación ligadas a la tectónica posterior. Los cherts rojos corresponden a cherts primarios biogénicos, originados por la acumulación sobre el fondo oceánico de restos silíceos derivados de la actividad biológica, en las aguas superficiales. En casi todos los casos los cherts presentan una fábrica interna homogénea, característica de depósitos del tipo de los "rain cherts" descritos por Nisbet (1977). Solamente en un lugar (Isla Angel) fue posible observar cherts rojos laminados, con características similares a los cherts retrabajados por corrientes de turbidez mencionados por Nisbet y Price (1974), lo que indicaría ligeros fenómenos de erosión submarina. Los cherts verdes (Nivel III) difieren de los del Nivel II ya que presentan una mineralogía prácticamente holosilíceá. Bajo el microscopio aparece sólo una masa homogénea de sílice cripto a microcristalina translúcida y de aspecto "vítreo" que contiene impresiones muy difusas ("ghosts") de radiolarios esféricos. Esto indica que, si bien estas rocas tuvieron un origen similar a los cherts rojos del Nivel II, la recristalización diagenética alcanzó en ellas un grado notablemente más avanzado.

Tanto los cherts rojos como los cherts verdes del Nivel III, se presentan atravesados por numerosas venillas secundarias de cuarzo-calcedonia las que, en algunos casos, llegan a ser tan abundantes que dan a la roca un aspecto "brechoso". Junto al cuarzo en esas venillas, o formando parte de otras familias de venillas, es frecuente encontrar minerales como clorita, sericita y calcita. La sericita aparece, en algunos casos, no sólo en venillas sino que se puede encontrar diseminada en la "matriz" de los cherts. Esta mineralogía se ve confirmada gracias a los análisis de difracción donde encontramos bien desarrollados los "peaks" de los dos primeros minerales, en conjunto con trazas de feldespatos. Es evidente entonces que la mineralogía y fábrica original de estas rocas ha sido alte-

rada por fenómenos ligados probablemente a un metamorfismo de muy bajo grado, el que no fué capaz, en todo caso, de obliterar la estructura y mineralogía primaria de los cherts.

El Nivel IV del Complejo Denaro presenta, casi siempre, en su base un nivel de lutitas silíceas de espesor variable, entre uno a varios metros, al cual sucede una sección de hasta más de 30 m de espesor de calizas grises. Las lutitas negras presentan delgadas intercalaciones de calcarenitas y, en Isla Gaeta (Fig. 2), alcanzan gran desarrollo, ya que constituyen la totalidad del Nivel IV, sin que allí afloren las calizas superiores. Petrográficamente las calizas del Nivel IV corresponden a calcarenitas o calciruditas que, en algunos sectores, se presentan dolomitizadas en grado variable. Al microscopio, están constituidas por un empaquetamiento compacto de elementos tales como fragmentos de rocas calcáreas (oosparitas, pelsparitas, biomicritas) y abundantes restos orgánicos (algas, briozoos, equinodermos, fusulínidos y foraminíferos varios, gastrópodos, corales) cementados generalmente por microesparita. El examen preliminar efectuado por R. Douglass (com. escrita) de muestras provenientes de los pequeños islotes situados al sureste de Islas Tarlton (Oeste 3) revela la presencia de varias formas de fusulínidos y otros foraminíferos del Pérmico inferior. Las calizas del Nivel IV representan seguramente a rocas "alóctonas" que se originaron a partir de la erosión de elementos calcáreos característicos de un ambiente marino de poca profundidad, arrastrados fuera de su lugar de origen hacia una zona más profunda.

Resumiendo, el Complejo Denaro es una unidad que registra procesos sedimentarios ocurridos sobre un zócalo paleo-oceánico representado por los basaltos toleíticos en almohadilla del Nivel I y su cobertura "metálfera", resultante ésta de fenómenos hidrotermales, probablemente, similares a los que se producen en la actualidad, relacionados a la actividad existente en dorsales oceánicas activas. Sobre este fondo paleo-oceánico se depositaron los cherts biogénicos rojos y verdes de los Niveles II y III, sedimentos pelágicos con radiolarios que indican francas condiciones oceánicas. Esta sucesión de facies pelágicas fue recubierta por las calcarenitas y calciruditas del Nivel IV, que indican la proximidad de una zona donde existía una vigorosa acumulación de carbonatos, la que podría corresponder a la representada, actualmente, por las Calizas Tarlton.

