

## LAS SIERRAS AUSTRALES DE BUENOS AIRES, REPUBLICA ARGENTINA : CADENA AULACOGENICA

POR HORACIO J. HARRINGTON

### RESUMEN

Desde hace tiempo se sabe que existen cadenas plegadas que no pueden considerarse como derivadas de geosinclinales. En este trabajo se analizan el origen y las características de tales cadenas extrageosinclinales y se aplican sus resultados a las Sierras Australes. Después de indagar los conceptos de "cadenas intracontinentales", "plegamiento de fondo" y "cadenas intracráticas", se hace notar que este último ha perdido su significado geotectónico preciso. Se examinan luego las nociones de "aulacogeno" y de "zonas plegadas intracráticas derivadas de aulacogenos" proponiéndose, para estas últimas, el nombre de "cadenas plegadas aulacogénicas". Se mencionan las características esenciales y distintivas de los aulacogenos y de las cadenas aulacogénicas, así como sus semejanzas y diferencias con los surcos y cadenas geosinclinales. Las cadenas aulacogénicas pueden hallarse hoy arrasadas, o "rejuvenecidas" por levantamientos epiorogénicos tardíos. Para precisar más claramente el concepto de "cadenas plegadas aulacogénicas" se reseñan las características fundamentales de varias de ellas: el Timan, la región de Pechora y la fosa del Gran Donbass de Rusia, las cadenas de Ougarta de Argelia, la zona de Benue-Abakaliki de Nigeria y las Montañas del Cabo de Sud Africa.

Con estas ideas *in mente* se analizan los rasgos básicos sedimentarios, paleogeográficos, tectónicos y orogénicos de las Sierras Australes, así como sus dimensiones y su posición intracrática correspondiente a una geosutura, señalándose que todo induce a pensar que se trata de una cadena plegada aulacogénica y no de una cadena miogeosinclinal, como algunas veces ha sido considerada.

### ABSTRACT

It has long been known that there are folded ranges that cannot be regarded as derived from geosynclines. In this paper an analysis is made of the origin and characteristics of such extrageosynclinal ranges, and the results of the analysis are applied to the Southern Hills of Buenos Aires. After inquiring into the concepts of "intracontinental ranges", "basement folding", and "intracratonic ranges", it is brought to attention that the last one no longer has an accurate geotectonic meaning. The concepts of "aulacogene" and of "folded aulacogenic ranges" is proposed for the latter. The essential and distinctive characteristics of aulacogenes and of aulacogenic ranges are mentioned, as well as their similarities and differences with geosynclinal furrows and ranges. The aulacogenic ranges may be razed at present, or "rejuvenated" by late epiorogenic uplifts. To clarify the concept of "folded aulacogenic ranges", a succinct description is given of the basic characteristics of some of them: the Timan, the Pechora region, and the Great Donbass trough of Russia, the Ougarta ranges of Algeria, the Benue-Abakaliki zone of Nigeria, and the Cape Mountains of South Africa.

With these ideas in mind, the basic sedimentary, paleogeographic, tectonic, and orogenic features of the Southern Hills are analyzed, as well as their size and location which corresponds to a geosuture. The results of the analysis leads to regard the hills as a folded aulacogenic range, and not as a miogeosynclinal range as they have been considered at times.

## INTRODUCCION

Las Sierras Australes de Buenos Aires fueron consideradas por Du Troit (1937) como parte de su hipotético "Geosinclinal de Samfrau", en una época en la cual comenzaba a forjarse el concepto moderno de geosinclinal. Inútil sería, pues, buscar en el pensamiento de Du Troit, esencialmente paleogeográfico, ni siquiera un vislumbre de las ideas modernas al respecto que comenzaron a perfilarse a principios de la década del 50 con los trabajos de Peyve y Sinitzyn (1950), Kay (1951) y Khain (1951), por citar unos pocos, basados todos ellos en los estudios fundamentales de Stille (1913-1940).

Quizá fue Suero (1957) el primer geólogo quien, aplicando los conceptos modernos, señaló que las Sierras Australes (pág. 15) "podrían considerarse como un verdadero miogeosinclinal, de acuerdo a (sic) la nomenclatura de Stille". Esta idea, expresada también por Belousov (1963), ha sido sostenida y desarrollada por Borrello (1962 b, 1964, 1965, 1969).

No es éste el lugar para un ensayo sobre tectónica teórica, ni es mi propósito discutir las modernas ideas sobre geosinclinales y, en particular, el concepto de Aubouin (1965) del par "couple") eu-miogeosinclinal. Sólo quiero subrayar que si, en verdad, las Sierras Australes constituyen una montaña geosinclinal son tan sólo una cadena miogeosinclinal "aislada", puesto que en la región no existe ni el más leve rastro de una cadena eugeosinclinal anterior, contemporánea o posterior a ella. Es dable concluir, por lo tanto, o que la idea de Aubouin del par eu-miogeosinclinal no es universalmente aplicable, o que las Sierras Australes no constituyen una cadena miogeosinclinal.

Afortunadamente no es necesario analizar el problema que plantea esta disyuntiva puesto que numerosos factores, por completo ajenos al mismo, indican

que las Sierras Australes no son una cadena miogeosinclinal sino, por el contrario, una "zona plegada intracratónica derivada de un aulacogeno" en el sentido de Khain y Muratov (1968).

