

EL CRETACICO SUPERIOR Y LA MORFOLOGIA ESTRUCTURAL
EN LA COSTA SUR DEL SENO
SKYRING (Magallanes)

GIOVANNI CECIONI

Departamento de Geología, Universidad de Chile

ABSTRACT

Seno Skyring is located in the northwest political division of the Chilean Magellan Province, and geographically belongs to the eastern Andean region. Comprised within the mountain region, the western area of Seno Skyring offers a marked contrast with the morphology of the eastern region.

The hills, though not very high, present the characteristics of high mountain; some little glaciers are preserved during the summer and forests cover the western, more humid parts of the hills. Features of intense glacial erosion predominate here, in addition to the marine erosion forms. The fiords are best developed near the Pacific Ocean, where the coast is very irregular, presenting a multitude of islands, inlets and peninsulas that are referred to the Patagonian Archipelago.

The landscape of the eastern region, or extra Andean geographical division, put in evidence fairly extensive plateaus, which reflect the monoclinical structure, stepping down toward the Atlantic Ocean, the dryness of the climate, and the predominance of deflation over water erosion.

No human settlements have been found in the studied area, excepting Estancia (Farm) Miric. The region is impervious by land and has been studied by means of a cutter.

Acid igneous rocks prevail in the Andean region, as well as old sediments ranging from Paleozoic to Cretaceous; generally they are very hard rocks that have been greatly eroded by glaciers. On the contrary, in the extra Andean region younger sediments belonging to the Uppermost Cretaceous and to Tertiary, generally prevail. There are clay soft rocks, with well preserved meanders in the rivers, and sandy rocks in the hills, that have suffered but little erosion and have been covered by remarkably thick glacial, marine and fluvial pleistocenic sediments.

An attempt is made here to give an account of the geological papers, which a critical analysis of those studies concerning the southwestern coast of Seno Skyring, unpublished or have been published by HEMMER (1935, 1937) y THOMAS (1949), and resumed by HOFFSTETTER et al. (1957).

It is intended in this paper to establish the following:

1º to prove the presence of sediments, Senonian in age, which may be correlated to the following Formations: Lower Fuentes (shales), San Isidro (sandstones, com-

glomerates), Upper Fuentes (shales), Rocallosa (sandstones), and Chorrillo Chico (siltstones), this late without visible top.

2° the sandstones and conglomerates (respectively flysch and wildflysch) were deposited by turbidity currents which originated in the western coast of the Magellan Cretaceous Basin, flowing eastward, as result from the stratigraphic location of the faunal zones.

3° in the studied area, sixth contiguous synclinals are present, separated by thrust faults, which plain is dipping westward; two incomplete upward concave monoclinals may be two synclinals.

Tectonically this late may represent here some little "decollements", or lateral compressive components of a vertical uplift of the Paleo-Andes, which may have produced eastward oversthusters.

Recent gravimetrical studies in the northern coast of Seno Skyring, put in evidence the possibility of a more dense and thin crust without root; this crust is sinking producing intra-mountain depressions with sediments and volcanics, Uppermost Miocene - Pleistocene in age.

It is possible that this area may represent the transition between the Pacific Active Margin and the Atlantic-type Passive Margin; this late without endogenous vertical crustal mobility.

The presence in southern Tierra del Fuego of some basic rocks is well in line with the hypotesis of a thin crust, and may represent a tantalizing prospect for copper deposits different from the famous disseminate chilean porphyry-copper.

SOMMARIO

Il Seno Skyring si trova nella parte NW della Provincia di Magellano, e, dal punto di vista geografico, fa parte del versante orientale del Sistema Andino, detto anche delle Ande Patagoniche. Racchiuso in questo sistema montagnoso, la sua parte occidentale contrasta morfologicamente con la sua parte orientale. Il Seno Skyring si originò per una inondazione marina che invase un lago glaciale pleistocenico.

Le colline, non alte certo, presentano diverse caratteristiche di alta montagna; alcuni crostoni di ghiaccio si conservano anche durante l'estate; le foreste sono sviluppate specialmente nel versante occidentale, più umido, di queste colline; qui predominano forme di una intensa abrasione glaciale, oltre alle forme di erosione marina. I fiordi si presentano ben caratteristici verso l'Oceano Pacifico, le cui coste appaiono frastagliate, con una pleiade di isole, isolotti e penisole, che costituiscono l'Arcipelago Patagonico.

Verso l'oriente, nella regione geografica chiamata extra Andina, esistono estese pianure e tavolati, che riflettono non solo la struttura generalmente monoclinale, inclinata verso l'Atlantico, ma anche la maggior siccità del clima, e la predominante azione delle acque correnti. Estesi depositi glaciali coprono questa ultima regione.

Con eccezione di un piccolo nucleo umano nella Estancia (fattoria) Miric, la zona presa in esame non è abitata. Per terranon è possibile arrivare a questa regione per la presenza di folti boschi e frequenti aree coperte da torbiere; fu possibili esaminare questa zona per mezzo di un cutter; ma dove la costa è a picco, ed è esposta ai venti d' occidente, come al sud di Cabo León, non fu possibile scendere per le continua mareggiate, e si poté effettuare osservazioni lungo un persorso.

Le rocce ignee acide prevalgono nella regione andina, accompagnate da sedimenti fossiliferi del Paleozoico Superiore e del Cretaceo Inferiore, generalmente

duri, erosi e levigati dai ghiacciai pleistocenici. Invece, nella regione extra Andina, a parte certe rocce basiche effusive nella parte nord del Seno Skyring, predominano sedimenti del Cretaceo Superiore e del Cenozoico; si tratta di depositi argillosi piú frequenti nelle zone topograficamente basse, con fiumi allora ricchi in meandri e fenomeni di cattura, mentre nelle colline predominano sedimenti arenosi, non eccessivamente erosi, ed in parte coperti da una coltre di depositi fluvio-glaciali, e a volte anche marini, del Pleistocene.

Si prende in esame gli studi pubblicati ed inediti riguardanti l'aria in studio, con un' analisi critico sulla nomenclatura e correlazioni eseguite prima di questo studio. Ci riferiamo principalmente agli studi di HEMMER (1935, 1937) e di THOMAS (1949), ed ai rapporti inediti esistenti nel archivio della Empresa Nacional del Petroleo, in parte citati da HOFFSTETTER et al. (1957).

Con il presente lavoro si prendono in considerazione specialmente i seguenti punti:

1º) dimostrare la esistenza di sedimenti marini senoniani, che sono stati correlazionati alla seguenti già conosciute formazioni: Fuentes Inferiore (argille compatte), San Isidro (arenarie e conglomerati), Fuentes Superiore (argille compatte), Rocallosa (arenarie), Chorillo Chico (argille arenose); questa ultima formazione localmente non presenta il suo tetto o questi si considera dubbioso.

2º) le arenarie ed i conglomerati ricordano rispettivamente il macigno appenninico (con le sue puddinghe) ed il wildflysch alpino. Probabilmente questi sedimenti furono depositati per mezzo di correnti torbide; dallo studio delle zone faunistiche (escludendo costanti fenomeni di risedimentazione) si arriva alla conclusione che questi correnti si originarono sulla costa occidentale dell'ingolfamento magellanico, del Cretaceo Superiore, nelle vicinanze di una ampia penisola (CECIONI 1970:64), correndo queste correnti approssimativamente verso l'oriente.

3º) nell' aria esaminata esistono 4 sinclinali contigue, e due monoclinali che potrebbero essere anche loro due sinclinali; i blocchi sono separati da faglie inverse, il cui piano é inclinato verso l'occidente, montando il blocco occidentale su quello orientale.

Tettonicamente si può pensare che si tratti di piccoli "decollements", o di compressioni laterali, come componenti di una risultante verticale delle Paleo-Ande, producendo contemporaneamente faglie normali e inverse.

Uno studio gravimetrico recente, effettuato lungo la costa nord del Seno Skyring, mette in evidenza la possibilità che la corteccia terrestre qui sia piú densa e che presenti uno spessore minore, per cui la montagna localmente non avrebbe radici, verificandosi forse qui (e non tanto verso l'occidente, come si pensava) la transizione tra il margine continentale pacifico attivo e quello passivo atlantico, quest'ultimo senza mobilismo endogeno verticale della corteccia (PRATSCH, 1978).

La corteccia così si sarebbe affondata nel mantello superiore, producendo una o piú depressioni intra-montane, con sedimenti e rocce vulcaniche che vanno dal Miocene piú alto al Pleistocene.

La presenza nella parte meridionale di Terra del Fuoco, Canal Beagle, di rocce basiche, sembrerebbe confermare la ipotesi anteriore; queste rocce rappresentano nello stesso tempo un incentivo per prospettare depositi di rame, ben diversi da quelli famosi cileni, disseminati nei "copper porphyry", avendo invece molto in comune con i giacimenti di rame presenti nell' Appennino Settentrionale.

RESUMEN

Después de una crítica a la nomenclatura y a las correlaciones, publicadas e inéditas, usadas anteriormente, se estima que puedan estar presentes las Formaciones

Rosa (conglomeráticas) y Fuentes Inferior (areniscas predominantes sobre las lutitas) en la costa occidental de Cabo León, en la Serranía Serrucho. Hacia el oriente, las litologías permiten correlaciones más seguras; se reconocieron allí las Formaciones Fuentes Inferior (lutitas), San Isidro (areniscas), Fuentes Superior (lutitas), Rocallosa (areniscas) y Chorrillo Chico (limolitas), ésta última sin techo visible o seguro.