## GEOLOGIA ESTRUCTURAL

La yuxtaposición tectónica regional de las tres unidades que constituyen el basamento del Archipiélago Madre de Dios así como la fábrica interna discontinua de los bloques tectónicos individuales puede ser descrita como una "macromélange" de origen tectónico. La presencia de contactos tectónicos entre la mayor parte de las unidades litológicas así como la extrema variabilidad en los estilos de deformación, ha hecho difíciles los estudios estructurales. A pesar que presentaremos algunas conclusiones acerca de la geometría y cinemática de la deformación, una interpretación palimpástica completa es imposible.

Las Calizas Tarlton, por ejemplo, han sido plegadas de manera dúctil y caótica dentro de cada uno de los bloques limitados por cabalgamientos. Tanto en afloramientos como en las secciones delgadas se pueden observar "strain markers" no deformados, tales como placas de crinoídeos, en zonas sin fábrica estructural que se sitúan en estrecha proximidad con áreas extremadamente plegadas y foliadas.

El Nivel basáltico del Complejo Denaro exhibe también el mismo grado de variabilidad estructural. Estructuras de almohadillas bien conservadas pueden encontrarse a sólo unas pocas decenas de metros de esquistos de clorita-epidota-sericita intensamente foliados. El grado de deformación no varía de ninguna manera sistemática. A menudo la deformación más intensa aparece dentro de los bloques tectónicos y no en las zonas de contacto entre ellos.

Las rocas flyschoides del Complejo Duque de York contienen pocos "strain markers" y cualquier conclusión acerca del grado de deformación debe derivarse de consideraciones espaciales basadas en los sistemas de clivaje y fractura. Sin embargo, como ocurre en las otras dos unidades, el grado de deformación para una litología dada, como las de lutitas, varía desde afloramientos que presentan sólo algo más que un clivaje incipiente hasta zonas con un clivaje de pizarra bien desarrollado.

A pesar de las características variables de los elementos de fábrica en la región, hemos podido distinguir dos importantes características regionales en la deformación. La primera es que, en

la mayor parte de los casos, los contactos tectónicos entre litologías, así como muchas superficies de imbricación internas, aparecen con una inclinación entre 30 y 80 grados hacia el norte. Esta congruencia regional de superficies de cabalgamiento inclinadas hacia el norte, se ve reforzada por las relaciones estratigráficas encontradas en las zonas imbricadas del Complejo Denaro. Como ya se dijo, el Nivel basáltico (I) del Complejo Denaro fue cubierto por cherts metalíferos y la secuencia de cherts rojos y verdes (II, III). En casi todos los casos esas unidades se suceden unas a otras hacia el norte, fenómeno que apoya la idea de una asimetría regional en los cabalgamientos desde el norte hacia el sur. Estas relaciones aparecen ilustradas de manera esquemática en la Tabla 1. También la mayoría de las charnelas de pliegues, lineaciones y "boudins" relacionados con los cabalgamientos, se inclinan fuertemente hacia el noroeste en cada una de las escamas. En consecuencia, el origen más probable del aspecto de "mélange" del basamento de Madre de Dios estaría relacionado con cabalgamientos dirigidos de norte a sur.

La segunda característica tectónica mayor del Archipiélago Madre de Dios es la presencia de, por lo menos, dos fases de deformación. Esta conclusión se deriva, principalmente, de la presencia de fábricas múltiples en muchos de los bloques del Complejo Denaro. Normalmente, los niveles de cherts aparecen intensamente plegados, y los intervalos pelíticos, entre las capas de chert, desarrollan clivajes subparelelos a la estratificación. Sobreponiéndose al intenso plegamiento y clivaje de pizarra aparece un segundo clivaje que, generalmente, corresponde a un clivaje de fractura espaciado. Este corta, a menudo, ambos flancos de los pliegues tempranos.