## CADENAS INTRACONTINENTALES, PLEGAMIENTO DE FONDO Y CADENAS INTRACRATONICAS

La existencia de montañas intracontinentales fue ya puesta de manifiesto por Argand (1922), pero en relación con los pliegues de fondo ("plis de fond"). Como su fecunda idea de plegamiento de fondo ha tenido, y sigue teniendo, importancia considerable en geotectónica, quizá fuera conveniente transcribir aquí la definición original de Argand (1922, pág. 216): "*Un pli de fond est un pli de moyen ou de grand rayon, incité dans un vieux bâti plissé, arasé et plus ou moins figé, indépendamment de tout rejeu individuel notable des anciens plis: il se constitue ainsi, dans ce vieux fond même, une intumescence récente, ordinairement plus longue que large, à laquelle la couverture discordante, quand elle existe, se conforme dans les grands traits. Les vieux plis et les vieux batholites, englobés en nombre variable et parfois assez grand dans le coeur d'un pli de fond, y ont un comportement solidaire et passif. Un pli de fond peut embrasser la largeur de plusieurs plis anciens et imposer sa forme à un complexe quelconque de vieilles structures; les plis anciens peuvent le traverser obliquement, normalement, ou lui être parallèles, ou décrire dans son intérieur les sinuosités les plus variées: se sont de vieilles choses inertes dans un ordre nouveaux. Quand il y a plusieurs plis de fond rapprochés, les traces des vieux plis peuvent passer de l'un à l'autre et il n'y a, au surplus, aucune relation nécessaire entre les sens du déversement d'un pli*

*de fond et celui des vieux plis morts qui en occupent le coeur*".

La idea de Argand está bien manifestada en esta frase (1922, p. 234): "La estructura hercínica en la cual los pliegues de fondo alpinos han modelado el Tien Shan conoció, en su juventud, al menos dos paroxismos, uno de edad dinantiana inferior y el otro de edad post-dinantiana". Bueno es señalar que, en el concepto de Argand, tanto los Pirineos como el Tien Shan, el Altai, las cadenas baikálicas, el Kunlun y el Gran Khingan, son montañas de plegamiento de fondo intracontinentales.

La definición de "cadenas intracráticas" se debe a Glangeaud (1957), quien expresó (p. 203): "*Un bloc sialique, avec ou sans couverture sédimentaire, devenu rigide est un craton (Stille, 1936): les chaînes et déformations à l'intérieur de ce bloc sont dites intracratoniques. Ici, l'action du socle sialique rigide est nettement dominante. Exemples: Pyrénées, Jura, chaînes saxoniennes, ibériques; graben, horst, avant-fosses, etc.*"

Esta definición, unida a la posición topológica de las cadenas intracráticas ("chaînes intracratoniques") en el interior de un cratón, ilustrada en la figura 1 de Glangeaud, parecería atinada, pese a que los ejemplos de los Pirineos y del Jura suenan un poco extraños. Pero en la explicación del mapa de su figura 8, Glangeaud distinguió: "1) fosos (grabens) intracráticos: grabens oligocenos; de oeste a este: Limagne, Bresse, Rhin, 2) cadenas intracráticas: Jura; cadenas pirenaico-provenzales; cadenas ibéricas y 3) surcos intracráticos: prefosa y surcos molásicos miocenos comprendiendo, de este a oeste, la sineclisa de Rusia meridional, la prefosa pre carpática, las cuencas miocenas austro-alemanas, la fosa molásica suiza; el graben oligo-mioceno de Cerdeña; la fosa voconciense de edad mesozoica". Es en la p. 218 de su trabajo, donde Glangeaud habla de las "fases

post-paroxismales" de sus cadenas bimarginales ("chaînes biliminaires"), donde hallamos la explicación de este extraño concepto de "cadenas o deformaciones intracráticas". Glangeaud consideró que, luego del "paroxismo" oligoceno que originó la estructura alpina, los grandes hundimientos pontiano-pliocenos que produjeron las depresiones (y el relleno concomitante) de las cuencas del Po y de Viena, por ejemplo, "entran en el marco muy general de movimientos verticales intracráticos" porque "para esta categoría de movimientos de edad pontiano-pliocena, la cadena alpina desempeñó el papel de un neocratón", o en otras palabras, estaba "cratonizada". Es de suponer que la misma idea reza para los movimientos miocenos, resultado de "reajustes isostáticos", que originaron el surco molásico suizo, el surco precarpático y demás. La cadena alpina estaba ya "cratonizada..." Ha de ser a todas luces evidente que, con semejante idea de lo que constituye un cratón, por más "neo" que fuere, cualquier cadena es intracrática... incluso los Alpes, interpuestos entre las masas "cratonizadas" de África y Europa. Glangeaud no hizo más que bastardear, a cualquier escala, los conceptos muy útiles de "cadenas" y "surcos intracráticos", hasta convertirlos en algo informe, completamente desprovistos de significado geotectónico, ya que en ellos cabe cualquier cosa; sin apartarnos de los Alpes y sus zonas colindantes: la fosa jurásico-cretácica voconciense, el horst pre-oligoceno de los Pirineos, los grabens oligocenos del Rhin y de la Bresse, la fosa miocena molásica de Suiza, la cuenta pontiano-pliocena del Po y hasta las cuencas plio-pleistocenas de Molise y del Brádano.

Basten dos ejemplos para demostrar lo dicho: los Pirineos y el Jura. Los Pirineos fueron, en su época, una verdadera cadena geosinclinal hercínica. Los antiguos pliegues, "muertos" en la

expresión de Argand, fueron afectados *in toto* por plegamiento de fondo muy posterior, alpídico, sin que tal plegamiento de gran radio de curvatura tuviera relación alguna con la estructura “antigua” o “muerta”. Los Pirineos actuales, que en conjunto forman un gran horst delimitado por fallas inversas, constituyen, al decir de Jacob (1930, p. 404) “una cadena de fondo, como lo ha sugerido Emile Argand, y exclusivamente una cadena de fondo, donde todo está regido por los movimientos del zócalo”. Las investigaciones de Casteras (1933, 1934, 1964) han demostrado que el mismo plegamiento de fondo alpídico pre-oligoceno que originó la zona axial de los Pirineos actuales, produjo el “plegamiento inducido” (“*plissement de revêtement*”, Casteras, 1933) de su cubierta mesozoico-terciaria, especialmente en la zona subpirenáica que bordea la faja axial paleozoica hacia la cuenca de Aquitania y en la zona vasca-surpirenáica-aragonesa-serrana que la bordea hacia la cuenca del Ebro. Los Pirineos, pues, si bien constituyen una montaña de plegamiento de fondo, de ninguna manera pueden considerarse como una cadena intracratónica, puesto que si es verdad que su zona axial paleozoica estaba ya “fossilizada” y “muerta” al tiempo de producirse el plegamiento de fondo alpídico, las zonas colindantes estaban cualquier cosa menos “cratonizadas”.