Estructuralmente están presentes 4 sinclinales contiguos separados por fallas inversas; dos monoclinales cóncavos hacia arriba podrían representar también ellos dos sinclinales. Se podría pensar en una tectónica de pequeños "decollements" o también de efectos debidos a un sollevamiento vertical de los Paleo-Andes, con componente compresional lateral que produce recubrimientos hacia el oriente. Se refiere esta última interpretación. En esta área parece estar presente el límite de separación entre el tipo atlántico de margen continental pasivo y el margen tipo pacífico activo, donde se verifica el mobilismo endógeno vertical de la corteza.

1. FISIOGRAFIA

En el área levantada se presentan lomas cuya altura es todavía más imponente hacia el SW, hasta dar lugar a un paisaje de alta montaña, sin vegetación y con manchas de nieve también en el verano. Tierra adentro ésta área es parcialmente transitable con caballos, porque los turbales que cubren estos llanos tienen bastante extensión areal.

La costa hacia el sur de Cabo León (fig. 1) es sumamente recortada a pique; se puede transitar por tierra solo a pié, y es sumamente difícil desembarcar por mar, porque los vientos del oeste, aunque moderados, producen resacas notables. Tal vez por esta razón no hay aglomerados humanos, y las tierras no están aprovechadas, cuando es posible, para la ganadería, con excepción de la Estancia Miric (o Estancia Lenka) hacia el Oriente.

2. TRABAJOS GEOLOGICOS ANTERIORES

HEMMER (1935, 1937), el cual visitó parte de ésta área, puso en evidencia los "Estratos de Tarn" y otras unidades, nombres que fueron abandonados desde cuando en los primeros años de la década del 40 la United Geophysical Co., con SHOW, MOHR y HOLLISTER (1944) empezaron a poner la base de una moderna estratigrafía, estableciendo mejores definiciones litológicas, más exactas sobreposiciones, con la ayuda de la microfauna, en la Provincia de Magallanes, y estrictamente aplicada con criterios económicos.

La terminología de Hemmer y sus correlaciones a veces están equivocadas; sin embargo, los "Estratos de Tarn" coinciden muchas veces con la Formación Rocallosa, mejor definida; los "Estratos de Kelp" a veces son los "Estratos de Santa Ana", a veces son la Formación Fuentes Superior, y hasta son los sedimentos de la Formación Chorrillo Chico; sus "Estratos de Aguilar" coinciden normalmente con la Formación Fuentes Superior. En último análisis, aparte de la nomenclatura, la interpretación de Hemmer está más cerca de la expuesta aquí, y en esta región, mientras que SHOW et al. (1944) y THOMAS (1947, 1949) envejecen la serie estratigráfica, quien más quien menos.

THOMAS (1947) sigue la misma interpretación de SHOW et al. (1944), considerando las areniscas presentes en Punta Aire como pertenecientes a la Formación Rocallosa, y extiende ésta interpretación a las areniscas que constituyen las Guzmán y Conejo, también apoyándose en la microfauna tomada en exámen por Miss T. Kniker, cuyo informe se encuentra en apéndice al trabajo citado. Aquí se sigue la misma interpretación.

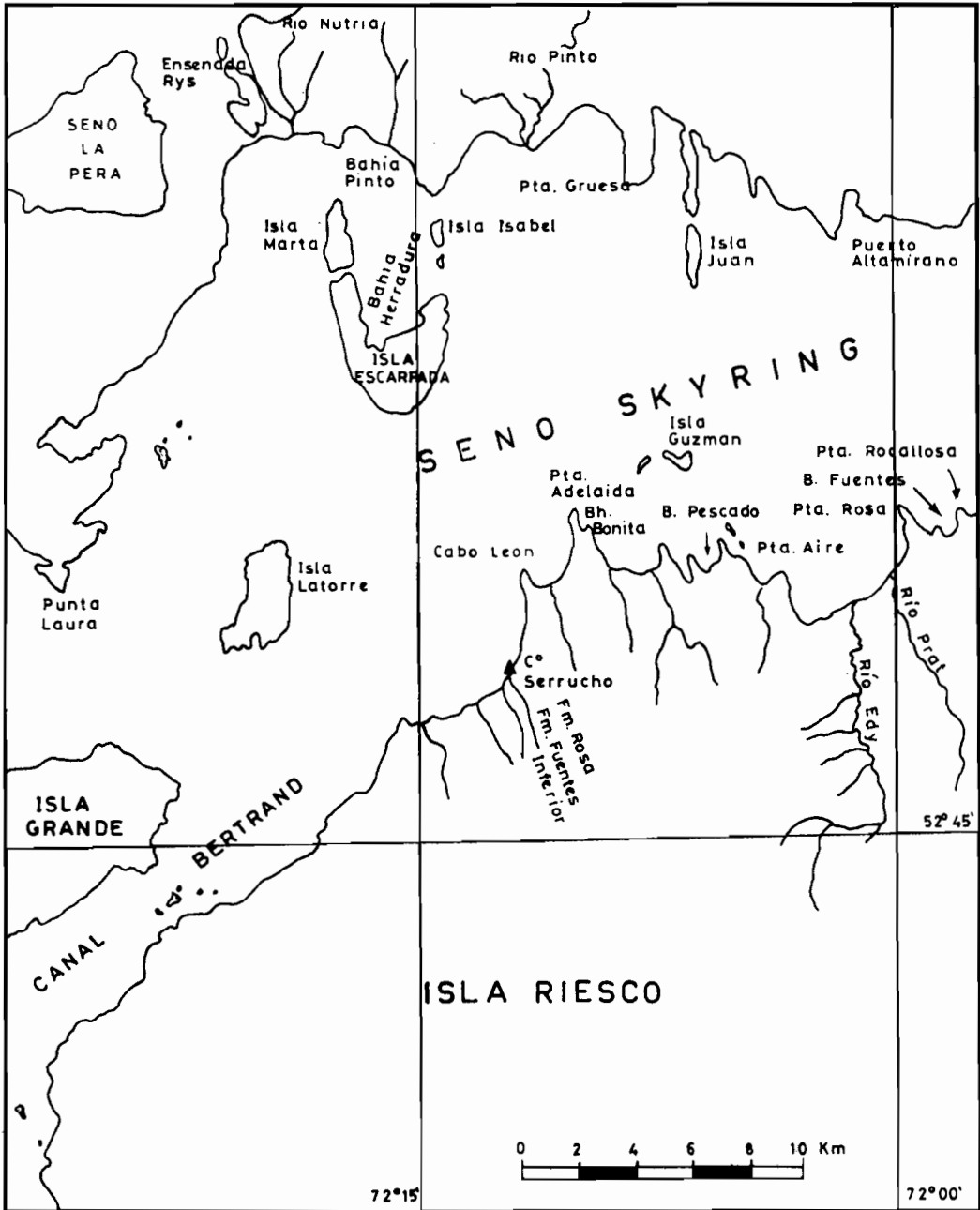


Fig. 1

Los conglomerados y las areniscas que constituyen las puntas de la Bahía Pescado y las lomas hacia el este de Estancia Miric, fueron correlacionadas a la Formación Remarcable por SHOW et al. (1944), mientras que THOMAS (1947) los correlaciona a la Formación Rosa. Aquí se correlacionan con la Formación San Isidro. Las lutitas y las limolitas que están de bajo de estos conglomerados y areniscas fueron correlacionadas a Pre-Remarcable por SHOW et al. (1944) y luego a Pre-Rosa por THOMAS. Aquí se correlacionan con la Formación Fuentes Inferior.

Las areniscas presentes en Punta Adelaida fueron correlacionadas a la Formación Rosa por SHOW et al. (1944) y a la Formación Rocallosa por THOMAS (1947); aquí se sigue esta última interpretación. Las lutitas debajo de estas areniscas fueron llamadas Formación Bonita, lugar típico, por Hollister (en SHOW et al. 1944); según él estas lutitas cubren los Conglomerados Remarcables y están cubiertas por la Formación Rosa. En realidad la Formación Bonita es la Formación Fuentes Superior, y está intercalada entre la Formación Rocallosa y la Formación San Isidro.

Con éste trabajo se aclaró varias dudas locales de la entonces confusa estratigrafía del Cretacico Superior de la Provincia de Magallanes.

Las macrofaunas estudiadas sirvieron para establecer las equivalencias. Sobre la edad de las mismas, sabemos que es Senoniana; sin embargo no se puede establecer subdivisiones cronológicas menores, siendo tan controvertida la edad de cada forma (HOFFSTETTER et al., 1957: 322). Las controversias principales derivan de los estudios paleontológicos que efectuó Collignon, el cual determinó varias formas del Cretacico de la Patagonia de una manera superficial taxonomicamente y también bajo el punto de vista geográfico de las formas mismas.

El presente autor colectó bastante microfauna de muchas de estas formaciones; la falta de estudios no permite establecer localmente el límite Cretacico-Cenozoico, ni establecer zonaciones faunísticas.

