

## EL LIAS DE LA QUEBRADA DE DOMEYKO, PROV. DE ATACAMA

por el prof. GIOVANNI CECIONI, *cum suis*

De la Escuela de Geología de la Universidad de Chile

La señalación de sedimentos con probables facies de flysch, y de edad indefinida, fue comunicada a nosotros por la señorita María A. Fortt, alumna del entonces tercer curso de la Escuela de Geología. El que suscribe llevó a cabo un reconocimiento del área con el mismo tercer curso en el mes de julio de 1964. El área objeto de la presente nota está ubicada al S. del Cerro Baleadero en la Quebrada de Domeyko, poco al N. del paralelo 29° S., entre los meridianos 70° y 71° W., en la Comuna de Vallenar del Depto. de Huasco, Provincia de Atacama.

Se ejecutó el levantamiento a la escala 1:5.000, valiéndose de alidada, complementado en el terreno y en el campamento por discusiones; a este trabajo siguió, por un semestre, la investigación tanto en el campo de la petrografía como de la paleontología. Al primer grupo pertenecieron los alumnos Vladimir Covacevich, René Carmona, Patricia Narváez, Carlos Portigliati, Mario Sánchez y Carlos Ulriksen; al segundo, los señores Guillermo Alfaro, Olga Arancibia, Edison Botto, Leonardo Vergara, Gunther von Osten. Los señores Eliso González y Pedro Raczynski completaron el estudio analizando las estructuras y texturas, bastantes peculiares, de los sedimentos más bajos, situados casi al extremo W. del área en estudio.

Se agradece de una manera especial a los señores profesores J. Muñoz Cristi e Y. Katsui por la ayuda prestada en el campo de la petrografía y al profesor D. Herm, en lo que se refiere a la parte paleontológica. A los señores R. Charrier y R. Vicencio, que revisaron constructivamente el texto, vayan nuestros públicos agradecimientos.

Los sedimentos se presentan con rumbo WNW-ESE, con manto variable entre 20° y 60°, y están afectados por varias fallas generalmente NS de desplazamiento relativo lateral.

La serie está afectada hacia el N. por intrusiones extensas de porfiritas y por filones generalmente perpendiculares entre sí, constituidos generalmente por microdiorita bastante alterada. Sedimentos y porfiritas están atravesados por una intrusión más nueva de granodiorita milonitizada. La edad de estos cuerpos intrusivos post-líasicos es desconocida. Distinto es el caso de la intrusión de la diabasa, la cual es contemporánea a la sedimentación.

*Formación Cerro Baleadero*

Se hace la proposición formal de esta formación, defi-

niéndola como un conjunto de sedimentos lutíticos, arenosos, conglomerádicos y brechosos, sin base ni techo visibles, y que afloran en la pendiente S. del Cerro Baleadero, al margen derecho de la Quebrada de Domeyko, a 24 kms. al W. del pueblo homónimo. Esta formación ha sido estudiada en detalle entre Quebrada de Hollaca y el camino de la Mina Altamira (fig. 1).

El único trabajo geológico anterior al presente consiste en un informe particular al Departamento de Minas y Petróleo, redactado por los Srs. C. Schwarz T., Carlos Ruiz F., H. Flores W. en agosto de 1948, acompañado por un plano geológico a escala 1:25.000. Los sedimentos ahora comprendidos en la formación Cerro Baleadero fueron entonces considerados tentativamente de edad triásica y no fueron tomados en consideración por la naturaleza misma de aquel trabajo, estrictamente de carácter económico. Se encontró, entonces, un braquiópodo cuya clasificación no fue posible.

DESCRIPCIÓN: La serie más desarrollada y continua se encuentra en la pendiente SE del Cerro Baleadero, 500 mts. al poniente del contacto con el ígneo. Si son correctas nuestras correlaciones, en la parte más oriental del área levantada, los sedimentos más bajos que allí afloran están constituidos por lutitas negras masivas, sin fósiles, que parecen indicar una facies marina profunda. Varios niveles de lutitas de la misma facies se encuentran intercalados en el flysch presente en la parte más occidental del área; empero no se puede hacer correlaciones entre estos tipos litológicos. Se puede presumir, considerando también la estructura, que la serie occidental pueda ser más vieja de la oriental, y que el wildflysch del afloramiento más occidental levantara represente el nivel más bajo hasta la fecha puesto en evidencia.