Los estereogramas (a), (b) y (c), en la figura 3 ilustran un ejemplo de las dos fases de deformación sobrepuestas. Los datos fueron recolectados en el bloque Contreras del Complejo Denaro el que, en su borde oriental, se presenta como una escama de cherts verdes y rojos intensamente plegados que descansan sobre las sedimentitas del Complejo Duque de York. La envolvente del cabalgamiento aparece plegada en esa zona, en torno

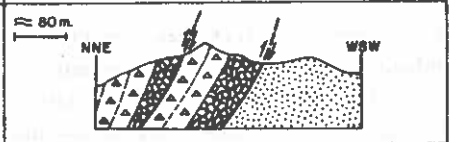

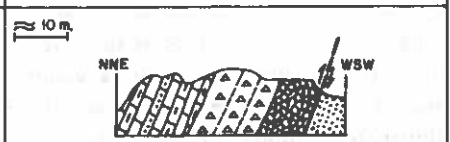
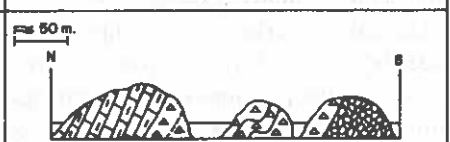
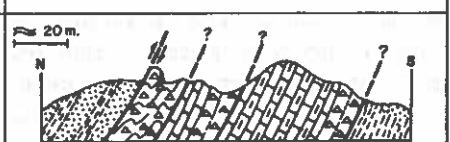



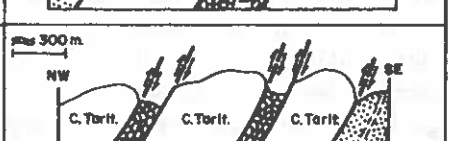
NOMBRE DEL BLOQUE Y UBICACION	LITOLOGIA *	Dirección (rumbos) del bloque.	RELACIONES ESTRUCTURALES **
1 <b>PUNTERIA:</b> Fiordo Punteria, costa SW de la Isla Duque de York.	II, III, IV (cal.)	N-S	Fuerte transposición secundaria y fuerte desarrollo de estructuras facoides (lenticulares).
2 <b>PICO YORK:</b> Costa Este de Seno Paio hasta el Pico York, sector N de Isla Duque de York.	I, II, III, ? IV (lut.)	NNW-SE	
3 <b>OESTE 1:</b> Costa Sur del Canal Oeste (Isla Duque de York) al Sur de Isla Guairella.	I, II, III	E-W	
4 <b>OESTE 2:</b> Costa Sur del Canal Oeste al Sur de Isla Gaeta.	I, II, III, IV (cal.)	WNW-ESE	
5 <b>OESTE 3:</b> Islotes en Canal Oeste, al SE de Isla Tariton.	I, II, III, IV (cal.)	E-W	
6 <b>ANGEL:</b> Sector central de la Isla Angel, al Sur de la Isla Guairella.	II, III, ? IV (lut.)	E-W	
7 <b>DENARO:</b> Isla Denaro, al Sur de Isla Coraciolo.	I, II, III, IV (cal.)	NW-SE	
8 <b>GAETA:</b> Isla Gaeta, al Sur de Isla Denaro.	I, II, III, IV (lut.)	WNW-ESE	
9 <b>GRAMMAR:</b> Fiordo Grammar, costa Norte de la Isla Madre de Dios.	I, II (escaso)	E-W	
10 <b>ELEUTERIO:</b> Sector Norte de fiordo Eleuterio, Isla Madre de Dios.	I, II (escaso)	SW-NE	
11 <b>CONTRERAS:</b> Costa SE del Canal Contreras, cerca del Canal Oeste.	I, II, III, IV (cal.)	NNE-SSW	Zona cataclástica, fuerte desarrollo de estructuras facoides.

Tabla 1.- DESCRIPCION DE LOS BLOQUES DEL COMPLEJO DENARO

\* Los números romanos representan las mismas litologías que en la figura 2.