Considerar al Jura como cadena intracratónica es algo más que aventurado. El Jura se caracteriza por sus fascies de pliegues superficiales (“*plissement de couverture*” de Argand, 1922) y su tectónica de despegadura (“*Abscherung*” de Buxtorf, 1907; “*décollement*” de Haug, 1907) que afecta a sedimentitas triásicas a terciarias, hoy definitivamente comprobada por la cabalgadura del Jura sobre los depósitos oligocenos del graben de la Bresse (Michel et al., 1953). Desde los tiempos

de Buxtorf se estima que el plegamiento, ante todo tortoniano, se debió al empuje de los Alpes transmitido a través de la zona molásica, pero es la posición periférica del Jura con respecto a la cadena alpina lo que abre un interrogante sobre su verdadero significado geotectónico. Khain y Muratov (1968) lo consideraron como una “zona plegada perigeosinclinal”, pero Bogdanoff (1964, p. 359) pregunta, muy atinadamente: “¿El Jura pertenece a la región geosinclinal alpina o representa la zona de desarrollo de la cubierta plegada de la plataforma epipaleozoica?” Sea cualquiera la alternativa que escojamos, no se alcanza a comprender como puede considerarse al Jura como cadena intracratónica, por más “intracontinental” que sea.

Por las razones apuntadas, ya no es posible hablar de “surcos” o “cadenas intracratónicas”, puesto que, a manos de Glangeaud, los términos han dejado de tener significado preciso en geotectónica. De allí el haber optado por “aulacogeno”.

#### AULACOGENOS Y CADENAS PLEGADAS AULACOGENICAS

El término “aulacogeno” (del griego *aulakos*; surco) fue propuesto por Schatsky (1940) y ha sido utilizado por algunos autores soviéticos aunque, al decir de Bogdanoff (1964, p. 359) no ha sido unánimemente aceptado. Me basaré aquí en las ideas modernas sobre el particular, expresadas por Khain y Muratov (1968). Según estos autores (p. 12) “hay muchas zonas plegadas intracratónicas relacionadas con estructuras peculiares, depresiones similares a grabens, que fueron llamadas aulacogenos por N. Schatsky. Los aulacogenos tienen muchos rasgos en común con las depresiones geosinclinales: 1) estructura lineal, 2) enmarcamiento por fallas profundas, 3) adelgazamiento de la cor-

teza en la parte axial, 4) acumulación de espesa serie sedimentaria (hasta 8-10 km y aún más), 5) actividad magmática, 6) plegamiento. Al mismo tiempo existen considerables diferencias entre aulacogenos y surcos geosinclinales, tales como: 1) ancho comparativamente pequeño (no más de 100-150 km), 2) estructura interior más simple (menos complicada por levantamientos internos), 3) período relativamente corto de subsidencia intensa, que es mucho más breve que el del promedio del ciclo geosinclinal, 4) ausencia de formaciones típicas geosinclinales (pizarras, grauvas, flysch), 5) magmatismo efusivo cratónico, 6) ausencia de batolitos graníticos, 7) plegamiento intermedio de intensidad moderada, 8) ausencia de sobreescurrecimientos o cabalgaduras más o menos importantes y, en particular, de "nappes".

Los aulacogenos pueden hundirse y elevarse alternativamente, con máxima amplitud en la zona axial, pero la amplitud del levantamiento es siempre menor que la del hundimiento. A menudo los aulacogenos dan origen a zonas plegadas intracratónicas. Tales son la depresión de Dnepr-Donetz, la zona de Kujawy-Pomorze de Polonia, la zona celtibera de España, la zona de Ougarta del Sahara argelino, etc. La longitud (muchos centenares de kilómetros, a veces más de 1000 km) y el ancho (muchas decenas de kilómetros, a veces más de 100 km) de estas zonas estructurales, las hacen bien conmensurables con anticlinorios y aun con meganticlinorios de áreas plegadas orogénicas geosinclinales, pero la intensidad del plegamiento y su expresión morfológica son menos pronunciadas".

Es muy probable que los aulacogenos coincidan con geosuturas en el sentido de Cloos (1937, 1948), es decir zonas limítrofes entre bloques cratónicos individuales, caracterizadas por constituir fajas de intensa deformación.

Los aulacogenos, como los geosincli-

nales, pasan por diversas etapas evolutivas, pero la evolución aulacogénica es siempre mucho más sencilla que la geosinclinal.

En los aulacogenos "simples", la historia comienza con una etapa de subsidencia y de relleno concomitante, durante la cual se acumulan, en el surco en proceso de hundimiento, sedimentos marinos que pueden variar desde depósitos de aguas profundas hasta litorales, alternando estos últimos con depósitos continentales o seguidos por ellos. En estos aulacogenos la historia termina con una fase tecto-orogénica, que pliega y eleva los sedimentos sobre el nivel del mar, con lo cual el aulacogeno deja de serlo para convertirse en una "cadena plegada aulacogénica".

En los aulacogenos "compuestos" puede haber dos o más etapas de subsidencia y de levantamiento antes de producirse, luego de la última etapa de hundimiento y relleno, la fase final tecto-orogénica. En ellos, por lo general, al comenzar cada nueva etapa de subsidencia, el eje de máximo hundimiento se desplaza hacia uno de los bordes del aulacogeno, migrando siempre en el mismo sentido. Luego de la fase tecto-orogénica, los aulacogenos "compuestos", como los "simples", dejan de serlo para convertirse en "cadenas plegadas aulacogénicas".

Es de señalar que el plegamiento de los sedimentos aulacogénicos no es "plegamiento de fondo" sino "plegamiento ordinario de cadenas nuevas" en el sentido de Argand (1922) y que la intensidad de tal plegamiento puede variar entre límites muy amplios aunque sin llegar a originar, ni aún en los casos más extremos, sobreescurreimientos o cabalgaduras ("nappes de charriage", Lugeon, 1902), características del plegamiento de cadenas geosinclinales.