Los 90 mts. basales, a lo largo del perfil A-B-C, fig. 2, están constituidos por una arenita de mala clasificación, en la cual se encuentra abundante cuarzo y plagioclasa, accesorios y matriz de clorita y caolinita. Los bancos presentan estratificación gradada arcillosa, repetida; tienen espesores variables entre 0,5 y 1 metro. En uno de los más bajos se pudo medir el sentido de los muchísimos calcos y surcos de flujo en su cara inferior, sentido que indicaría localmente paleocorrientes hacia N 25° W. Unos 50 mts más arriba, las mismas estructuras indican una paleocorriente prácticamente perpendicular a la anterior y dirigida hacia N 60° E.

Considerando ahora que estos bancos arenosos pasan hacia arriba gradualmente a lutitas y limolitas, mientras que el contacto limolita-lutita con la arenita es

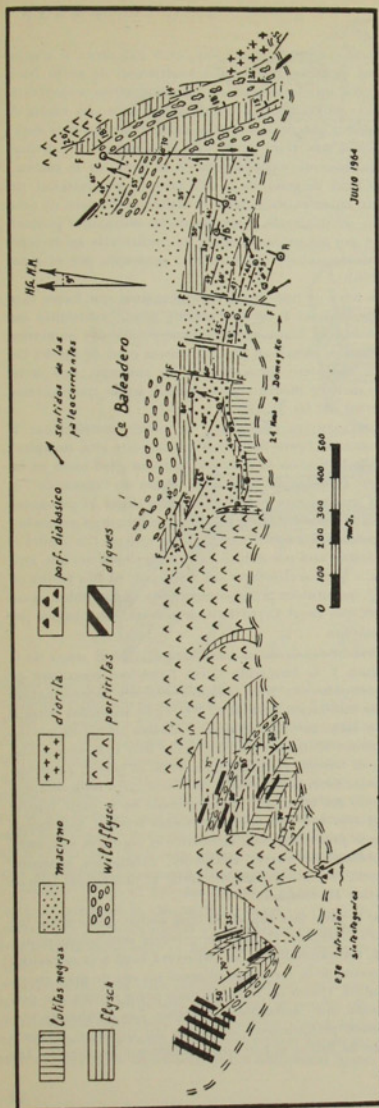


Fig. 1 Bosquejo geológico del área al S. del Cerro Balaedero, en la Quebrada de Donnyko

brusco, se puede pensar, fundamentándose también sobre los datos anteriores, que estas últimas fueron depositadas por corrientes de turbidez. Las arenitas presentan muy a menudo una estratificación gradada arcillosa, a veces repetida; los granos de cuarzo, muy abundantes, no presentan redondamiento, están quebrados, así como los de plagioclasa, menos abundantes, se presentan también doblados. El cuarzo a veces se presenta muy anguloso y con extinción ondulosa. La ortoclasa es todavía menos abundante. Entre los accesorios se observan: anfífolas, magnetita, piroxena, muscovita, perfitita, clorita. La matriz está constituida por abundante sericita, probable caolinita y clorita.

Si consideramos ahora que los espesores de los sedimentos finos de estos 90 mts. basales son muy pequeños en relación a los espesores de las arenitas, podemos correlacionar esta facies a la del *macigno*. Esta correlación es factible sólo por quien tenga práctica de la geología de los Apeninos, y para que la comparación tenga valor objetivo serán necesarios estudios más detenidos.

Inmediatamente hacia arriba de estas arenitas se presentan 70 mts. de una prevalencia de lutitas y limolitas con pequeñas intercalaciones de arenitas. Excepcional es un banco de arenita de un metro, mientras que los demás se miden en cms.; estas arenitas también presentan estratificación gradada arcillosa, frecuentemente repetida, y pliegues sinosedimentarios; litológicamente tienen las mismas características de las arenitas antes mencionadas. La presencia de arenitas delgadas, con aquellas características, intercaladas entre potentes bancos de lutitas y limolitas, permite establecer de que estamos en presencia de una facies de flysch, y la más típica. Hacia la base de esta serie fueron encontrados braquiópodos (*Spiriferina linguiferoides* (Forbes)) y *Chondrites*.