\*\*  Pillow-lava (basalto)  Cherts  Calizas  Complejo Duque de York  C. Tarit. Calizas Tariton

Dibujo: V. Garrido

a un plano axial definido por los pliegues menores y clivajes de la segunda fase de deformación (estos últimos son subparalelos a los planos axiales de los pliegues). En el estereograma (a) hemos representado las charnelas de pliegues tempranos en los cherts, las que no se ubican dentro del plano axial de los pliegues, ni tampoco sobre el plano de los clivajes de la segunda fase. Ellas se distribuyen, más bien, en una zona cónica alrededor del plano axial de los pliegues de la segunda fase. Además, las intersecciones estratificación-estratificación y estratificación-clivaje, representadas en los estereogramas (b) y (c), muestran en forma clara que la orientación de la estratificación y por lo tanto la de la envolvente del cabalgamiento, es consistente con una segunda fase de deformación, caracterizada por un doblamiento de esa envolvente alrededor del plano definido por los clivajes de la segunda fase. La charnela de la envolvente doblada aparece definida por los diagramas (b) y (c). Otros ejemplos de la segunda fase de deformación que plegó o transpuso diversas unidades tectónicas del Complejo Denaro pueden verse en los bloques Grammar, Angel, Pico York y Oeste 3.

A pesar que en el Complejo Denaro la superposición de elementos de fábrica relacionados con la segunda fase de deformación es obvia, esto no es el caso en terrenos adyacentes pertenecientes al Complejo Duque de York. Cuando aparecen clivajes en los componentes litológicos más finos del Complejo Duque de York éstos no difieren más de 10 grados de la estratificación y sólo en algunos casos aislados se observa más de un clivaje. A primera vista esto podría ser contradictorio con la fábrica observada en el Complejo Denaro. Los estereogramas (d) y (e), en la figura 3, señalan que la disposición de la estratificación y clivaje en una región donde aflora el Complejo Duque de York (Seno Francisco) es extremadamente variable, sin que ambos se distribuyan de alguna manera esta-

dísticamente significativa. Sin embargo, en ambos estereogramas existe una concentración máxima en el lugar donde debería esperarse un clivaje de segunda fase con la misma orientación de aquél observado en el Complejo Denaro. Por lo tanto, pese a que, desde un punto de vista clásico, aparece bien documentada una sola fase de deformación en el Complejo Duque de York, es razonable sugerir que la fábrica estructural temprana heterogénea, fué activada y modificada por una segunda fase de formación.

En conclusión, a pesar de la naturaleza heterogénea y discontinua del basamento en el Archipiélago Madre de Dios, las consideraciones anteriores sugieren que un primer período de cabalgamientos de norte a sur produjo lo esencial de la yuxtaposición tectónica entre las diversas formaciones y que, siguiendo a este período de cabalgamiento, los elementos de la primera fábrica estructural fueron plegados, transpuestos y activados por una segunda deformación que incluyó de alguna manera, acortamiento en sentido este-oeste.

La edad de las dos fases de deformación no está bien determinada. Con seguridad los cabalgamientos mayores se produjeron con posterioridad al Pérmico, ya que éstos afectan a cuerpos de calizas que contienen fusulínidos pérmicos. El contacto intrusivo del Batolito Patagónico señala un límite Jurásico superior para los cabalgamientos (Halpern, 1973). Los límites de edad son más difíciles de establecer para la segunda fase de deformación, ya que los elementos de fábrica, en parte, son subparalelos al contacto intrusivo del Batolito Patagónico. A pesar que, en algunas localidades, este cuerpo intrusivo corta a través de todas las fábricas estructurales, la naturaleza discontinua y heterogénea de la deformación hace que las conclusiones que se puedan sacar a partir de uno o dos afloramientos aislados sean extremadamente aventuradas.

## CONCLUSIONES

El basamento pre-Jurásico superior del Archipiélago Madre de Dios puede ser descrito como una "macromélange" de origen tectónico, con escasa continuidad estratigráfica o estructural, que está constituida por tres grandes unidades o "complejos" litológicos.

### a) Calizas Tarlton

Unidad de calizas masivas, parcialmente reemplazadas, y mármoles que contienen fusulínidos del Carbonífero superior al Pérmico inferior. Su base corresponde, probablemente, a un zócalo paleo-oceánico y aparecen cubiertas, al

menos en parte, por sedimentitas flyschoides pertenecientes al Complejo Duque de York. El espesor de las calizas es desconocido (más de 500 m).