Existen en la actualidad numerosas "cadenas plegadas aulacogénicas" simples o compuestas, de edades muy diversas, arrasadas hoy día, o "rejuvene-

cidas" por levantamientos epiorogénicos tardíos completamente desligados de la fase tecto-orogénica que originó el "plegamiento nuevo" de sus sedimentos y su elevación inicial. Baste mencionar unos pocos ejemplos para clarar mejor el concepto: el Timan, la región de Pechora y la fosa del Gran Donbass de Rusia, las Cadenas de Ougarta de Argelia, la faja de Benue-Abakaliki de Nigeria y las Montañas del Cabo de Sud Africa.

El Timan, y su continuación noroeste en la península de Kanin, constituye una faja de rumbo sureste a noroeste de unos 1200 km de largo y 160 de ancho máximo, interpuesta entre la sineclisa de Pechora al nordeste y la plataforma rusa al suroeste. Está formado por un gran espesor de carbonatitas y rocas clásticas del Proterozoico Superior (Rifeano medio a superior), afectadas por intensos plegamientos baikálicos. Sobre ellas descansan, en marcada discordancia angular, sedimentitas mesodevónicas a permo-carbónicas, suavemente plegadas por movimientos hercínicos. Como veremos más adelante, la cubierta paleozoica del Timan representa la zona de acumulación a lo largo del borde externo del umbral suroeste del aulacogeno de Pechora.

El relieve actual del Timan es muy suave y las rocas precámbricas y paleozoicas afloran, de trecho en trecho, en lomadas que apenas si se elevan 150 a 250 m por sobre el nivel de la tundra Bolshezemelskaya que se extiende hacia el nordeste. El Timan es, pues, una "cadena plegada aulacogénica" de edad baikálica (asíntica), que se hallaba ya arrasada en tiempos mesodevónicos. Su relieve actual se debe a un muy leve levantamiento epiorogénico ocurrido en el Terciario Superior. Bueno es señalar que Schatsky y Bogdanoff (1964, fig. 2) consideraron al Timan como un aulacogeno, pero que Bogdanoff (1964, n. 29), con mayor cautela, sólo indicó la posibilidad de que el Timan constitu-

yera "un profundo surco intraplatafórmico ("aulacogeno" de Schatsky)".

La zona anticlinal de Pechora y su continuación austral en la cuenta del alto Pechora hasta la latitud de Mamyl, ya fue considerada por Tszyu (1967) como un aulacogeno. Consiste en una faja de rumbo arqueado, meridional en su mitad austral y sursureste a nornoroeste en su mitad septentrional, de unos 800 km de largo y 80 de ancho máximo, interpuesta entre la depresión de Denisovo en el nordeste y el umbral de Pechora en el suroeste, que la separa del Timan.

En este largo y angosto surco, ajustado en su mitad sur al rumbo urálico y en su mitad norte al timánico, se acumularon sobre un zócalo de rocas plegadas rifeanas, más de 3500 m de carbonatitas y sedimentos clásticos marinos devónicos, con algunas intercalaciones de tobas y coladas basálticas submarinas de edad frasniana inferior, seguidas por un considerable espesor de sedimentitas carbónicas, predominantemente clásticas y marinas. El ciclo sedimentario devónico-carbónico comenzó en el Eifeliano superior, pero durante la etapa inicial la acumulación estuvo confinada al angosto aulacogeno mismo. Sólo durante el Givetiano medio una delgada capa de sedimentos alcanzó a depositarse sobre la parte norte del umbral de Pechora, pero desde el Frasniano inferior (Domanik) la acumulación rebalsó el límite suroeste del aulacogeno alcanzando no sólo el umbral de Pechora sino hasta la zona axial del Timan.

Los sedimentos devónico-carbónicos fueron moderadamente plegados por movimientos hercínicos pre-artinskianos, con lo cual el aulacogeno dejó de serlo para convertirse en una "cadena plegada aulacogénica". Actualmente la región, cubierta por un delgado manto de sedimentos mesozoico-terciarios, prácticamente carece de relieve y la vieja "cadena aulacogénica" hercínica

está hoy arrasada y enmascarada por depósitos modernos.

Similar en el caso de la Fosa del Gran Donbass, ubicada entre el escudo de Ucrania en el sur y la anticlinal de Voronej en el norte (Novikova, 1964, p. 59), que también fuera ya considerada como un aulacogeno por Schatsky y Bogdanoff (1964, fig. 2). Esta compleja fosa, cuyo extremo oriental forma la cuenca del Donetz, tiene unos 1400 km de largo en sentido este a oeste y 200 de ancho máximo. En ella se depositó, sobre un zócalo de rocas rifeanas plegadas, un gran espesor de sedimentos marinos devónicos y carbónicos, que sobrepasan los 10.000 m. El ciclo sedimentario comenzó en el Devónico Medio y continuó, sin interrupciones notables, hasta el Permo-Carbónico; pero con diferencias faciológicas apreciables en diversos lugares. Así, en la parte oeste y central de la fosa del Donbass propia, se produjeron erupciones submarinas de basaltos durante el Frasniano inferior, así como también efusiones de tobas ortofiricas e intrusiones de diques traquianandesíticos, mientras que en la parte central y este de la fosa, espesas acumulaciones de sal de edad frasniana superior dieron origen, más tarde, a domos y estructuras salinas complejas. Más al este aún, en el extremo oriental de la Fosa del Gran Donbass que constituye hoy la llamada cuenca del Donetz, situada al norte de la plataforma de Escitia, la sucesión carbónica consiste en más de 8.000 m de areniscas y lutitas con abundantes restos de plantas y mantos de carbón, alternando con calizas portadoras de fósiles marinos.

La sucesión devónico-carbónica fue plegada por movimientos hercínicos moderadamente intensos, con lo cual el aulacogeno del Gran Donbass dejó de serlo, para convertirse en una "cadena plegada aulacogénica". Hoy se encuentra por completo arrasada y prácticamente exenta de relieve, cubierta, en especial en su parte norte, por un del-

gado manto de sedimentos mesozoico-terciarios.