Hacia arriba tenemos 130 mts. de arenitas idénticas a las de la base y que tienen en el techo del tercio inferior una intercalación de flysch de espesor muy limitado. Hay que poner en evidencia que en un banco de macigno en la parte central de esta serie, se observa una estratificación entrecruzada muy pequeña, estructura ésta bastante rara en los sedimentos de esta facies.

Al techo de esta serie encontramos 30 mts de microparaconglomerados de estratificación gradada arcillosa, los cuales pasan hacia arriba a 30 mts. de brecha de elementos muy grandes, superiores a los 10 cms., caótica. La misma facies está muy desarrollada en la parte alta y SW del Cerro Balaedero y los rodados presentan un muy buen redondamiento; varios de estos rodados tienen un diámetro superior a los 10 cms. y su forma es más bien fluvial que marina. Paraconglomerados, con o sin estratificación gradada arcillosa y brechas indican claramente una facies de wildflysch.

Los elementos que constituyen los conglomerados y las

brechas del wildflysch están constituidos por cuarcitas de color miel claro; el cuarzo es el constituyente más abundante de las cuarcitas y sus granos se presentan bastante angulosos y con extinción ondulosa; raros cristales de ortoclasa y plagioclasa también de contornos irregulares; rarísimos son la mica, la sericita y todavía menos abundantes las clorita, hematita y magnetita. Cemento silíceo.

Hacia arriba este wildflysch está cubierto por 50 mts. de macigno en el cual se observan magníficos pliegues sinsedimentarios, estratificación gradada arcillosa, muy a menudo repetida, y numerosos calcos y surcos de flujo, los cuales indican aquí paleocorrientes dirigidas hacia N 30° E.

Todavía más arriba se pueden observar 30 mts. más de flysch y la serie se interrumpe por fallas e intrusiones básicas.

EDAD: La presencia de *Spiriferina linguiferoides* (Forbes), indica una edad liásica para estos sedimentos (v. Apéndice). No se conoce actualmente la distribución vertical de este braquiópodo y no se puede dar una datación cronológica más fina.

AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN: La presencia de unos ejemplares de *Chondrites* confirma la facies establecida sobre la estructura de estos sedimentos, es decir de flysch y sus variedades macigno y wildflysch. Efectivamente estos Problematika son abundantes en el flysch de los Alpes, de los Apeninos, de Escocia, Cárpatos, Cuba, Magallanes y recién ahora se señalan en el Norte de Chile. Generalmente se encuentran asociados a *Helminthoidea*, *Helminthopsis*, *Zoophycos*, como también en Magallanes y Europa.

Considerando la moderna interpretación de la facies de flysch, con sus variedades macigno y wildflysch, se puede pensar que los sedimentos liásicos de la formación Baleadero se depositaron en la escarpada continental o más abajo por corrientes de turbidez acompañadas por derrumbes submarinos en la escarpada continental (wildflysch). Las corrientes de turbidez fueron más frecuentes mientras que se depositaba el macigno que no cuando se depositaba el flysch s. s., indicando así una variación de intensidad en los movimientos orogénéticos, si el flysch es un depósito sinorogénico, o una mayor intensidad de los movimientos sísmicos, si el flysch es un depósito co-sísmico (término nuevo, sugerido por el Prof. Humberto Fuenzalida), cuyos bancos arenosos, con sus estructuras típicas, son semejantes a los producidos por las "tablas vivrantes". Se puede postular que la intensidad sísmica de algunas áreas esté ligada a los procesos diastroficos (1).

1) Se excluye momentáneamente las posibilidades de que el flysch pueda representar un depósito resedimentado debido a movimientos eustáticos negativos de cierta envergadura, que desplazaron material de la plataforma continental, así como a corrientes de fondo de tipo oceánico.

En el caso de la formación Cerro Baleadero, si admitimos lo dicho más arriba, tendríamos, de abajo hacia arriba, un "crescendo" en los movimientos orogénéticos, hasta producirse derrumbes submarinos con caídas de rodados prácticamente fluviales, evidentemente depositados muy cerca de la costa la primera vez, y después posiblemente redepositados en el fondo de la cuenca. La línea de costa, de la cual procede este material, parece haber existido hacia el occidente del área en estudio, considerando el sentido de las estructuras producidas por las paleocorrientes. Se confirmaría así la hipótesis de trabajo recientemente propuesta por el autor (1964).