#### b) Complejo Duque de York

Secuencia monótona de lutitas, grauvacas y conglomerados de carácter flyschoides. En ciertos lugares se apoya sobre las Calizas Tarlton o Complejo Denaro. Techo y espesor desconocidos. Se sugiere una edad comprendida entre el Paleozoico superior y el Mesozoico inferior.

#### c) Complejo Denaro

Serie constituída por una sucesión de basaltos toleíticos en almohadilla y cherts metalíferos, sedimentitas pelágicas (cherts radiolaríticos rojos y verdes) y calizas (calcarenitas, calciruditas). Espesor máximo expuesto: 150 m. Base desconocida, en partes cubierto por sedimentitas del Complejo Duque de York. Los niveles calcáreos superiores contienen fusulínidos (probablemente retrabajados) del Pérmico inferior.

A pesar de la extrema variabilidad del estilo estructural que ha impedido la resolución de la historia cinemática completa de la deformación, en el área se ha reconocido 2 fases regionales.

Estas son:

- a) La primera, causante del carácter de "macromélange" del basamento de Madre de Dios, debe su origen a un período temprano de cabalgamientos desde el NNW hacia el SSE y produjo la imbricación estructural de los tres complejos que constituyen el basamento. Esta fase tuvo lugar en algún momento en el lapso comprendido entre el Pérmico inferior y el Jurásico superior.
- b) La segunda, relacionada con acortamientos transversales en sentido E-W a ESE-WSW, explica el plegamiento oblicuo, fallamiento y transposición de las fábricas estructurales tempranas. La edad de esta deformación no es conocida con precisión y puede incluir deformación cretácica y aún más reciente.

A partir de consideraciones derivadas de las litologías presentes en la región, diversos autores como Dalziel y otros (1975); Barker, Dalziel y otros (1976); Suárez (1976); de Witt (1977); Dalziel (en prensa), han sugerido que el basamento de Madre de Dios podría representar un ambiente de "fore

arc, arc-trench gap", de edad pre-Jurásica. Esta hipótesis se ve apoyada por tres comparaciones específicas que se pueden hacer entre el basamento de Madre de Dios y asociaciones de "arc-trench gap", reconocidas como tales, en el registro geológico de otras regiones del mundo. Esas comparaciones son las siguientes:

1. La asociación de basaltos toleíticos con estructura en almohadillas, cherts metalíferos conteniendo óxidos de Fe-Mn, cherts radiolaríticos verdes y rojos, niveles calcareníticos y lutitas que constituyen los diversos bloques del Complejo Denaro puede ser comparada con otras asociaciones de lavas almohadilladas y sedimentitas que aparecen ligadas a secuencias ofiolíticas, como aquellas del oeste de Estados Unidos descritas por Hamilton y Myers (1966-1969), los Apeninos (Decandia y Elter, 1972; Bonatti y otros, 1976) o Chipre (Elderfield y otros, 1972; Robertson y Hudson, 1974) que han sido interpretadas por los autores respectivos como fragmentos elevados y "obducados" de fondos paleo-oceánicos.
2. La gran abundancia de secuencias sedimentarias inmaduras conteniendo turbiditas, olistotromas y otros rasgos de deformación sinsedimentaria dentro de las rocas que constituyen el Complejo Duque de York guardan gran similitud con aquellas secuencias que se pueden encontrar a lo largo de arcos volcánicos o magmáticos tanto antiguos como modernos (von Heune, 1974, 1974; Scholl y Marlow, 1974, Dickinson, 1974). La presencia de clastos volcánicos ácidos constituyendo el tipo dominante entre los elementos exóticos favorece la idea de proximidad de un terreno volcánico activo como fuente de material detrítico. Debido a la intensa e incoherente deformación que afecta al Complejo Duque de York, es difícil establecer si esta unidad se depositó originalmente en un ambiente que pudo haber sido de plataforma, fosa, o piso abisal.
3. El carácter de macromélange del conjunto del basamento de Madre de Dios es comparable a otras fábricas estructurales incoherentes encontradas en terrenos tales como las rocas de Torlesse, en la isla Norte de Nueva Zelandia; (Sporli y Bell, 1976), el Franciscan de California; (Bailey, Irwin y Jones, 1964; Hsu, 1968, 1971; Cowan, 1974, 1978) y el Complejo Uyak en la Isla Kodiak, Alaska (Conelly y otros,

1977; Moore, 1978). Todos esos terrenos han sido interpretados como representantes en parte, de ambientes fósiles de "arc-trench gap" en los cuales la subducción episódica de una placa oceánica sería responsable de la generación de estructuras incoherentes a lo largo del borde de la placa superior.