Las Cadenas de Ougarta del Sahara argelino (Menchicoff, 1933; 1964, p. 347) tienen, en cambio, relieve manifiesto. Estas cadenas, formadas por dos fasces de pliegues subparalelos, los de Daoura al suroeste y los de Saoura al nordeste, separados por el Erg er Raoui, tienen unos 600 km de largo y 180 de ancho, corriendo de noroeste a sureste casi en ángulo recto con respecto a la dirección del Anti-Atlas. Están interpuestas entre las sineclisas de Tindouf y de Reggane al suroeste y la de Timimoun al nordeste. La faja ocupada actualmente por estas cadenas fue, en un principio, un verdadero aulacogeno, tal como ya lo apuntaron Khain y Muratov (1968). En él se depositó un espesor muy considerable de estratos paleozoicos, descansando sobre riolitas precámbrica de la llamada "Serie de Ouarzazate". El ciclo sedimentario comenzó con depósitos continentales cámbricos, formados por areniscas de grano grueso desprovistas de fósiles, que pasan insensiblemente hacia arriba a areniscas marinas ordovícicas portadoras de trilobites. Sobre estas "Areniscas de Ougarta", que sobrepasan los 1000 m de espesor, sigue concordantemente una potente sucesión de lutitas graptolitíferas silúricas, con intercalaciones de calizas fosilíferas. A partir del Devónico, el eje del aulacogeno parece haberse desplazado ligeramente hacia el nordeste (Saoura), donde se acumularon grandes espesores de capas con cefalópodos, cerrándose el ciclo sedimentario con el depósito de un potente grupo de calizas y lutitas carbónicas.

Todo el conjunto de sedimentitas paleozoicas fue afectado por plegamiento de intensidad moderada, correspondiente a la Fase Westfálica del Ciclo Hercínico, y el aulacogeno se convirtió en una "cadena aulacogénica", caracterizada por amplios pliegues de rumbo sureste a noroeste que se abren en aba-

nico antes de unirse a los pliegues del flanco meridional del Anti-Atlas. El modesto relieve actual de las Cadenas de Ougarta, semiahogado por las arenas del erg que las rodea, es producto de un levantamiento epiorogénico tardío de fecha terciaria superior.

La depresión del río Benue de Nigeria, y su continuación "en échelon" hacia el suroeste en el anticlinorio de Abakaliki (Short y Stäuble, 1967), constituye un típico aulacogeno de vida muy efímera. De acuerdo con Cratchley y Jones (1965), relevamientos gravimétricos indicarían que la depresión del Benue se originó como un valle hendido ("rift valley"); pero a mi entender puede ser interpretada, con mejor fundamento, como un aulacogeno desarrollado sobre el borde oriental de la ancha y compleja geosutura entre el cratón del Congo-Cameroun-Ennedi y el del Africa Occidental, que se extiende desde el sur de Nigeria hasta Al Haruj al Aswad de Libia, a través de la depresión del Chad.

La faja cretácica plegada de Benue-Abakaliki corre con rumbo nordeste a suroeste, desde el alto río Benue hasta Awgu al sur de Enugu, donde desaparece hundiéndose bajo capas neocretácicas, exentas de plegamiento y bajo el formidable espesor de los depósitos terciarios del delta del Niger. No sabemos, pues, su verdadera longitud; pero la faja expuesta tiene unos 500 km de largo y 80 a 100 de ancho. Se interpone entre las rocas precámbricas jóvenes, en parte granitizadas, del macizo de Adamaoua del Cameroun en el sureste y el de la meseta de Jos de Nigeria en el noroeste.

Este notable aulacogeno tuvo una vida breve: comenzó a hundirse y a recibir sedimentos en el Aptiano superior y terminó su carrera en el Santoniano, con el plegamiento y levantamiento sobre el nivel del mar de las capas cretácicas. En muchos lugares el contacto entre las rocas precámbricas y los depó-

sitos cretácicos es bien visible. El ciclo sedimentario se inició con la acumulación de escaso espesor de areniscas arkósicas gruesas, con laminación entrecruzada y sin fósiles, sin duda continentales y de edad probablemente aptiana superior, seguidas por 2000 m de areniscas de grano fino y areniscas arcillosas fosilíferas marinas, de edad albiana a cenomaniana (Formación Río Asu) (Simpson, 1955; Reyment, 1955; Short y Stäuble, 1967). Sobre ellas sigue un gran espesor de lutitas margosas negras con intercalaciones lenticulares de calizas (Lutita Eze Aku, Simpson, 1955) que han brindado abundantes restos de *Inoceramus* y de amonites de edad turo-niana a coniaciana (Reyment, 1955; Barber, 1957). La Lutita Eze Aku pasa lateralmente a areniscas arcillosas y calcáreas (Arenisca Amaseri, Simpson, 1955) y está cubierta, concordantemente, por la Lutita Awgu-Ndeaboh (Simpson, 1955), que alcanza más de 1000 m de espesor y consiste en lutitas azules con intercalaciones de calizas, que han brindado numerosos amonites de edad coniaciana a santoniana.

El ciclo sedimentario terminó en el Santoniano, con una fase tecto-orogénica que convirtió al aulacogeno en "cadena plegada aulacogénica" y la elevó sobre el nivel del mar. A la fase tectónica se deben los amplios pliegues del Benue, de rumbo nordeste a suroeste, y el plegamiento mucho más intenso del anticlinorio de Abakaliki, inyectado por numerosos y pequeños cuerpos ígneos básicos. El levantamiento orogénico se hizo sentir con mayor intensidad al sureste del Benue, disminuyendo hacia el anticlinorio de Abakaliki.

La edad de esta fase tecto-orogénica, que corresponde a los "Movimientos Intra-Senonianos" de Groeber o "Subhercínicos" de Stille, está bien documentada, puesto que poco al este de Awgu, a lo largo de la escarpa de Enugu, la Lutita Awgu-Ndeaboh, plegada, yace en discordancia angular bajo los sedimen-

tos campaniano-maestrichtianos de la Lutita Nkporo (Tattam, 1944; Simpson, 1955), por completo exentos de plegamiento. El escasísimo relieve actual de la vieja "cadena aulacogénica" se debe a leves e intermitentes ascensos epiorogénicos terciarios.