La línea de costa hacia el oriente tiene que haber existido hacia el E de El Tránsito, donde sedimentos con los mismos braquiópodos, acompañados por numerosos amonites, tienen en parte la misma edad de los del Cerro Baleadero, presentando, sin embargo, una facies de shelf de mediana profundidad, según comunicación verbal del Dr. D. Herm.

CORRELACIONES REGIONALES: Se puede correlacionar la formación Cerro Baleadero con la parte alta, no apical, de la formación Los Molles, tanto en edad como en facies. También allá, como acá, existe un "crescendo" en los movimientos orogénicos hasta llegar al paroxismo con la deposición de wildflysch, presente en ambas formaciones. La diferencia reside en que en Los Molles el macigno está por debajo del wildflysch en vez que arriba, y que los elementos del wildflysch en Los Molles están constituidos principalmente por queratofidos, mientras que en el Cerro Baleadero están constituidos por cuarcitas.

ESTRUCTURA: Como se puede apreciar en el mapa de la figura 1, la formación Cerro Baleadero constituye estructuralmente unos cuantos bloques monoclinales con inclinación general al NE; están separados entre sí por fallas de desplazamiento relativo lateral de rumbo aproximadamente NS., las cuales han sido reconocidas en el terreno y están indicadas en el plano; probablemente están acompañadas por otras, cuyo reconocimiento no fue efectuado. A veces, como en la parte central del área levantada o en el extremo oriental, los bloques no se presentan como monoclinales regulares sino están doblados en suaves sindinales, producidos aparentemente por el esfuerzo de cizalla al desplazarse lateralmente los bloques.

En la parte más baja de la serie visible, hacia el SW del área levantada, el flysch se presenta sumamente doblado, contrastando con su estructura local a la estructura general de la serie. Los pliegues no son de gran envergadura, tienen un radio de unos pocos metros y se presentan muy apretados e elegantes. Las arenitas se presentan perfectamente dobladas, sin rupturas, mientras que las lutitas se presentan sumamente fracturadas. Los

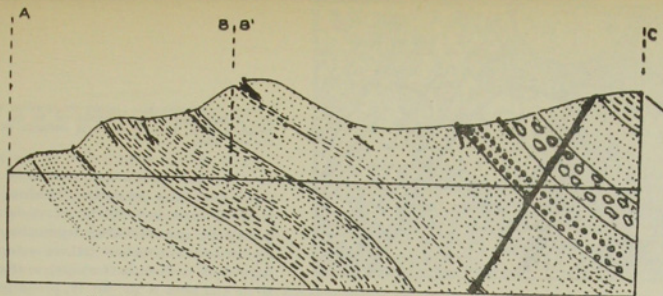
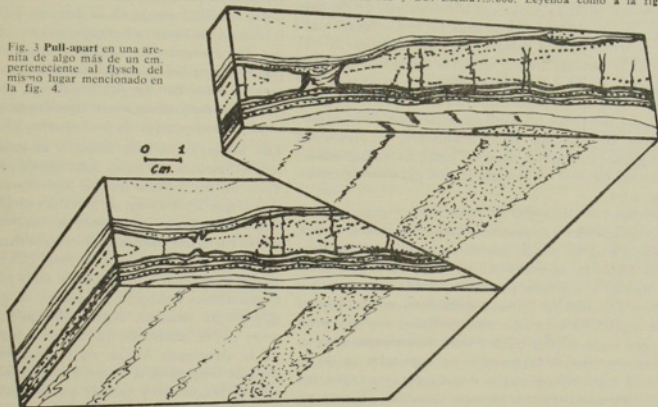


Fig. 2 Perfil geológico a lo largo de las líneas AB y BC. Escala: 5.000. Leyenda como a la fig. 1

Fig. 3 Pull-apart en una arenita de algo más de un cm. perteneciente al flysch del mismo lugar mencionado en la fig. 4.



planos axiales de los pliegues, asimétricos, indican una traslación y consecuentemente un empuje de SW hacia el NE; numerosas fracturas aparentemente pequeñas afectan el conjunto muy tectonizado. La intensidad de esta tectonización disminuye progresiva y bastante rápidamente hacia arriba, tanto estratigráfica como topográficamente, en unas pocas docenas de metros, sin que se pueda trazar una línea de demarcación entre la parte fuertemente doblada y la parte monoclinálica. Hacia el SW del flysch muy plegado se encuentra una masa de pórfido diabásico de dimensión visible bastante reducida (hacia el SW, los depósitos recientes, fluviales, no permiten la observación), la cual a través de una serie de pequeños filones y digitaciones de forma y tamaño variable, se mete en los sedimentos de facies de flysch.