Es así como las tres comparaciones anteriores, en conjunto con las edades relativas de las tres unidades que constituyen el basamento del Archipiélago Madre de Dios lleva a la conclusión de que éste representa probablemente una asociación

de "arc-trench gap" de un arco mágnático continental emplazado sobre el borde pacífico de Gondwana. Este terreno de "arc-trench gap" sería el resultado de procesos de acreción ligados a convergencia de placas durante la última parte del Paleozoico o inicios del Mesozoico. Estos fenómenos originaron un "macromélange" tectónico donde se yuxtaponen unidades litológicas de francas afinidades "oceánicas (Complejo Denaro, Calizas Tarlton?) con otras (Complejo Duke de York) que indican, por lo menos, la cercanía del borde continental de Gondwana.

### AGRADECIMIENTOS

Deseamos agradecer, en primer lugar, a la Compañía de Acero del Pacífico por su generoso apoyo durante las campañas de terreno y, en forma especial, al personal de Isla Guarello así como a la tripulación del cutter "Guayo", embarcación que se utilizó para desplazarse a lo largo del Archipiélago Madre de Dios. El Instituto de Investigaciones Geológicas prestó su desinteresada colaboración al coordinar el proyecto y poner a nuestra disposición sus laboratorios y oficinas. Los autores fueron acompañados durante las campañas de terreno por Fernando Escobar, Blaine Hall, y León Lehman sin cuya ayuda este trabajo

no habría podido ser llevado a término. Agradecemos también a los Drs. Ian Dalziel y Richard Schweickert de la Universidad de Columbia, U.S.A., al Sr. Francisco Nullo del Servicio Geológico Argentino, a los profesores Mario Vergara y Francisco Hervé del Departamento de Geología (U. de Chile) y al Sr. Jorge Skarmeta del Instituto de Investigaciones Geológicas por la revisión crítica del manuscrito.

Este trabajo fue realizado con fondos de la Compañía de Acero del Pacífico y de la Fundación Nacional de Ciencias de los Estados Unidos (Grant DPP 7421415).

### REFERENCIAS

- BAILEY, E.H.; IRWIN, W.P.; JONES, D.L. 1964. Franciscan and related rocks and their significance in the Geology of Western California, Calif. Div. Min. Bull., v. 183, 175 p.
- BARKER, P.F.; DALZIEL, I.W.D. y OTROS, 1976. Evolution of the Southwestern Atlantic Ocean Basin: Leg 36 Data, en S.W. Wise, ed., Inite. Rep. DSDP. U.S. Gov. Print. Off., v. 36, 1080 p. Washington.
- BONATTI, E. 1975. Metallogenesis at oceanic spreading centers. Ann. Rev. Earth Planet. Sci. v. 3, p. 401-431.
- BONATTI, E.; ZERBI, M.; KAY, R.; RYDELL, M. 1976. Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading centers. Geol. Soc. Am. Bull., v. 87, p. 83-94.
- BOSTROM, K.; PETERSON, M.N.A. 1969. The origin of aluminum-poor ferronanganian sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise. Mar. Geol., v. 7, p. 427-447.
- BRUHN, R.L.; DALZIEL, I.W.D. 1977. Destruction of the Early Cretaceous marginal basin in the Andes of Tierra del Fuego, in Talwani M.; W.C. Pitman eds. Maurice Bwing Series, VI: Island arcs, deep sea trenches, and back-arc basins. Am. Geophys. Union, p. 395-406.
- CECIONI, G. 1955. Prime notizie sopra l'esistenza del Paleozoico Superiore nell'Archipelago Patagonico tra paralleli 50° e 52° S. Atti della Soc. Toscana di Scienze Naturali Mem. Sec. A, 62, p. 201-204.
- CECIONI, G. 1956. Primeras noticias sobre la existencia del Paleozoico superior en el Archipiélago Patagónico entre los paralelos 50° y 52° S. An. Fac. Cien. Fis. Matem. Universidad de Chile, v. 13, p. 183-202.