Por último, pese a que las Montañas del Cabo han sido consideradas como geosinclinales por diversos autores sudafricanos, a mi juicio pocas dudas pueden haber acerca de que, en verdad, constituyen una "cadena plegada aulacogénica compuesta". Este hecho, manifestado ya en los trabajos de de Villiers (1944) y Du Toit (1954), se hace incontrovertible al leer la excelente síntesis de Haughton (1969, p. 487-495) basada en modernos trabajos, muchos de ellos aún no publicados, de geólogos sudafricanos. Pese a ser el caso tan palpable, Haughton sigue refiriéndose al "Geosinclinal del Cabo", más por razón de costumbre que por otra causa.

A continuación mencionaré sólo los puntos esenciales que me llevan a considerar a las Montañas del Cabo de Sud Africa como "cadena plegada aulacogénica compuesta".

Las Montañas del Cabo se extienden desde la desembocadura del río Kowie en el este, donde parecen surgir del Océano Indico, hasta la sintaxis de Ceres entre el Langebergen y el Cedarbergen en el oeste. Consisten en un haz de anticlinorios de rumbo general este a oeste, levemente curvos hacia el norte que, en conjunto, forman una faja intensamente plegada, algo cóncava hacia el sur, de unos 700 km de largo y 140 de ancho máximo. Al norte de la sintaxis de Ceres, las montañas se prolongan en el Cedarbergen, de rumbo prácticamente sur a norte, hasta Vanrhynsdorp, formando una faja de unos 250 km de largo y 120 de ancho; pero aquí la estructura es muy distinta, caracterizada por plegamiento suave que se ajusta al rombo esencialmente meridional de los

pliegues pre-Nama de la región occidental del Cabo.

Las Montañas del Cabo están constituidas, ante todo, por sedimentitas devónicas a misisípicas del llamado "Sistema del Cabo" (Formaciones Table Mountain, Bokkeveld y Witteberg). En la región occidental, y especialmente en su parte suroeste, afloran, además, metasedimentitas precámbricas del Sistema de Malmerbury, así como los "Granitos del Cabo" que las intrusan. En las montañas plegadas australes, tales rocas asoman en algunos anticlinorios; pero en la parte norte de las mismas, las sedimentitas pensilvánicas a triásicas del llamado "Sistema del Karroo" (Formaciones Dwyka, Ecca y Beaufort) aparecen en una larga y angosta faja, afectadas por el plegamiento.

A fines del Silúrico "una penellanura se había originado sobre la mitad austral del Cabo, desde Vanrhynsdorp hasta Natal. Esta superficie tenía inclinación sur, hacia un surco que corría en dirección este a oeste, ubicado apenas más allá de los límites del continente actual. Tal como lo demuestran los rodados de la Formación Table Mountain y la textura cada vez más gruesa de los tres miembros del Sistema de Cabo cuando se los sigue de sur a norte, el área norte fue la fuente de la mayor parte de los sedimentos que formaron las rocas del Cabo" (Du Toit, 1954, p. 559). Es de hacer notar, sin embargo, que Haughton (1969, p. 338) señaló que la presencia de capas glaciales en la Formación Table Mountain del oeste y suroeste del Cabo, indica que una tierra emergida existía al oeste de la costa actual. Como tales capas glaciales continúan hacia el este, por la faja plegada austral, hasta Gamkapoort, el paso de Zwartberg y Toverwaterpoort, es más que probable que también existía una "tierra emergida" al sur de la costa actual. Esta "tierra emergida" constituía un macizo precámbrico, hoy hundido bajo el nivel del mar al oeste del

Cabo y en el banco de Agulhas y, muy probablemente, ya en gran parte "oceanizado".

En el surco interpuesto entre el viejo escudo de Swazi (Hurley y Rand, 1969) en el norte y nordeste y el entonces "macizo emergido" en el oeste y sur, se depositaron los sedimentos del Sistema del Cabo, eminentemente terrígenos, caracterizados por frecuente laminación entrecruzada, megafósiles y alternancia de capas marinas y continentales en la parte alta de la Formación Bokkeveld que, en la Formación Witteberg, pasan a lacustrinas de aguas salobres. El conjunto sedimentario del Sistema del Cabo indica acumulación bajo condiciones de plataforma estable ("stable shelf") en ambiente marino nerítico proximal a litoral-lacustrino. No existen rocas efusivas o intrusivas contemporáneas de ninguna naturaleza, ni sedimentos pelágicos en la base de la sucesión, ni depósitos con sedimentación gradada, ni flysch de ninguna categoría en la parte alta del grupo. Los sedimentos del Sistema del Cabo, por consiguiente, no muestra ninguno de los rasgos propios de los depósitos geosinclinales.

El ciclo sedimentario del Sistema del Cabo terminó con una fase de movimientos post-Witteberg (de Villiers, 1944). Estos movimientos, de edad misípica superior o pensilvánica inferior, elevaron las rocas del Sistema del Cabo sobre el nivel del mar. En el occidente (Cedarbergen) el levantamiento fue acompañado por ladeo<sup>1</sup> hacia el este o estsureste, controlado por las estructuras pre-Nama, pero, en apariencia, sin que se produjera plegamiento notable. Ello explica la disposición transgresiva de las diamictitas de Dwyka que se apoyan en leve discordancia regional sobre las Formaciones Witteberg, Bokkeveld y Table Mountain, y finalmente sobre rocas precámbricas, a

lo largo de los 200 km que median entre Tulpfontein sobre el río Doring en el sur y el Bokkeveldbergen en el norte (Du Toit, 1954, mapa geológico; Haughton, 1969, mapa geológico).