Donde la serie, muy poco arriba del pórfido diabásico, vuelve a tomar la estructura monoclinálica, se pueden observar algunas estructuras muy peculiares y muy poco desarrolladas en las arenitas. Estas estructuras tienen tamaño muy variable desde unos pocos milímetros hasta

unos cuantos decímetros. Un banco de arenita, cuyo espesor es algo variable, está intercalado en lutitas y limolitas; éstas presentan algunas líneas oscuras, muy suavemente onduladas, paralelas a la superficie de estratificación, constituidas por una prevalencia de biotita; las arenitas a veces, observadas al microscopio, presentan una fina estratificación gradada arcillosa. También presentan bandas oscuras, pero éstas no se presentan en paralelo a los planos de estratificación; éstas bandas están inclinadas hacia el centro del banco, constituyendo cuñas dirigidas hacia donde el banco de arenita presenta una estrangulación, así que en ambos lados de la estrangulación las cuñas se presentan convergentes. La estrangulación no se presenta con la misma intensidad a lo largo de su eje, siendo en algunas partes poco desarrollada y en otras tan desarrollada que el banco de arenita resulta separado a veces de una manera notable. En el terreno y en laboratorio se ha observado que la lutita, en la cual está metido el banco de arenita, se mete en la estrangulación, rellenando el hueco. A diferencia de lo que pasa en el *boudinage* (estructura a la cual la



Fig. 4 Pull-apart en una arenita de 50 cm, de espesor en el banco de arenita y no del de abajo. En el *boudinage* ambos proporcionan la misma cantidad de material de relleno, resultando así una estructura simétrica respecto al plano central del banco de arenita y paralelo a los planos de sedimentación. Aquí los bancos lutíticos y limolíticos inferiores e inmediatamente debajo del banco arenoso afectado por la estrangulación, se presentan suavemente curvados y convexos hacia arriba, siguiendo aproximadamente en paralelo la base del banco arenoso (figs. 3 y 4).

nuestra se semeja bastante), la lutita que rellena el hueco procede principalmente del banco situado arriba del banco de arenita y no del de abajo. En el *boudinage* ambos proporcionan la misma cantidad de material de relleno, resultando así una estructura simétrica respecto al plano central del banco de arenita y paralelo a los planos de sedimentación. Aquí los bancos lutíticos y limolíticos inferiores e inmediatamente debajo del banco arenoso afectado por la estrangulación, se presentan suavemente curvados y convexos hacia arriba, siguiendo aproximadamente en paralelo la base del banco arenoso (figs. 3 y 4).

Considerando ahora que las arenitas, muy poco por debajo de aquellas que presentan estrangulaciones, tienen pliegues muy apretados, asimétricos, con ángulos agudos y sin fracturas, mientras que las fracturas se presentan en lutitas, y teniendo presente que los límites de los bancos arenosos, en las estrangulaciones no son planos sino superficies arqueadas semiovoidales, se puede pensar que tanto el plegamiento como la estrangulación se efectuaron cuando las arenitas no eran tales, es decir, cuando eran arenas recién depositadas, con agua intersticial, actuando así ni como material plástico, ni como rígido, permitiendo una deformación flexural; esta estructura se produjo sólo donde el grado de saturación de las arenas era bastante bajo, como para que la carga hidrostática no se repartiera en toda la masa de sedimento.

Estas condiciones sobre la manera de actuar de estos tipos litológicos, permite inducir que plegamiento y estrangulaciones se verificaron mientras que la serie sedimentaria ahora examinada se encontraba todavía bajo el mar, del cual tomó origen.

Si tenemos ahora presente que entre los pliegues y las apófisis (protuberancias menores y denticitos) del techo de la masa de pórfido diabásico, tiene que existir una relación genética, pues las capas se amoldan a la forma del ígneo, desapareciendo el plegamiento y las estrangulaciones hacia arriba, donde la serie vuelve a presentarse monoclinical tranquila, se induce que la causa de estas estructuras locales es debida a la intrusión de la masa pequeña de pórfido diabásico, acontecimiento que se verificó, mientras que se depositaba la serie de flysch, con sus variedades litológicas (fig. 5).