3. PROCEDIMIENTO

Desde la costa oriental de Punta Aire hasta la parte occidental de Punta Adelaida el presente autor usó el mapa a la escala 1:25.000 de C.R. THOMAS (1947), en el cual se ubicaron las nuevas muestras, y se efectuaron notables modificaciones estratigráficas y estructurales. Desde Punta Adelaida hasta el C^o Serrucho al accidente, se efectuó el mapeo de reconocimiento a la escala 1:20.000; de este mapa se trazó el perfil geológico reduciendolo a la escala 1:25.000, con el fin de uniformarse al perfil de Thomas aquí reproducido (fig. 4).

El trabajo se efectuó con un cutter, en los días 15, 16 y 26 de Febrero de 1954, siendo topógrafo el Sr. Renato Reyes B.

La macrofauna, relativamente abundante y bien conservada, fué estudiada por el presente autor. Se puede dudar de la taxonomía, considerando la muy escasa bibliografía a disposición; sin embargo, si hay errores taxonómicos, éstos son constantes a través de toda la Cuenca de Magallanes, siendo entonces válidas las equivalencias, y consecuentemente las zonas faunísticas.

4. ESTRATIGRAFIA

Se pondrá en evidencia los cambios de facies y de espesor de las formaciones aquí presentes y pertenecientes al Senoniano, en el sentido de VAN EYSINGA (1975). No se puede demostrar la presencia del techo de la Formación Chorrillo Chico, por falta de afloramientos, lo que impide también establecer la presencia en esta región de la Formación San Jorge. En la parte más oriental de la costa

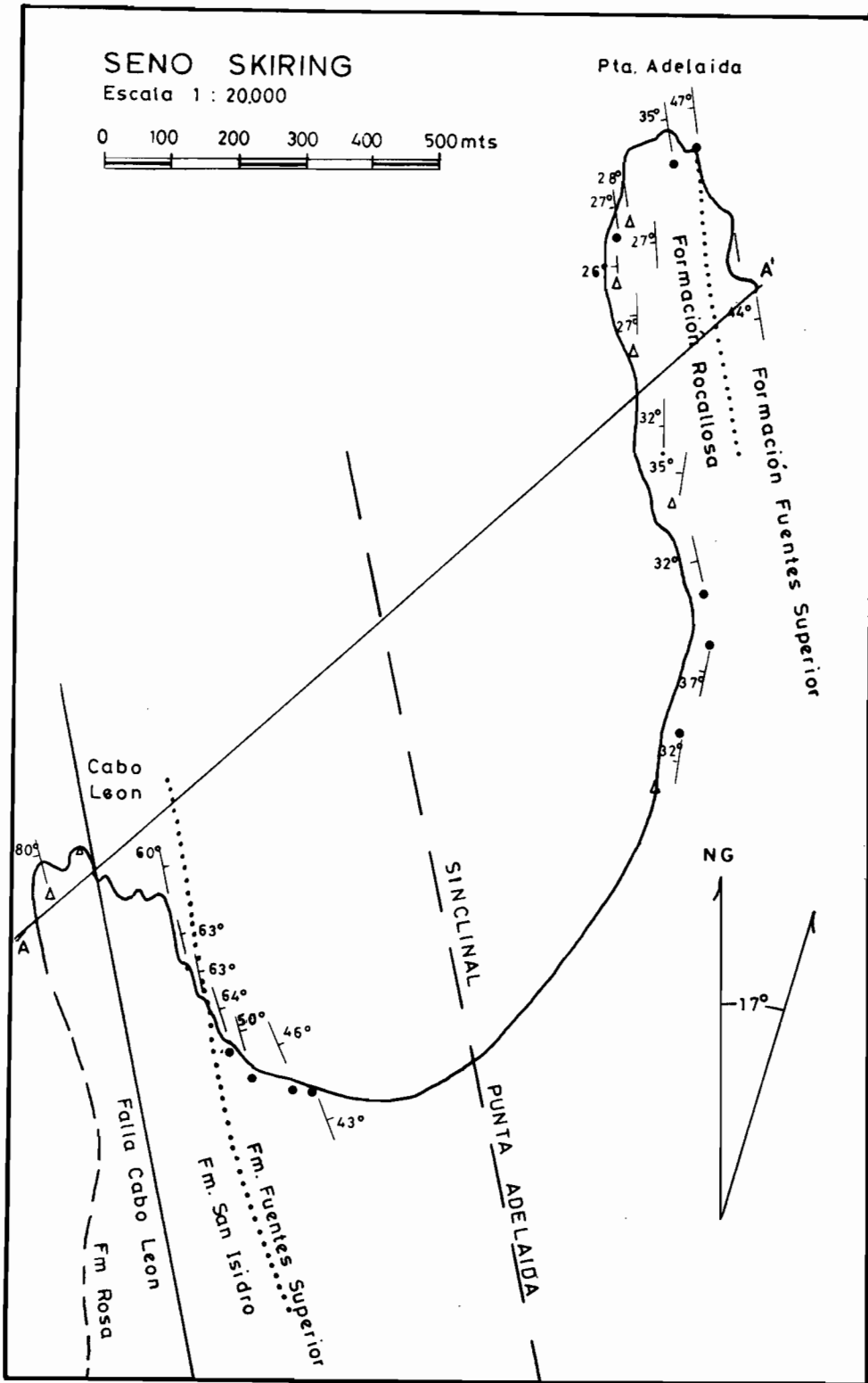


Fig. 2

aquí examinada se encontró un pequeño afloramiento de arcilla perteneciente a la Formación Agua Fresca.

Se tratará entonces de las formaciones cretácicas más altas desde la Formación Chorrillo Chico hacia abajo, haciendo referencias, cuando sea el caso, a las observaciones repetidamente efectuadas por el presente autor en los lugares típicos de las Formaciones Fuentes y Rocallosa.

Formación Rosa

Está presente en la parte occidental del Cabo León, Seno Skyring (fig. 1, 2, 4). La base de esta formación es desconocida, porque se apoya por falla inversa sobre la arenisca conglomerádica de la Formación San Isidro. Aquí el techo de la Formación Rosa es la base de la Formación Fuentes Inferior. Se trata de 500 mts. de conglomerados constituidos en prevalencia por pizarras, pero con varios rodados bien redondeados de cuarzo y de riolita, así que en el conjunto estos conglomerados son mucho más claros de los de la Isla Escarpada, costa norte del Seno Skyring, a pesar de tener unos rodaditos rojos silíceos. Estos conglomerados recuerdan muchísimo a los que están presentes en la Ensenada Rys, también en la costa norte del Seno Skyring, y en dirección N 20° W.

No hay apoyo paleontológico para esta correlación, la cual se presenta aquí como hipótesis de trabajo. La presencia de muchas astillas de pizarras, pertenecientes especialmente a la Formación Erezcano, podría hacer pensar de que estos conglomerados pertenecieran a la Formación Valdéz, ambos caóticos (HOFFSTETTER et al., 1957).

Formación Fuentes Inferior

Esta formación está presente en dos áreas: a) la más occidental en una puntilla del C° Serrucho, a unos pocos kilómetros al sur de Cabo León; b) la más oriental (en el área estudiada) entre Bahía Bonita y Bahía Lobos (fig. 1, 2, 4).

a) Los sedimentos presentes en la Serranía Serrucho, parte costera, descansan encima de la formación anterior. La serie está constituida por una alternancia de areniscas limosas y lutitas, predominando las areniscas; éstas se presentan grises, sal y pimienta; hay cuarzo feldespados y muchas astillas de pizarras. Las lutitas se presentan muy oscuras, finamente micáceas, muy compactadas. Entre las areniscas con lutitas y los conglomerados de abajo, no hay transición gradual, siendo el contacto muy brusco. La litología es bastante semejante a la de Fuentes Inferior, lugar típico, parte más baja, donde las areniscas no se presentan glauconíticas. Sin embargo la presencia de mucha mica en las lutitas llama a la memoria las de la Formación Barcadel (HOFFSTETTER et al., 1957). En ambos casos estamos en presencia de un típico flysch. En la parte inferior de la Formación Fuentes Inferior, lugar típico, los *Baculites* se presentan más o menos orientados y frecuentes. A pesar de una larga búsqueda, no fueron encontrados en el área de estudio.

b) La Formación Fuentes Inferior está presente seguramente hacia el SE de Punta Adelaida, entre Bahía Bonita y Bahía Lobos. Allí hay unos 500 mts de lutitas grises oscuras, micáceas, a veces calcáreas y glauconíticas, con intercalaciones de limolitas, así como de areniscas limosas, cuyo espesor es inferior a los 30 cms. Algunas partes de la serie están cubiertas; se sospecha que pueda haber disturbios tectónicos secundarios, porque a veces las lutitas presentan zonas con bastantes espejos de falla. Hacia el techo de la serie, en prevalencia limoníticas se pasa a la Formación San Isidro con contacto brusco y bien definido.

Una pequeña parte apical de esta formación está presente también en el ala occidental del sinclinal Puerto Garay; muy reducida se encuentra en el ala

oriental del mismo sinclinal.