- CONNELLY, W. 1978. The Uyak Complex, Kodiak Islands, Alaska: Cretaceous subduction complex. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 89, p. 755-769.
- COWAN, D.S. 1974. Deformation and metamorphism of the Franciscan subduction zone complex northwest of Pacheco Pass California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, p. 1089-1095.
- COWAN, D.S. 1978. Origin of blueschist-bearing chaotic rocks in the Franciscan Complex, San Simeon, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 89, p. 1415-1423.
- DALZIEL, I.W.D. (en prensa). The early (Pre-Middle Jurassic) history of the Scotia Arc region: a review and progress report. Preprint en Craddock, C., ed., *Proceeding of Symposium of Antarctic Geology & Geophysics*, U. of Wisconsin Press.
- DALZIEL, I.W.D. y CORTES, R. 1972. The tectonic style of the Southernmost Andes and the Antarcandes. *Proc. XXIV Session. Int. Geol. Congr. Montreal section 3*, p. 316-327.
- DALZIEL, I.W.D. y ELLIOT, D.H. 1973. The Scotia Arc and Antarctic margin, en Stehli, F.G. y A.E.M. Nairn eds. *The Ocean Basins and their Margins: 1 The South Atlantic*, p. 171-246. Plenum Pub Corp. Nueva York.
- DALZIEL, I.W.D.; DE WITT, M.J.; PALMER, K.F. 1974. Fossil marginal basin in the Southern Andes. *Nature*, v. 250, p. 291-294.
- DALZIEL, I.W.D.; DE WITT, M.J.; RIDLEY, W.I. 1975. Structure and Petrology of the Scotia Arc and the Patagonian Andes: R/V Hero Cruise 75-4. *Ant. Jour. United States*, v. 10, p. 307-310.
- DECANDIA, F.A.; ELTER, P. 1972. La zona ofiolitífera del Bracco (Apenino Ligure). 66 Cong. Soc. Geol., Ital., 37-64. Pisa.
- DICKINSON, W.R. 1974. Plate Tectonics and Sedimentation, en *Tectonics and Sedimentation*, W.R. Dickinson ed. *Soc. Econ. Pal. Miner. Spec. Publ. N° 22*, p. 1-27.
- DOUGLASS, R.C.; NESTELL, M.K. 1972. Late Paleozoic Foraminifera from southern Chile. *USGS. Prof. Paper 858*, 47 p.
- DYMOND, J.; CORLISS, J.B.; HEATH, G.R.; FIELD, C. W.; DASCH, E.J.; VEEH, H.H. 1973. Origin of metalliferous sediments from the Pacific Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 84, p. 3137-3180.
- ELDERFIELD, H.; GASS, I.G.; DGAR, L.M. 1972. The origin of ferromanganese sediments associated with the Troodos Massif of Cyprus: *Sedimentology*, v. 19, p. 1-19.
- FORSYTHE, R. (en prensa). Geologic reconnaissance of the Pre-Late Jurassic basement. Patagonian Andes. *Ant. Jour. United States*.
- HALPERN, M. 1973. Regional Geochronology of Chile south of 50° Latitude. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 84, p. 2407-2422.
- HAMILTON, W. 1969. Mesozoic California and the Underflow of Pacific Mantle. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 80, p. 2409-2430.
- HAMILTON, W.; MYERS, W.B. 1966. Cenozoic Tectonics of the Western United States: *Rev. Geophys.*, v. 4, p. 509-549.
- HERVE, F.; GODOY, E.; DEL CAMPO, M.; OJEDA, J. 1976. Las metabasitas del basamento metamórfico de Chile Central y Austral. *Actas 1er Congr. Geol. Chileno*, v. 2, p. F 175-187.
- Hsu, K.J. 1968. Principles of mélangé and their bearing of the Franciscan-Knoxville Paradox. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 79, p. 1063-1074.
- Hsu, K.J. 1971. Franciscan mélangé as a model for eugeosynclinal sedimentation and underthrusting Tectonics. *Jour. Geophys. Res.*, v. 76, p. 1162-1169.
- VON HUENE, R. 1974. Modern trench sediments, en *The Geology of Continental Margins*, C.A. Burk and C.L. Drake eds., p. 207-212. Springer-Verlag, New York.
- IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canad. Jour. Earth Sci.*, v. 8, Ni 5, p. 523-548.
- KARIG, D.E. 1970. Ridges and Basins of the Tonga island arc system. *Jour. Geophys. Res.*, v. 75, p. 239-254.
- KRANCK, E.H. 1932. Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. *Acta Geographica Helsinfors* 4, N° 2, 231 p.
- MOORE, J.C.; WHEELER, R.L. 1978. Structural fabric of a mélangé, Kodiak Islands, Alaska. *Am. Jour. Sci.*, v. 278, N° 5, p. 739-765.
- NISBET, E. 1977. Facies distinction and interpretation of primary cherts in a mesozoic continental margin succession. Othris, Greece. *Sed. Geol.* 18, p. 321-335.
- NISBET, E.; PRICE, I. 1974. Siliceous turbidites: bedded cherts as redeposited ocean ridge derived sediments, en K.J. Hsu y H.C. Jenkins, eds., *Pelagic sediments on land and under the sea*, p. 351-366. *Inter. Assoc. Sediment. Spec. Pub. N° 1*.
- PARROT, J.F.; DELAUNE-MAYERE. 1974. Les Terres d'Ombre du Bassit (Nord-ouest sirién). Comparaison avec les termes similaires du Troodos, Chypre. *Cahiers Orstom. Geol.*, v. 6, N° 2, p. 147-159.
- PEARCE, J.A.; CANN, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 19, p. 290.
- ROBERTSON, A.H.; HUDSON, J.D. 1974. Pleagic sediments in the Cretaceous and Tertiary history of the Troodos massif Chyprus, en K.J. Hsu y H.C. Jenkind eds., *Pelagic sediments on Land and under the Sea*, p. 403-436. *Inter. Assoc. Sediment. Spec. Publ. N° 1*.