Los planos que separan las estrangulaciones, los ejes

de los pliegues asimétricos, así como los ejes de las apófisis y denticitos del pórfido diabásico, dan constantemente la dirección N 20°-30° W; es decir, que mientras que en este geosinclinal se depositaba el flysch liásico, las intrusiones de diabasa (tal vez acompañadas en otros lugares por verdaderas efusiones) se efectuaron a lo largo de una línea N 20°-30° W, produciendo unas lomas submarinas paralelas, y con esta dirección, doblando las capas inmediatamente en la cercanía y favoreciendo la formación de las estructuras peculiares, antes mencionadas, de estrangulación, debidas al arqueamiento que experimentaron las capas, debido a la intrusión, estructuras que recuerdan las del *boudinage*, pero que tienen que ser comprendidas entre aquellas estructuras clasificadas bajo el nombre de *pull-aparts*.

Esta inyección de roca básica y su contemporaneidad con sedimentos de facies sinorogénicas, nos permite hacer un paralelismo con las inyecciones, más desarrolladas, que se observan en los Alpes occidentales, donde han tenido lugar inyecciones en una región mientras se efectuaba un movimiento orogénico, siendo la intrusión una consecuencia de éste, el cual controla la forma, dimensión y dirección de estas masas intrusivas, o inyecciones basales, a las cuales, en parte, se dio el nombre de *facolitas*, constituidos principalmente por rocas verdes, ofiolíticas, que tomaron lugar al comienzo de la Orogénesis Alpina en el Mesozoico. Los movimientos orogénicos, o, mejor, los tectogénicos (en el sentido de Haarmann y Escher) pueden haber sido la causa de las inyecciones basales sintectogénicas, y éstas las causas inmediatas de los plegamientos locales marginales a los cuerpos intrusivos, así como de la formación de los *pull-aparts*.

**MAGMATISMO SINTECTOGENICO:** la roca que intruye la parte occidental de la formación Cerro Baledero, intrusión contemporánea a la sedimentación, constituyendo una inyección basal sintectogénica, tiene un color gris intermedio oscuro, es uniformemente afanítica y presenta fenocristales grandes, blancos y algunos verdes, bien visibles macroscópicamente. Los fenocristales que prevalecen están constituidos por plagioclasa con 50-60 de An., y corresponden a labradorita; se presentan zonados y con maclas de Carlsbad; los otros fenocristales, menos frecuentes, se presentan de color verde, son pocos pleocroicos, a veces con maclas basales características, correspondiendo así a piroxenos. También la albita está presente. En la masa fundamental se observan principalmente piroxenos en gran abundancia y magnetita. La estructura aquí es interseptal. Las alteraciones afectan principalmente a los piroxenos, parcialmente descompuestos en anfífolas. Se trata de un pórfido dia-

Fig. 5 Detalle de la intrusión de pórfido diabásico en el flysch (de una foto)

básico, que puede ser un representante efusivo de un magma gábrico o pertenecer a una masa limitada intrusiva, enfiada por la roca encajante, permitiendo así la posibilidad de reconocer los fenocristales intratélúricos de primera generación, diferenciándose éstos del agregado de pequeños cristales, de la masa fundamental, de segunda generación, producidos por el enfriamiento rápido (fig. 6).

Las relaciones de terreno entre ígneo y sedimentos permiten afirmar que el pórfido diabásico del Cerro Baleadero es debido a una limitada intrusión sintectogénica.

**CONCLUSIONES:** Las indicaciones de paleocorrientes en los sedimentos de la formación liásica del Cerro Baleadero, hasta la fecha determinadas en la parte oriental del área estudiada, permiten suponer que estos sedimentos tomaron origen de corrientes de turbidez procedentes de una costa ubicada hacia el occidente de los actuales afloramientos, siendo el sentido de sedimentación de éstas hacia el cuadrante NE. Considerando que los afloramientos más bajos de esta formación, cerca del camino, tienen muchísimas indicaciones de paleocorrientes hacia el NNW, se puede suponer que la cuenca de sedimentación tenía su máxima profundidad hacia el NNW, siendo así orientado también su eje. Estas suposiciones están confirmadas por las distintas estructuras producidas por la intrusión basal sintectogénica del pórfido diabásico.