Al oriente de la monoclinal Bahía Pescado, 50 mts. debajo del techo de esta formación se encontraron unos ejemplares de *Neograbamites kiliani* Spath (CRT-181), forma muy común en la base de la Formación San Isidro lugar típico, lo que hace pensar que o estos amonites se encuentran resedimentado en el lugar típico de la Formación San Isidro, o que las corrientes turbias que depositaron esta formación, homologada al "macigno" apeninico (CECIONI, 1970), en el lugar mencionado, que es el típico, depositaron el macigno mucho después que en el área en estudio.

Formación San Isidro

Las areniscas que THOMAS (1947) había considerado como pertenecientes a la Formación Rosa hay que correlacionarlas a la Formación San Isidro, como desde hace tiempo se había puesto en evidencia, estudiando la fauna colectada por él (CECIONI, 1954 a: 41). La litología de éstas areniscas, en el área en estudio, confirma la equivalencia establecida faunísticamente; sin lugar a dudas, es muy distinta de la de la Formación Rosa, lugar típico.

Se trata de areniscas limosas verdes, algo calcáreas y micáceas, con rodaditos de distinta naturaleza, cuarzosos, feldspáticos, glauconíticos, predominando los elementos más redondeados de pizarras hacia los afloramientos más occidentales.

Los conglomerados prevalecen en la parte alta de la serie, y, hacia el oeste aumentan visiblemente de espesor; están constituidos por una enorme prevalencia de rodados de pizarras, tablados; son marinos por los restos fracturados de gastrópodos y lamelibranchios, con mucha ornamentación; muy a menudo el cemento es calcáreo.

En el sinclinal Puerto Garay se observa una discordancia angular entre las areniscas inferiores, con limolitas, y los conglomerados superiores, ambos pertenecientes a la Formación San Isidro. Se trata de una discordancia hidrodialema, debida a los efectos de las corrientes turbias que dieron lugar, por frenada brusca, a toda la formación. La cual se puede definir un verdadero macigno en la base, y un wildflysch en el techo.

Las limolitas se presentan en general cuarzosas y feldspáticas; la glauconita no es abundante; las concreciones se presentan allí divididas en capas de varios colores, siendo más claras las de la porción central, a veces glauconítica. Son concreciones muy fosilíferas, como en el lugar típico.

A veces estas concreciones presentan cone-in-cone (muestra JC-1366 y CRT-182), donde abundan lytoceratides típicos de la Formación San Isidro, lugar típico. En la muestra JC-1367, procedente del ala occidental del sinclinal Garay, fué encontrada, cerca del techo de la formación, la siguiente fauna: *Maorites* sp., *Pseudophyllites peregrinus* Spath, *Natica* aff. *cerreria* Wilk., *Cinulia pauper* Wilk., *Neophylloceras betonaiense* Spath.; lytoceratidae, exactamente iguales a los anteriores, se encuentran muy abundantes en la parte oriental de la monoclinal Bahía Pescado (JC-1370).

Formación Fuentes Superior

Se trata de una serie de lutitas oscuras compactas, a veces limosas, y finamente micáceas; en algunas partes de la serie se presentan verdosas por ser glauconíticas, especialmente hacia el oeste; aquí están presentes unas capas de areniscas cuarzosas, feldspáticas, micáceas, con grandes astillas de areniscas a veces verdosas, glauconíticas, que confieren a estas areniscas un aspecto brechoso; a veces se presentan calcáreas, muy cuarzosas, con cristales grandes de cuarzo;

también las pizarras toman parte de estos elementos en las brechas.

En Punta Adelaida (fig. 3), cerca del techo, se encuentra una intercalación de una arenisca que tiene 10 mts. de espesor. En esta área la Formación Fuentes Superior tiene 340 mts. de espesor; sin embargo en el área de la Estancia Miric, tiene 745 mts. de espesor. Hay que observar que la mayoría de la sección aquí está cubierta.

En el lugar típico, Thomas pone 600 mts. de espesor de Fuentes Superior (comprendida la Arenisca Central de Fuentes), sin establecer bien el contacto entre las Formaciones Fuentes Superior y Rocallosa. GARCIA (1952) mide 511 mts. de Fuentes Superior, pero basa el contacto inferior en algunas capas de areniscas intercaladas en lutitas; según nuestras observaciones, la base de Fuentes Superior se encuentra 240 mts. más hacia abajo, en el techo de la Arenisca Central de Fuentes, lugar típico. De esta última serie arenosa, García ha medido 30 mts. de espesor. En este trabajo no se puede establecer su espesor porque la serie se presenta muy torcida (CECIONI, 1954), probablemente por derrumbes submarinos.

En el lugar típico, tendríamos entonces 751 mts. de Fuentes Superior, y en la Estancia Miric 745 mts. Según el levantamiento de García, modificado el contacto como expuesto anteriormente, tendríamos 460 mts. de espesor para Fuentes Inferior; ahora en Bahía Lobos tenemos como mínimo 500 mts. de esta misma formación (fig. 3); ésto quiere decir que en el lugar típico faltan varios metros de la parte apical de Fuentes Inferior, tal vez eliminados por el arrastre submarino de las corrientes turbias que dieron lugar a parte de esta formación, así como a las Areniscas Central de Fuentes, o Formación San Isidro. Un fenómeno semejante lo hemos puesto en evidencia en el ala occidental del sinclinal Puerto Garay.

En el ala oriental del sinclinal Punta Adelaida (ex Formación Bonita) se encontraron: *Gunnarites* cfr. *kalika* Stol., *Gaudriceras varagurense* var. *Patagonicum* Paulcke, *Pachidiscus* sp., *Belemnites* sp.; en Cabo León, ala occidental del mismo sinclinal, se encontró *Baculites* sp., *Gaudriceras varagurense* var. *patagonicum* Paulcke, *Vertebrites kayei* Spath, *Hamites* sp., *Struthiolaropsis* sp.. Esta fauna indica la base de Fuentes Superior y especialmente la Formación San Isidro, lugar típico.

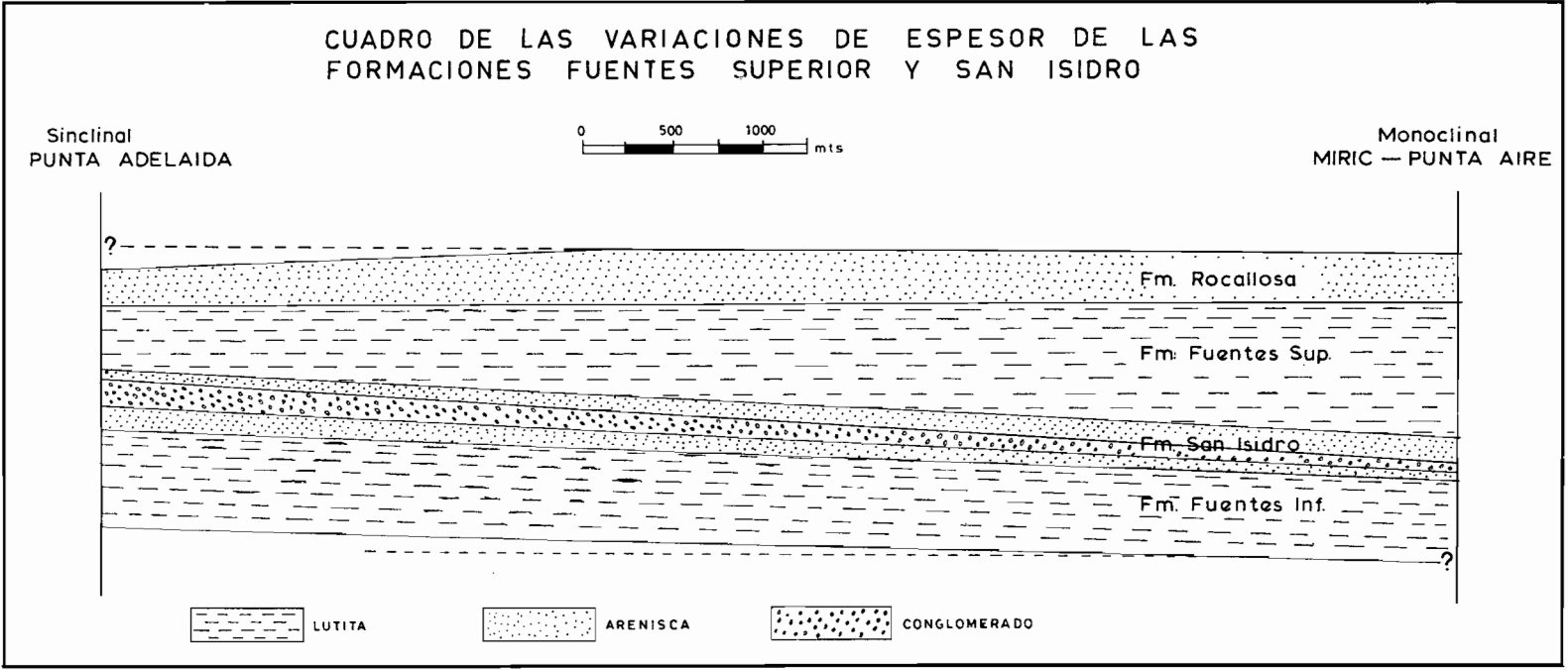
Esta constatación permite sospechar que se trata o de un conjunto de fósiles totalmente resedimentado, o que el macigno de la Formación San Isidro, lugar típico, se estaba depositando mientras que en esta área ya había sido depositado.