En la faja austral del Cabo, el ladeo fue esencialmente hacia el norte. De acuerdo con Haughton (1969, p. 488) el plegamiento se habría iniciado aquí en tiempos pre-Dwyka, puesto que "en una localidad dentro de la faja, una tilita (*presumiblemente* de edad Dwyka) descansa *aparentemente* sin plegamiento sobre estratos Witteberg plegados" (mis *itálicas*). Esta aseveración, que ni siquiera designa la localidad aludida y entraña conjeturas sin fundamento sólido, no es suficiente para demostrar que, en verdad, las capas del Sistema del Cabo fueron plegadas antes de la acumulación de la Formación Dwyka. No debe olvidarse, a este respecto, que las diamictitas de Dwyka descansan, todo a lo largo de la faja norte de la zona plegada austral, sobre la Formación Witteberg. Si las rocas del Sistema del Cabo fueron afectadas por plegamiento pre-Dwyka, tal plegamiento fue muy suave hasta prácticamente imperceptible.

El levantamiento sobre el nivel del mar del Sistema del Cabo a lo largo del actual borde austral del continente africano trajo, como consecuencia, la migración hacia el norte del nuevo surco de hundimiento que se originó en el Pensilvánico Superior, donde se depositó el mayor espesor de las sedimentitas pensilvánicas a triásicas del Sistema del Karroo. Según se echa de ver en el mapa isopáquico de la Lutita Superior de Dwyka-Formación Ecce (Haughton, 1969, fig. 35), el eje del surco y la faja de máxima acumulación corrían de oeste a este, a unos 100 km al norte de la costa actual del continente. A lo largo de esta zona axial, el espesor de la Formación Dwyka alcanza un máximo de 750 m y el de la Lutita Superior de Dwyka-Formación Ecce a más de 3000

<sup>1</sup> "Ladeo" se utiliza en este trabajo como equivalente del inglés "tilt" o "tilting".

m, adelgazándose todas las formaciones, de manera rápida, hacia el Gran Karroo en el norte.

La facies de la Formación Dwyka en la faja plegada austral es típicamente glaciomarina, en contraposición a la glacio-continental (verdaderas tilitas) del norte de Sud Africa. Los gruesos bancos de diamictitas alternan con lutitas y lodolitas marinas de facies nerítica proximal a sublitoral. Si es cierto que muchos de los clastos de las diamictitas provienen de la erosión de rocas expuestas en el norte de Sud Africa, es innegable que muchos de ellos proceden de las rocas del Sistema del Cabo, entonces emergidas al sur del surco deposicional (Haughton, 1969, p. 489).

La espesa Formación Ecce de la zona plegada austral, consiste en areniscas, a menudo feldespáticas y con frecuente laminación entrecruzada y ondulitas, alternando con lutitas y lodolitas. Según Haughton (1969, p. 361) las sedimentitas indican deposición en aguas marinas cada vez más someras, procediendo el material de la erosión de una tierra emergida situada al sur. Estudios sedimentológicos, incluyendo litológicos, variaciones de facies, laminación entrecruzada y ondulitas, sugieren que corrientes paralelas a la costa transportaban, hacia el este, el material proveniente de la zona fuente de sedimentos ubicada al sur.

La Formación Ecce pasa gradualmente hacia arriba al miembro inferior de la Formación Beaufort que, en contados lugares, está afectado por el plegamiento de la faja austral de las Montañas del Cabo. La espesa Formación Beaufort inferior, con sus areniscas verdes y azuladas alternando e interdigitándose con limolitas, lutitas y lodolitas purpúreas, es ya francamente continental y, más al norte, contiene abundantes restos de reptiles terrestres.

Es indudable, pues, que el ciclo sedimentario del Sistema del Karroo no fue precedido por efusiones de ninguna in-

dole, ni por acumulación de depósitos pelágicos. Los sedimentos, eminentemente terrígenos que van desde nerítico proximales a francamente continentales, se acumularon *pari passu* con el hundimiento del surco que los recibió. Por otra parte, tampoco se halla aquí flysch, ni depósitos con sedimentación gradada, ni intrusiones de ninguna naturaleza. Por lo tanto, la sucesión del Sistema del Karroo no puede considerarse como representando una "facies geosinclinal".

Las sedimentitas de los Sistemas del Cabo y del Karroo fueron afectadas por una fase tecto-orogénica que las plegó intensamente y las elevó sobre el nivel del mar interesando, en algunos anticlinorios, a las rocas precámbricas del Sistema de Malmesbury y a los Granitos del Cabo. Los movimientos comenzaron en el Triásico Medio, inmediatamente antes de acumularse las Capas Molteno de la Formación Stormberg (de Villiers, 1944) y fueron de corta duración, puesto que al producirse las grandes efusiones basálticas retiano-liásicas de Drakensberg, las sedimentitas plegadas habían sido profundamente erosionadas y la faja austral del Cabo casi peneplanizada. Pocas dudas parecerían caber a este respecto, ya que Haughton y Rogers (1924) y Haughton (1928) describieron de dos distritos al sur del Suurberg, uno de ellos entre Slagboom y Mimosa y el otro entre Eerenkroonspoort y Rhenoster Hoek, un "grupo volcánico" de 150 a 200 m de espesor, formado por brechas, conglomerados, arenicas y lutitas con espesas intercalaciones de lavas basálticas que consideraron como extensión austral de las lavas retiano-liásicas de Stormberg. En Slagboom este "grupo volcánico" se apoya sobre la Formación Dwyka y está recubierto por el Conglomerado Enon, con el cual comienza la sucesión neocomiana de Uitenhage, mientras que en Drie Kuilen, entre Eerenkroonspoort y Rhenoster Hoek, el "grupo volcánico" des-

cansa sobre la Formación Bokkeveld y está cubierto, en leve discordancia, por la Formación Uitenhage.

Importante es destacar que el plegamiento de los Sistemas del Cabo y del Karroo *fue producto de una sola fase tectónica* triásica, seguida por una fase de levantamiento orogénico. El relieve actual de las Montañas del Cabo se debe a una fase epiorogénica tardía, que consistió en levantamientos intermitentes que comenzaron en el Mioceno.