Los resultados puestos ahora en evidencia confirman la paleogeografía propuesta como hipótesis de trabajo no hace mucho tiempo (Cecioni, 1964); hay que señalar que los elementos de los conglomerados y de las brechas de los distintos niveles del wildflysch, son de cuarcita. La tierra existente hacia el occidente, mientras que se depositaba la formación Cerro Baleadero, estaba afectada por erosión subaérea, que actuaba sobre cuarcitas sedimentarias, cuyo tipo litológico parece desconocido hasta la fecha en Chile.

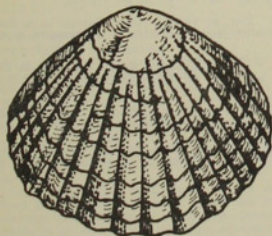


Fig. 7 *Spiriferina linguiferoides* (Forbes). Tamaño natural



Entre la sedimentación de rodados cerca de la línea de costa, o muy poco tierra adentro, y su reesedimentación por corrientes de turbidez, no tiene que haber pasado mucho tiempo. Éste da una idea de la rapidez de sedimentación de la formación Cerro Baleadero, marina, cuyos rodados, de aspecto fluvial, no tuvieron el tiempo de acondicionarse morfológicamente a una línea de costa. Hacia el oriente, la línea de costa tendría que presentarse entonces hacia el este de El Tránsito, donde los sedimentos liásicos, que presumimos aproximadamente contemporáneos, indican una facies de shelf de mediana profundidad.

El pequeño afloramiento de pórfido diabásico sintectogénico merece un estudio detallado de petrología estructural, no sólo de la pura roca intrusiva, sino también de las deformaciones plásticas de la roca encajante, pudiendo este estudio sobre afloramientos limitados y bien expuestos, proporcionar datos valiosos sobre anaxis, sintaxis y reomorfismo, tópicos sobre los cuales hay un número muy exiguo de estudios.

Es conocido en los Alpes que las rocas verdes, a las cuales podemos emparentar el pórfido diabásico del Cerro Baleadero, parecen representar la diferenciación básica gravitativa de un magma espilitico, y estas rocas se encuentran en el eje de los geosinclinales como inyecciones y coladas en la fase inicial del ciclo magmático de un área geosinclinal, en su parte más central y más profunda.

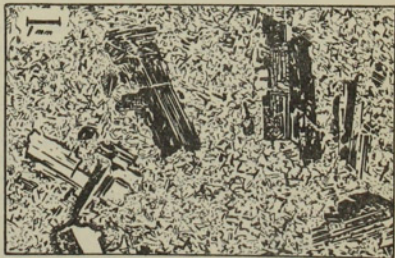


Fig. 6 Pórfido diabásico. De una foto de una sección delgada, al microscopio con nicols X

Como en los Alpes, así en esta parte de Chile, estas rocas básicas son contemporáneas a efusiones ácidas. Efectivamente, en Chile las efusiones ácidas empiezan a verificarse algo más hacia el S. del área ahora en examen, cuando terminaba de sedimentarse la formación Quereo (Hoffstetter *et al.*, 1957). En los sedimentos más altos de esta formación, y exactamente a 50 mts. debajo de la colada ácida más baja, hemos tenido recientemente la suerte de encontrar un amonite, en su conjunto mal conservado, más con la línea de sutura bien visible, la cual permite clasificarlo, según la opinión autorizada del Dr. D. Herm, como perteneciente a la familia de los *Trachyceratidae*, la cual indica una edad triásica muy alta (Nórico).

Las tobas de queratófitos, las cuales, según los datos proporcionados por el prof. J. Muñoz Cristi, siguen hacia arriba a la formación Quereo, serían entonces de edad Nórico superior-Lías.

Después de depositarse, estas tobas fueron afectadas por erosión rápida, deposición como rodados cerca de la costa, y luego redepositación, siempre como rodados, y por medio de corrientes de turbidez, como wildflysch, en la parte alta de la formación Los Molles, indicando así otra vez un coeficiente extremadamente alto de sedimentación en esta parte del geosinclinal liásico, aconagiino-neuquénico.

En lo que se refiere a la reconstrucción paleogeográfica presentada anteriormente (Cecioni, 1964, fig. 2, con equivocadamente la leyenda de la fig. 1), hay que aportar por lo menos esta modificación: la Tierra de Arceles tiene que ser prolongada hacia el N. hasta el 28° paralelo S. como mínimo.