Aceptando ésta última hipótesis, así como la presentada a propósito de la Formación Fuentes Inferior, se puede sospechar que el lugar marino paleogeográfico de San Isidro se encontraba entonces más cerca de las montañas (Paleo-Andes), o escarpada continental (Cecioni, 1960; 1970, fig. p. 64), y que las corrientes turbias procedieron de oeste hacia este, aproximadamente. Es decir, exponiendo el concepto de una manera más sencilla, la depositación del macigno y del wildflysch se verificó antes en el lugar típico de la formación San Isidro, y luego en el área aquí en estudio; y que cuando aquí había terminado de depositarse, continuó depositándose en el área del lugar típico.

Formación Rocallosa

Esta formación se encuentra en Punta Adelaida y en Punta Aire (fig. 3, 4). Las correlaciones están basadas principalmente en la litología, y la fauna encontrada apoya la equivalencia. En el lugar típico, GARCIA (1952; HOFFSTETTER et al., 1957) estableció tres miembros en ésta formación; uno arenoso limolítico en el techo, uno limolítico en el medio, y uno arenoso conglomerádico a veces limolítico en la base.

Fig. 3



Los equinodermos que se encuentran en el miembro basal son idénticos a los que se encuentran en la Formación Santa Ana, según levantamiento y colecciones de VON GOETSCHKE (1953) y del presente autor.

En Punta Aire se puede establecer fácilmente los tres miembros, como en el lugar típico de la Formación Rocallosa; sin embargo los dos miembros arenosos tienen, en el área aquí examinada, espesores mayores; también la capita de arenisca intercalada en el miembro central es mucho más potente, y el miembro arenoso limolítico basal no se presenta conglomerádico; presenta, sí, granos muchos más gruesos.

Las correlaciones de estos varios miembros de la Formación Rocallosa no se pueden hacer en Punta Adelaida, donde esta formación está presente. Efectivamente aquí la litología difiere bastante. Se trata de areniscas verdosas, oscuras, glauconíticas, muy limosas en la base, y que tienen una intercalación de 70 mts. de conglomerados, areniscas conglomerádicas y microconglomerados muy calcáreos, cuyos elementos están constituidos en prevalencia por pizarras tabulares pertenecientes a la Formación Erezcano; raros son los elementos de cuarzo y feldspatos.

En el techo de la arenisca inferior de la Formación Rocallosa, en el ala occidental del sinclinal Punta Adelaida, se encontró la siguiente fauna: *Natica* aff. *cerreria* wilk, *Zelandites varuna* Stol., *Lytoceras* aff. *politissimus* Spath., y *Gaudriceras varagurense* var. *patagonicum* Paulcke, la cual indica una edad correspondiente especialmente a la Formación Fuentes Superior, y, en parte, a la Formación San Isidro, como *Cinulia* y *Gaudriceras*. Si estas dos formas no presentan fósiles resedimentados, quiere decir que la Formación Rocallosa, producida por corrientes turbias, se depositó antes en la región ahora en estudio y luego en el lugar típico, confirmando así la hipótesis, propuesta anteriormente, de que las corrientes turbias procedieron de oeste hacia este (CECIONI, 1970, fig. p. 64).

Formación Chorrillo Chico

Hacia el oriente de Punta Aire tenemos unos pocos afloramientos de ésta formación con su litología característica: limolitas grises con lentecitos de limolitas de grano más grueso, feldespáticos y glauconíticos. En la parte más alta visible de la formación, tenemos una arenisca muy limosa, glauconítica, que tal vez podría representar el techo de ésta formación. Si fuera así, tendríamos 210 mts. de esta formación. Su espesor en Bahía Altamirano (costa norte del Seno Skyring), es el mínimo observado hasta la fecha (120 mts.), y queda exactamente hacia el norte. Hacia el Este y hacia el Sureste, los espesores aumentan notablemente hasta tener 480 mts. en la Isla Dawson (HOFFSTETTER et al., 1957).

Hacia el oriente de la arenisca que podría ser el techo de la Formación Chorrillo Chico, a unos 600 mts., tenemos unos pocos afloramientos de arcilla azulada, plástica, pertenecientes a la Formación Agua Fresca, aquí no tomada en consideración. No hay posibilidad, a lo largo de la costa aquí levantada, de afirmar si existe o no la Formación San Jorge, la cual se intercala, en otras partes, entre las dos últimas formaciones mencionadas.

5. ESTRUCTURAS

Los rasgos generales de las estructuras son más o menos como fueron bosquejadas por Thomas (1947), de oriente hasta la parte oriental de Punta Adelaida; tenemos que observar que ciertas fallas no fueron reconocidas por él, y que los anticlinales Miric y Pescado no existen (fig. 4).

Falla Cabo León

En Cabo León, una pequeña área sin afloramiento, divide dos series estratigráficas litológicamente muy distintas, y que presentan manteos opuestos. Hacia el este, la Formación San Isidro manteea el 50° hacia el este y rápidamente disminuyen los valores angulares en el mismo sentido; hacia el oeste, la Formación Rosa (?) es vertical en una área bastante grande, y la Formación Fuentes Inferior (?) paulatinamente toma valores angulares menores hasta alcanzar los 70° que mantiene en el C^o Serrucho. A pesar de que no hemos podido observar los efectos mecánicos, es evidente que existe una falla inversa de salto notable, cualquiera sea la interpretación que se quiera dar a los sedimentos del bloque occidental que sube sobre el bloque oriental.

Puede ser que esta falla continúe hacia el norte, y que pase entre Punta Gruesa y la Isla Isabel, algo hacia el oeste de la desembocadura del Río Pinto, en la costa norte del Seno Skyring.

Se puede proponer la siguiente hipótesis de trabajo: el sinclinal de Bahía Herradura, en la costa arriba mencionada, puede continuar hacia el sur; debajo de los conglomerados de la Isla Escarpada, correlacionados tentativamente a la Formación San Isidro, podría estar presente la Formación Fuentes Inferior, posiblemente presente, como hemos visto, en la parte costera del C^o Serrucho, así como en la desembocadura del Río Nutria, costa norte del Seno Skyring.

Sinclinal Punta Adelaida

Las correlaciones de las formaciones que constituyen en superficie este sinclinal son buenas; en el ala oriental las capas tienen notables inclinaciones hacia el este, y están cortadas por la falla que sigue.

Falla Bahía Lobos "A"

Pone la Formación Fuentes Inferior arriba de la Formación San Isidro, tratándose de una falla inversa. Su salto estratigráfico es de algo más de 600 mts. Los efectos mecánicos son bien visibles en los afloramientos de la costa.

Sinclinal Bahía Lobos

Se presenta bastante angosto; hacia el este, parece que este sinclinal tenga una falla (Falla Bahía Lobos "B'"), la cual pondría la Formación San Isidro arriba de la Formación Fuentes Superior. Esta presunta falla, al parecer, tiene, tierra adentro, una notable expresión morfológica.

Monoclinal Bahía Pescado

Fué interpretado por Thomas (1947) como un sinclinal. Es posible; sin embargo en la costa se observa una monoclinas cóncava hacia arriba; tierra adentro tal vez se pueda comprobar o excluir si se trata de un sinclinal.

Falla Bahía Pescado

Fué interpretada por Thomas como un anticlinal; sin embargo en 50 mts. de distancia, aparece, hacia el oriente, la base de la Formación San Isidro con manteeo hacia el este, mientras que, hacia el oeste, hay aproximadamente 200 mts. de la Formación Fuentes Inferior, con manteos hacia el oeste. Esta última formación sube encima a la Formación San Isidro. Este tipo de falla, con fuerte manteeo en ambos