- RONA, P.A. 1978.** Criteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in oceanic crust. *Econ. Geol.*, v. 73, N° 2, p. 135-160.
- SCHOLL, D.W.; MARLOW, M.S. 1974.** Sedimentary sequence in Modern Pacific trenches and the deformed Pacific eugeo-syncline, en R.H. Dott Jr. ed., *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*, Soc. Econ. Paleont. Miner. Spenc. Paper N° 19.
- SPORLI, K.B.; BELL, A.B. 1976.** Torlesse mélange and coherent sequences, Eastern Ruahine Range, North Island, New Zealand. *New Zeal. Jour. Geol. Geophys.*, v. 19, N° 4, p. 247-448.
- SUAREZ, M. 1976.** Plate tectonic model for southern Antarctic Peninsula and its relation to southern Andes. *Geology*, v. 4, p. 211-214.
- SUAREZ, M. 1977.** Notas geoquímicas preliminares del batolito patagónico al sur de Tierra del Fuego, Chile. *Rev. Geol. Chile*, V. 4, p. 15-33.
- SUAREZ, M.; PETTIGREW, T.H. 1976.** An upper Mesozoic island arc-back arc system in the Southern Andes and South Georgia. *Geol. Mag.*, v. 113, p. 305-328.
- STERN, C.R.; STROUP, J. (en prensa).** The petrochemistry of the Patagonian Batholith between 51° S and 57° S latitude, en C. Craddock ed., *Proc. SCAR TUBS Inst. Symp. Ant. Geol. Geophys*, Madison, Wisconsin, Agosto 1977. University of Wisconsin Press.
- DE WITT, M.J. 1977.** The evolution of the Scotia Arc as a key to the reconstruction of southwestern Gondwanaland. *Tectonophysics*, v. 37, p. 5381.