APÉNDICE: DESCRIPCIÓN PALEONTOLÓGICA: En el párrafo destinado a la edad de la formación Cerro Baleadero, se ha mencionado *Spiriferina linguiferoides* (Forbes) y Problemática, clasificados como *Chondrites*. Una breve descripción de estos restos fósiles, considerando lo novedoso del hallazgo, es una obligación.

*Spiriferina linguiferoides* (Forbes).

Fig. 7 en el texto.

1846 — *Spirifer Linguiferoides* Forbes in Sowerby, Appendix in Darwin's Geological Observations in South America, lám. v, figs. 17, 18, p. 267.

Dimensión: ancho 20 mm.; largo: 20 mm.

Descripción: molde externo regularmente conservado. Contorno de la concha subcircular. La impresión corresponde a la valva peduncular. Sulcus comprimido, de 8 mm. aproximadamente de ancho y con 3 costillas equidistantes bien desarrolladas. 18 costillas radiales evidentes, engrosándose hacia la parte anterior. Las líneas de crecimiento se desarrollan a unos 6-7 mm. del lugar donde debiera estar el foramen peduncular, no visible. En la misma muestra otras *Spiriferina* presentan un ancho promedio de 15 mm. y un largo de 15, siendo más

pequeñas y aproximadamente proporcionales. El ejemplar ilustrado corresponde exactamente a un ejemplar coleccionado por el Dr. D. Herm, a pesar de que este último ejemplar es algo más grande (ancho 30 mm., largo 22 mm., siendo aproximadamente proporcionales las medidas). El ejemplar del Dr. Herm es de edad liásica (probablemente superior), por haberse encontrado con amonites de esta edad en los sedimentos epicontinentales de la Quebrada del Tránsito, a 50 kms. aproximadamente hacia el oriente de la localidad tipo de la formación Cerro Baleadero.

Nuestro ejemplar y el ejemplar ilustrado por Sowerby son muy parecidos entre sí. El ejemplar ilustrado por Sowerby procede del Río Claro, en el Valle de Coquimbo, sin mayor detalle. Como este río corta sedimentos marinos del Lías y del Titónico-Neocomiano (además de rocas intrusivas y continentales), se puede afirmar que los tres ejemplares proceden y pertenecen al Lías. *Chondrites* sp. ind.

Huellas irregulares curvadas que atraviesan distintas vetillas claras sedimentarias, arenosas, compactadas, teñidas de óxidos de hierro; las huellas tienen un diámetro de 1 a 1,5 mm. Son muy semejantes a las ilustradas recientemente por Brönnimann & Rigassi (1963, lám. IX, fig 6) y encontradas en sedimentos con facies de flysch de edad campaniana-maestrichtiana inferior, facies que por primera vez se señala en América central.

Hasta unos pocos años atrás (Cecioni, 1957, p. 550) se pensaba que los *Chondrites* representaban algas rojas; pero, considerando que recientemente se ha observado que estos Problemática cortan distintos planos de sedimentación, se opina que pueden representar rastros de gusanos limifagos.

#### BIBLIOGRAFÍA

Brönnimann, P. and Rigassi, D. - 1963. Contribution of the Geology and Paleontology of the area of the city of La Habana, Cuba, and its surroundings. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, vol. 56 Nº 1, pp. 193-480.

Cecioni, G. - 1957. Cretaceous flysch and molasse in Depto. Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile. *Am. Ass. Petrol. Geologists Bull.* vol. 41, Nº 3, pp. 538-564.

——— - 1961. El Titónico inferior marino en la Provincia de Tarapacá y consideraciones sobre el arqueamiento central de los Andes.

——— - 1964. Ingolfamenti marini giurassici nel Cile settentrionale. *Boll. Soc. dei Naturalisti in Napoli*, vol. LXXII, pp. 177-206.

Hoffstetter, R.; Fuenzalida, H.; Cecioni, G. - 1957. Chile — Lexique Stratigraphique International, vol. V, fasc. 7, Paris.

Manzini, J. Ph. - 1964. Petit historique du dogme des turbidites (avec observations critiques). *C. R. seance Soc. Géol. de France*, 3 fev. - fasc. 2.