CABO LEON — PUNTA AIRE

Perfil A — A'
ESCALA 1 : 25000
METODO BUSK

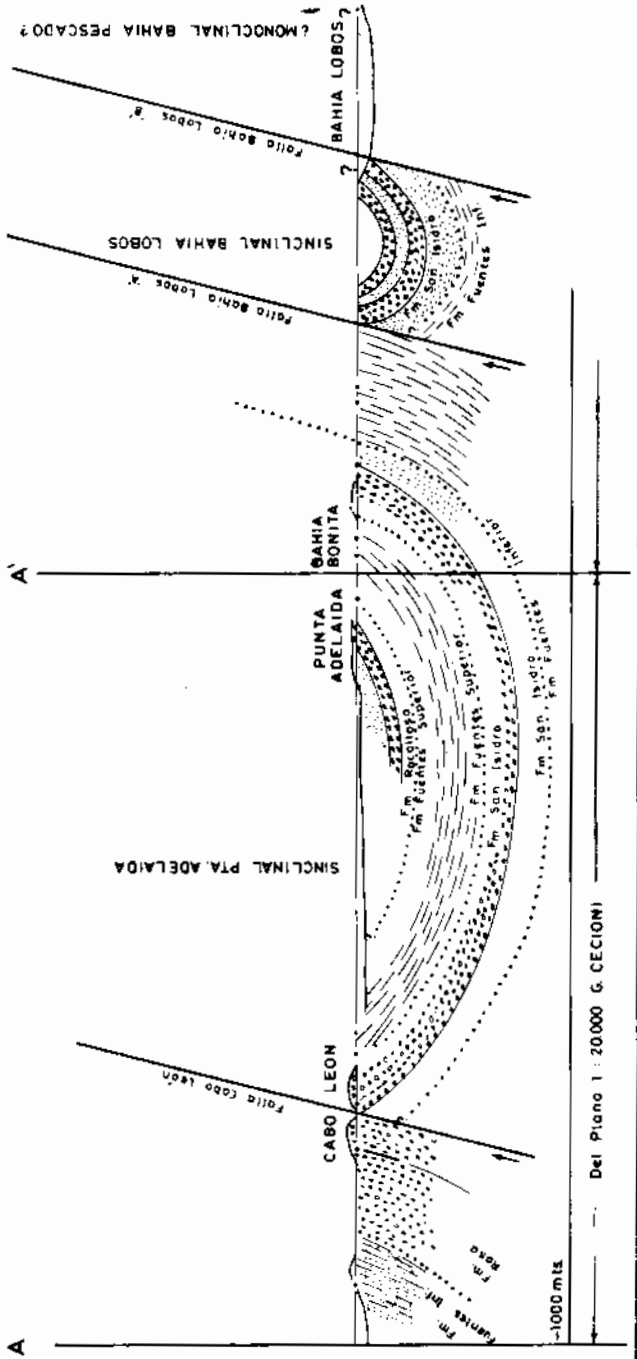
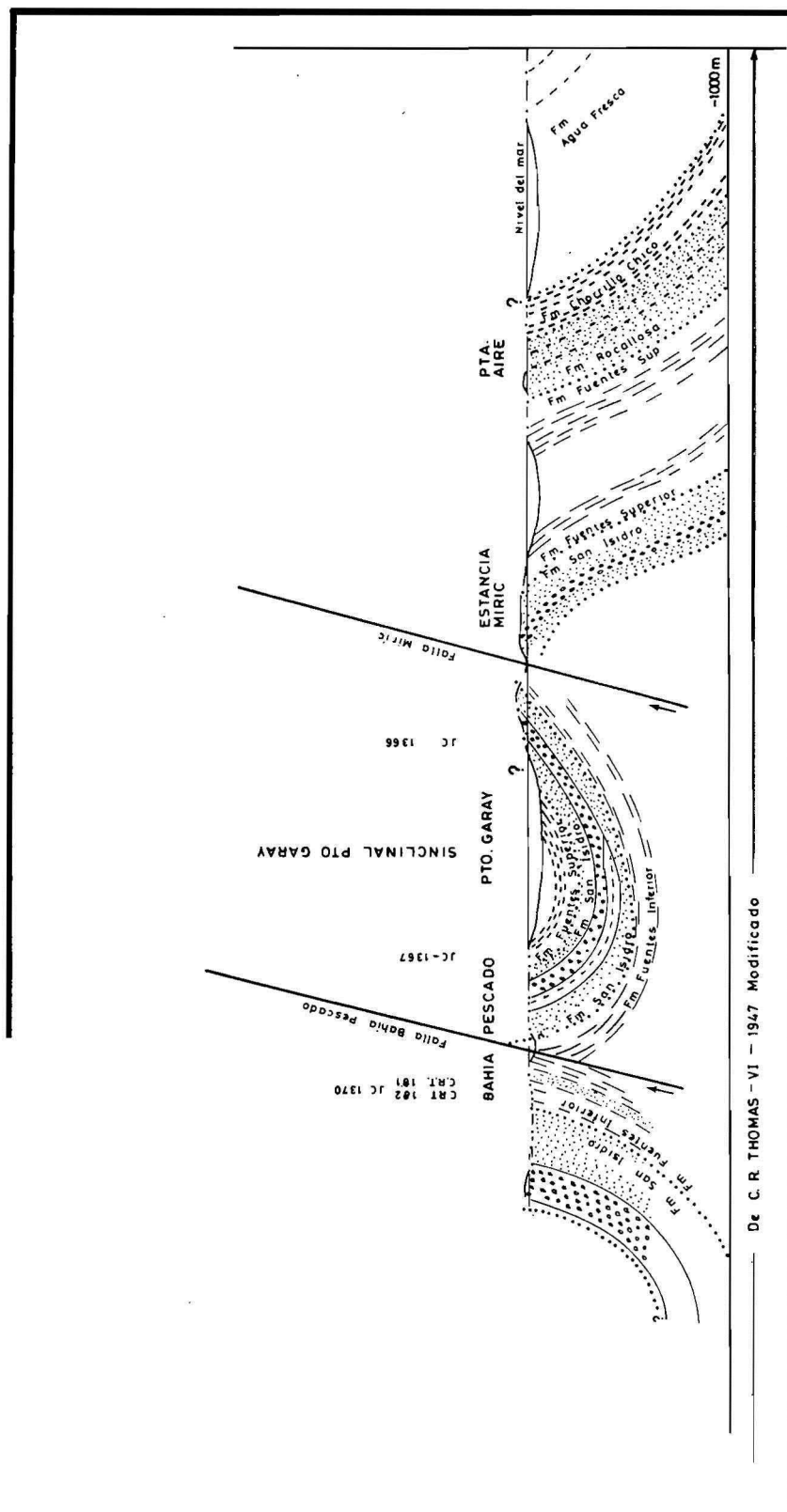


Fig. 4



lados, y en sentido opuesto, recuerda la falla que afecta el anticlinal Canelos, bien visible, en la Península Brunswick (CECIONI et al., 1974).

Sinclinal Puerto Garay

Este sinclinal presenta el ala occidental mucho más inclinada del ala oriental, al contrario del sinclinal Punta Adelaida. Aquí la Formación San Isidro tiene un espesor mayor hacia el oeste. La parte occidental del núcleo del sinclinal no está presente en la costa. Hacia el oriente se presenta la siguiente falla.

Falla Estancia Miric'

Había sido interpretada por THOMAS (1947) como un anticlinal; efectivamente se trata de una falla inversa. En el bloque occidental, por debajo de la base de la Formación San Isidro hay aproximadamente 40 mts. de lutitas y limolitas, con unos bancos de arenisca, del techo de la Formación Fuentes Inferior muy inclinada hacia el oeste. En el bloque oriental hay un banco de conglomerado que, en el bloque occidental, se encuentra a 50 mts. arriba de la base de la Formación San Isidro. Por lo tanto el salto estratigráfico es de 100 mts. aproximadamente, subiendo el bloque occidental con la Formación Fuentes Inferior arriba de la Formación San Isidro.

Monoclinal Punta Aire

Los manteos suaves en la parte occidental, se vuelven pronunciados hacia el oriente. Hacia el este de la Estancia Miric' y de Punta Aire, hay dos áreas sin afloramiento en la costa. Tierra adentro, hacia el oriente de Punta Aire, la morfología contrasta notablemente con la que se tenía hacia el occidente.

Se trata de lomas suaves porque constituídas por lutitas y limolitas de la Formación Chorrillo Chico y de las arcillas azules de la Formación Agua Fresca. El Río Edy presenta notables meandros y numerosos fenómenos de captura.

6. GEOMORFOLOGIA

Cuando se produce el descenso de un glaciar después de haber constituido un surco por abrasión, ampliándose el valle al acercarse a la llanura, produce entonces un gran lago denominado terminal, que se ubica donde terminó la abrasión y empiezan a desarrollarse imponentes fenómenos de sedimentación en las costas más alejadas del glaciar. El Seno Skyring es un típico lago terminal, recién inundado por las aguas marinas.

Este seno ocupa todo el llano del valle y se ajusta al modelado de éste, a pesar de que la cubeta terminal del lago es mucho más baja que el nivel marino. La cubeta terminal de sobreexcavación muestra así una pendiente fuerte en la parte interna de la morrena terminal, y una pendiente suave hacia el lado exterior.

Las laderas norte y sur de la parte oriental del Seno Skyring han sufrido un desarrollo paralelo, rectilineadas por la abrasión, inclinadas en sentido opuesto y conectándose suavemente (Punta Rocallosa-Cabo Graves); están constituídas, al Occidente, por las primeras capas cretácicas, más duras, que afloran en la base de los lomajes cordilleranos, y al Oriente por capas del Terciario bastante alto, arenosas (Formación El Salto y Palomares), además de morrenas de distintos tipos.

Como consecuencia de estas acciones abrasivas y de la depositación, la parte oriental del Seno Skyring presenta una forma rectangular típica de los lagos glaciales terminales, siendo a la vez marginal en relación al relieve de las montañas, constituyendo así un ejemplo clásico de criptodepresión glacial.

Las formas y orientación de la parte terminal rectangular del Seno Skyring, tendrían que tener en la ladera occidental pacífica de los Andes Patagónicos, formas de fiordos peculiares y distintas que las que se encuentran en la misma situación en relación a los otros lagos terminales marginales de la Patagonia cuyo rectángulo extremo aparenta ser perpendicular al eje de la cordillera.

Mientras que las formas de las laderas de los lagos marginales rectangulares alpinos repiten las formas de las expansiones glaciales anteriores, en el Seno Skyring la forma es causada también por la última expansión glacial; sin embargo, ésta ha tenido importancia menor que las anteriores, de manera que muchos de estos lagos terminales marginales rectangulares patagónicos están rodeados por llanos y terrazas continentales, más o menos regulares; presentan además islas características, arqueadas como jorobas de ballenas situadas a lo largo y en el medio del recorrido glacial, cubiertas por hielo (Riegelberg de Penck y Bruckner) con morrena encima, como en el C^o Ballena (CECIONI, 1978), o estriadas, si las rocas son suficientemente duras, como en las islas y escollos característicos que se encuentran a menudo en los brazos occidentales de los lagos terminales, donde estos se meten adentro de las montañas, encajonados como surcos de abrasión, antes, y como canal de inundación después.

Las pocas islas y penínsulas que se encuentran inmediatamente hacia el W del rectángulo, es decir hacia el W de Punta Rocallosa y Cabo Graves, son transversales al recorrido del hielo y su forma, que tal vez anteriormente podría haber sido influenciada por las glaciaciones, actualmente se debe a la erosión de las aguas y está íntimamente relacionada a la estructura y a la litología (fig. 1).

Típica es la forma de la Isla Escarpada, constituida por conglomerados cementados y que estructuralmente representa un sinclinal colgado, cerrado hacia el sur y abierto hacia el norte. En esta abertura, o comba, las capas más arcillosas y más nuevas mayormente erosionadas por el intenso lavado superficial, y tenemos así una cuchara, localmente llamada Bahía Herradura. Así ocurre con las islas Guzmán y Conejos, constituidas por las areniscas compactadas de la Formación San Isidro (fig. 1).

En la misma costa norte del Seno Skyring, las Puntas Guillon, San Juan y Gruesa, están constituidas por rocas arenoso-conglomerádicas del Cretácico más alto. Las islas más hacia el W de la Serranía Serrucho en general pertenecen al Cretácico inferior y por ser rocas mucho más duras que las anteriores, conservan mejor unos cuantos rastros morfológicos glaciales.

En esta misma área, los brazos desarticulados y entre sí ortogonales, convergen hacia el Seno Skyring en su parte occidental, mientras que extensas regiones periféricas, irregularmente allanadas, cubiertas por material morrénico de fondo de la última glaciación, o por turbales, han sido parcialmente modificadas por la última glaciación, que produjo el lago. Aquí, a cierta altura topográfica, la fragmentación de los afloramientos rocosos fué anterior a la erosión fluvial; es común encontrar rocas afectadas por gelivación, cuando suficientemente duras, cretácicas o más antiguas, con enderezamiento vertical de los bloques tablados. A estas alturas topográficas se observa también que la cumbre de muchos cerros es generalmente cónica, siendo esta forma muy peculiar donde se desarrolló un manto de hielo continental.

El Seno Skyring tendría que tener una forma de barquillo cóncavo en su tramo mediano longitudinal, siendo más profunda la parte central. Podrían presentarse también algunos peldaños transversales (N-S) y cuencas alargadas E-W, así como surcos longitudinales rectilíneos o ramificados dicotómicamente debido a fenómenos de difluencia. Los datos batimétricos no son suficientes para apoyar estas hipótesis de trabajo.

Las formas costeras del Seno Skyring, desde la Isla Escarpada hacia el oriente están exclusivamente ligadas a las estructuras y a la litología. Los rastros glaciales anteriores tienen que haber sido borrados por la erosión fluvial y oleaje holocénicos. Las fallas influyen muy poco, y producen paredones escarpados en algunas partes de la costa como al W de Bahía Altamirano (Punta Malogro) en la costa oriental de Puerto Garay y las laderas de Bahía Pescado.

La estructura que más influye en la morfología es el sinclinal; las bahías generalmente son cucharas o "combas" constituidas por rocas arcillosas y que representan los núcleos de los sinclinales, generalmente abiertos hacia el N, por ejemplo Bahía Bonita, bahías tan pequeñas que tal vez podrían recibir el nombre de "radas". En el continente la rada se transforma en "comba" (fig. 2).

De notable importancia es el hecho de que se puede tener (como por ejemplo en la ladera occidental de Punta Rosa) fallas inversas con el bloque hundido constituido por rocas duras, así que la escarpada está en sentido opuesto al salto.

Inversamente, en la parte oriental de las puntas (a sotavento) se observan frecuentemente terrenos bajos y anegadizos, a los cuales podríamos dar el nombre de "marismas" aunque arealmente muy limitados.

Con el oleaje predominante desde el W aproximadamente, es inevitable que una costa E-W con sedimentos de rumbo N-S, tenga que presentar una forma dentada. El relieve continental inundado estaba oculto por los aluviones del fondo del valle que enmascaran la ruptura de pendiente. Estos depósitos blandos fueron destruidos por los primeros, acentuando así las irregularidades del trazado de la costa la cual está muy lejos de ser regularizada, presentando así un carácter efébrico como era lógico admitir teóricamente considerando la litología, estructura y la muy reciente ingresión marina, debido a la inundación versiliana y a los fenómenos neotectónicos que produjeron fallas normales bajando el bloque occidental (CECIONI, 1978).

Más hacia el W de la Isla Escarpada, los brazos se presentan bastante verticales en rocas duras y en el costado principal de abrasión se observan notables cascadas laterales, como manifestación directa de frecuentes y pequeños valles glaciales suspendidos.

De la Isla Escarpada hacia el E, los ríos desembocan generalmente a través de pequeños deltas, insignificantes. Sin embargo, el río Pinto pierde sus meandros a unos 2 km. de la desembocadura, el curso entonces se hace más rectilíneo y desemboca en un amplio delta que constituye la Punta Onofre.

La reactivación erosiva del último trecho del río Pinto puede ser anterior al movimiento negativo de la terraza marina inclinada (CECIONI, 1957). La posterior inundación podría haber sido la responsable de un delta tan notable en esta parte del Seno Skyring. Este delta está avanzando, sin embargo la erosión marina es distinta de punta a punta. La sección oriental es la que avanza porque se encuentra sotavento al oleaje; la sección occidental, a barlovento, sufre un pequeño retroceso, produciendo, a causa del oleaje, una asimetría suavemente lobulada.

7. TECTONICA

El área levantada se caracteriza por una asociación de fallas inversas y de sinclinales; en las fallas, el bloque occidental siempre sube sobre el oriental, así que separan los sinclinales que se presentan contiguos (fig. 4). Hacia el SE de ésta área se presentan unos pocos anticlinales, siempre acompañados por fallas inversas, cuyo plano está muy inclinado hacia el Oeste; hacia el Occidente hay frecuentes fallas con estructuras en escamas (CECIONI, 1960 a).

Las formaciones son todavía más antiguas en la medida que se pasa de Este hacia Oeste, salvo los sedimentos muy recientes en las cuencas intra-montanas, como se pondrá en evidencia.

La presencia de sinclinales que cabalgan hacia el Este, puede ser interpretada:

1º) por fuerzas tangenciales que pueden haber producido pliegues-fallas con plano muy inclinado (CECIONI 1954). De ninguna manera podríamos establecer aquí si la falla es causa o efecto del pliegue.

2º) como arriba, empero produciendo pliegues-fallas, cuyo plano de corrimiento podría ser sub-paralelo a las capas del bloque occidental; ésta interpretación explicaría los numerosos espejos de falla que se encuentran en la Formación Fuentes Inferior, ala oriental del sinclinal Punta Adelaida (según conversación con el Sr. R. Thiele). Sin embargo el mencionado sinclinal tiene el ala occidental menos inclinada que el oriental.

3º) por fuerzas tangenciales que produjeron pequeños "decollements" intercutáneos del bloque occidental superior.

4º) por fuerzas verticales que produjeron el mismo fenómeno que por fuerzas tangenciales como componentes compresionales laterales de la resultante vertical (UZZIELLI, 1883; SANFORD, 1950; BELOUSOV, 1961; MOURITSEN, 1975).

Los resultados gravimétricos, obtenido por MARANGUNIC (1979), ponen en evidencia pequeñas anomalías gravimétricas de Bouguer en ésta área. Este hecho sugiere al autor citado de que aquí no existan raíces de la corteza, siendo ésta muy delgada. En esta región la isostasia requiere entonces una correspondiente disminución de la densidad del manto superior y consecuentemente un mayor volumen de este (BELOUSOV, 1969). Según MARANGUNIC (1979) podría ser que un aumento de densidad de la corteza sea compensado por su escaso espesor.

Los sedimentos aquí examinados, tienen que haberse sollevantados con la Orogénesis Sub-Hercínica (CECIONI, 1960 a) y Larámica (KLOHN, 1949), formando los Paleo-Andes (CECIONI, 1960 a).

Si hubo un hundimiento de la corteza (CECIONI, 1957; 1978), exactamente donde podríamos esperar según MARANGUNIC (1979) una mayor densidad de ésta, semejante hundimiento produjo la inclinación de la terraza marina del Seno Skyring (CECIONI, 1954) y tienen que haberse producido depresiones, donde se verificaron una o más cuencas terciarias en los lugares típicos de las Formaciones Isla Charles III, Ballena, Cabo Holand (tal vez sinónimo de la Formación Río Cóndor)(CECIONI, 1960 a) y Monte Burney (SUAREZ, 1971). La edad de éstas cuencas "intermedias" es pre-Orogénesis Andinas s.s., es decir post-Formación El Salto y pre-Formación Palomares (CECIONI, 1960 a), es decir del Mioceno Superior.

Esta cuenca (o cuencas) independiente, intramontana y acompañada por volcanismo todavía activo, coincide bastante bien con los resultados experimentales producidos con oscilaciones verticales de la corteza terrestre, obtenidos por UZZIELLI (1883) y BELOUSOV (1961), así como con la teoría de nuestro planeta en expansión, según HEEZEN (1960), MOURITSEN (1975) y CAREY (1976), por citar los más destacados investigadores sobre éste tema.

Los indudables movimientos verticales que se verificaron aquí, y la posibilidad que la corteza no presente las raíces de las montañas, hace suponer que nos encontramos en la región límite de separación entre *dos tipos opuestos de margenes continentales*: el atlántico pasivo y el pacífico activo por los movimientos verticales endógenos de la corteza (PRATSCH, 1978, fig. 1).

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El Cretácico Superior se presenta en ésta área con sedimentos mucho más potentes y conglomerádicos hacia el oeste, como ya fué observado en el Estrecho de Magallanes (CECIONI, 1970 a). Este fenómeno nos indica otra vez que estamos cerca de la montañosa costa occidental de la Cuenca Cretácica Magallánica; aparentemente, la mayoría de estos sedimentos conglomerádicos arenosos, representan flysch con su sub-facies wildflysch, formado en una cuenca inestable; las corrientes turbias, alimentadas por un solevantamiento continuo de las montañas, procedieron desde la costa oeste del embahiamiento, donde tenemos una península ancha (CECIONI, 1970).

Los depósitos arcillosos, inversamente, en la misma área, se acuñan hacia el oeste, así que, por ej., en el Pozo El Ganzo n° 1, unos pocos kilómetros hacia el este del C° Canelos (CECIONI et al., 1974), todo el Cretácico Superior es arcilloso y a veces limolítico.

Estructuralmente tenemos sinclinales contíguos, separados por fallas inversas con plano inclinado hacia el oeste.

Tectónicamente esta asociación estructural podría ser debida a componentes compresionales laterales de un solevantamiento vertical de la corteza, al cual siguió un hundimiento de la misma, densa y sin raíces, poco después de la Orogénesis Andina s. s. del Mioceno Superior, formándose cuencas intra-montanas, independientes, probablemente desde el Mioceno Superior hasta el Pleistoceno, acompañadas por volcanismo.

La hipótesis de MARANGUNIC (1979) es confirmada parcialmente por la presencia en Tierra del Fuego, de rocas básicas pertenecientes a la familia de las ofiolitas, cuya extensión abarca muchos kilómetros cuadrados; se trata de hornblenditas, doleritas, gabros y diabasa (SUAREZ et al., 1976).

Estas rocas básicas podrían representar un elemento positivo para la prospección de yacimientos de cobre, cuya génesis es distinta de la de los famosos yacimientos de cobre diseminado chilenos en el norte y centro del País; éstos yacimientos de cobre en Tierra del Fuego, por las observaciones efectuadas por el Sr. M. Suarez (comunicación verbal) y por el presente autor, en Yendegaia (Canal Beagle, costa norte cerca del límite chileno argentino), se presentan bastante parecidos a los yacimientos de cobre ligados a las ofiolitas, y que fueron explotados en el Apenino Septentrional. Aquí se trata de stocks irregulares de mineral en masas gabroides-herzolíticas (pasando a peridotitas enstatítico-augíticas, en los contactos), siendo el mineral contemporáneo a la serpentinización.

Desde el punto de vista de la geomorfología estructural, hay una influencia importante de las estructuras descritas detectada esencialmente en la geomorfología costera. A pesar de la enorme influencia glacial pleistocénica, los rasgos estructurales transversales a la dirección del hielo aparecen como formas contrarias a la regularización costera. Mientras en su aspecto general la costa es glacial-tectónica, en el detalle aparece la influencia de los rasgos estructurales relacionados con estructuras plegadas.

8. BIBLIOGRAFIA

- BELOUSOV, V. V. 1961. *Experimental Geology*. Sci. Amer. 2:97-106.
 BELOUSOV, V. V. 1969. *Interrelation between the Earth Crust and Upper Mantle. The Earth's Crust and Upper Mantle*. Geophysical Monogr., Am. Geophys Union, Pembroke J. Hart, Edit., Washington :698-712.
 CAREY, S. W. 1976. *The Expanding Earth*. Develop. in Geotectonic, n°10, Elsevier, New York.

- CECIONI, G. 1954. *Perfil geológico entre Cabo León y Punta Aire, costa sur del Seno Skyring*. Informe inédito ENAP.
- CECIONI, G. 1954. *Posición estratigráfica de algunos amonites de la Provincia de Magallanes*. Informe inédito ENAP.
- CECIONI, G. 1955. *Distribuzione verticale di alcune Kossmaticeratidae della Patagonia Cilena*. Boll. Soc. Geol. Ital. 74:1-11.
- CECIONI, G. 1957. *I terrazzi marini della Patagonia Cilena*. Atti. Soc. Tosc. Sc. Nat., Serie A, Pisa, 64:33-39.
- CECIONI, G. 1960. *Sub-Hercinian Orogeny in the Strait of Magellan*. Boll. Soc. Geol. Ital. 78 (1): 1-14.
- CECIONI, G. 1960 a. *Perfil geológico entre Cabo Froward y Cabo San Isidro, Estrecho de Magallanes*. Inst. de Geol., Fac. Sc. Fís. y Mat., Univ. de Chile, publ. nº 17. Santiago.
- CECIONI, G. 1970. *Esquema de paleogeografía chilena*. Ed. Universitaria, Santiago.
- CECIONI, G., G. VON GOETSCH & I. ALVAREZ. 1974. *Anticlinales Prat y Canelos, Seno Otway, Magallanes*. Public. nº 42, Depto. de Geol., Univ. de Chile, Santiago.
- CECIONI, G. 1978. *Observaciones geomorfológicas en Ultima Esperanza, Chile, y consideraciones sobre la elasticidad de la corteza terrestre*. Infor. Geogr. Chile, (25):3-10.
- EYSINGA, F. W. B.(VAN). 1975. *Geological Time Table*. 3/rd Edit., Elsevier Co., Amsterdam.
- GARCIA, F. 1952. *Geología de superficie de la parte noreste de la Isla Riesco*. Informe inédito. ENAP.
- GOETSCH, G. (VON). 1953. *Informe geológico del área Tres Morros - Agua Fresca - San Isidro*. Informe inédito. ENAP.
- HEEZEN, B. C. 1960. *The rift in the ocean floor*. Sci. Amer. 203 (4):98-110.
- HEMMER, A. 1935. *Geología de los terrenos petrolíferos de Magallanes y las exploraciones realizadas*. Bol. Minero. 47 (419):139-149.
- HEMMER, A. 1937. *Las exploraciones petrolíferas en Magallanes*. Bol. Min. Petrol. 7 (77):717-719.
- HOFFSTETTER, R., H. FUENZALIDA & G. CECIONI. 1957. *Lexique Stratigraphique intern.*, vol. 5, fasc. 7, Chili. Centre Nat. Rec. Scientif. Paris.
- KLOHN, C. 1949. *Estudios geológicos entre Agosto de 1947 y Enero de 1949 en el Depto. de Ultima Esperanza, al norte de Puerto Natales*. Informe inédito ENAP.
- MARANGUNIC, C. 1979. *Perfil Gravimétrico y espesor de la corteza en el Seno Skyring, Canales Patagónicos*. Com. nº 25, Depto. de Geología, Univ. de Chile, Santiago.
- MOURITSEN, S. A. 1975. *Introduction to the Genesis of Planetary Structure and Terrestrial Maria*. Geol. Rundsch., 64 (3):899-915.
- PRATSCH, J. C. 1978. *Future hydrocarbon exploration on continental margin and plate tectonics*. Journ. of Petrol. Geol. 1 (2):95-105.
- SANFORD, A. R. 1959. *Analytical and experimental study of simple geologic structure*. Geol. Soc. of Am., Bull. 70 (1):19-52.
- SHOW, E. S., C. L. MOHR & J. HOLLISTER. 1944. *Report on the United Geophysical Co., Petroleum Survey of the Province of Magallanes, Chile*. Informe inédito ENAP.
- SUAREZ, M. 1971. *Geología de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 51º y 52º 30' S*. Tesis de grado, Depto. de Geol. Univ. de Chile, Santiago. (inédito).
- SUAREZ, M. & T. H. PETTGREW. 1976. *An Upper Mesozoic Highland-Arc, Back-Arc System in Southern Andes and South Georgia*. Geol. Mag. 113:305-400.
- THOMAS, C. R. 1947. *Bahía Pescado and Miric Anticlines, Isla Riesco*. Sept. 11. Informe inédito ENAP.
- THOMAS, C. R. 1949. *Geology and Petroleum Exploration in Magallanes Province, Chile*. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull. 33 (9):1553-1589.
- UZIELLI, G. 1883. *Sulle ondulazioni terrestri in relazione con l'orografia degli Apennini e delle Alpi*. Boll. Soc. Geol. Ital. 1 (2):138-164.