De esta breve reseña se desprende que las Montañas del Cabo mal pueden ser consideradas como una "cadena miogeosinclinal". Su historia y sus rasgos esenciales, sedimentarios, paleogeográficos, tectónicos y orogénicos, indican, por el contrario, que se trata en verdad de una "cadena plegada aulacogénica compuesta".

#### RASGOS BASICOS DE LAS SIERRAS AUSTRALES

Con estas ideas *in mente*, podemos entrar a describir las características esenciales de las Sierras Australes y a analizar su significado.

#### DIMENSIONES

Las Sierras Australes constituyen una cadena de plegamiento de dimensiones modestas: 130 km de longitud, siguiendo su rumbo sinuoso desde Puán en el oestenoeste hasta el cerro de las Piedras en el sureste, y 60 km de ancho máximo. Si tuviéramos en cuenta el pequeño y aislado Morro de Dorrego, último asomo austral del Grupo Curamalal, la longitud sería de 180 km. Indicios geofísicos inducen a pensar que las rocas paleozoicas plegadas de las sierras, ocultas hoy en el subsuelo, podrían continuar aun más hacia el sureste, extendiéndose mar afuera entre la desembocadura del río Sauce Grande y el Balneario Oriente, por más de 50 km bajo

la plataforma continental bonaerense. De ser ello así las sierras alcanzarían, entre su parte expuesta y su porción oculta, unos 300 km de largo. Aun admitiendo tal prolongación austral es obvio que distan mucho de alcanzar las grandes dimensiones de las montañas geosinclinales y que, en ese respecto, se asemejan a las cadenas aulacogénicas.

#### POSICIÓN

Las sierras aparecen hoy como una montaña constituida por rocas paleozoicas, aislada entre sedimentos plioleptocenos. Sin embargo, afloramientos dispersos al oeste y suroeste de las mismas, así como el resultado de perforaciones, señalan que esta región está constituida por rocas ígneas y volcánicas, en parte metamorfozadas, anteriores a las sedimentitas eopaleozoicas de las sierras. La zona que se extiende al oeste de las actuales elevaciones es, por lo tanto, cratónica en el sentido de Stille (1936) y corresponde a la extremidad austral del Macizo de las Sierras Pampeanas, hundida bajo sedimentos modernos.

La constitución del subsuelo profundo al este y nordeste de las sierras es aún desconocida. En una diminuta cantera abierta cerca de De la Garma, unos 80 km al nordeste del flanco oriental de la sierra de Pillahuinco, aparecen areniscas arcillosas verde oscuro, algo silicificadas, aparentemente exentas de plegamiento, mientras que en un pozo perforado en 1943 cerca de Laprida, a unos 75 km al nordeste del pie oriental de las Sierras Australes, se halló a 170 m de profundidad b. b. p. una arenisca silicificada grisáceo clara, recubierta por sedimentos pliocenos rojizos. Si estas areniscas silicificadas corresponden a la Formación Tunas o a formaciones más jóvenes, es difícil de precisar; pero ni ellas ni ninguna de las sedimentitas expuestas en las Sierras Australes aparecen, más hacia el nordeste, en las Si-

rras Septentrionales de Buenos Aires. Allí el basamento cristalino está expuesto, cubierto en parte ya sea por rocas silúricas (?), muy distintas de las que integran el Grupo Curamalal, ya sea por rocas mesopensilvánicas (?), prácticamente exentas de plegamiento. Todo induce a pensar, pues, que la llamada "Tandilia" fue, desde tempranas épocas eopaleozoicas, una plataforma de carácter cratónico.

De lo dicho se desprende que el surco de hundimiento donde se acumularon los sedimentos paleozoicos de las Sierras Australes tuvo posición intracratónica. Su ubicación coincide con la geosutura entre el macizo cratónico de las Sierras Pampeanas y la plataforma pericratónica de las pampas bonaerenses y, por lo tanto, no cabe considerar a las montañas plegadas que allí se originaron como "cadena bimarginal" ("chaîne biliminaire") en el sentido de Glangeaud (1957), sino como verdadera "cadena aulacogénica."

#### LOS CICLOS SEDIMENTARIOS

Las rocas plegadas que constituyen las Sierras Australes fueron depositadas por la acción gradacional de tres ciclos sedimentarios, silúrico el primero, devónico el segundo y pensilvánico-pérmico el tercero. Durante el primer ciclo se acumularon las sedimentitas del Grupo Curamalal, durante el segundo las del Grupo Ventana y durante el tercero las del Grupo Pillahuinco (Harrington, 1947). Cabe destacar que ni durante el desarrollo de estos ciclos, ni antes de comenzados ni después de terminados, se produjeron intrusiones ígneas o efusiones volcánicas. Uno de los rasgos sobresalientes de las Sierras Australes es la ausencia absoluta de rocas ígneas o volcánicas, fuera de las que forman el basamento pre-silúrico.

Claro está que podría considerarse al Grupo Curamalal como ordovícico (Kilmurray, 1969) y al Grupo Ventana

como silúrico-devónico pero, para nuestros fines, la edad exacta de estos grupos es de poca monta. Pese a ello, la ausencia aparente de rocas pre-silúricas desde el Uruguay hasta la Sierra Grande de Río Negro, hace más plausible una edad silúrica para el Grupo Curamalal. En lo que respecta al Grupo Ventana, las formaciones inferiores caben muy bien en el Genidiano y, hasta quizá, en el Coblenciano más bajo (Siegeniense inferior), ya que la Formación Lolén es muy posiblemente de edad siegeniense alta a emsiense. Por último, en lo que atañe al Grupo Pillahuinco, su edad pensilvánica-pérmica parece, actualmente, la más aceptable. Las Formaciones Sauce Grande y Piedra Azul serían neopensilvánicas, en vista del contenido paleontológico de las Formaciones Passinho y Taió del sur del Brasil y, especialmente, en razón de dientes de *Loxomma* hallados en la Formación Palermo (De Loczy, 1964). La Formación Bonete, en cambio, correspondería al Pérmico Inferior y la de Tunas al Pérmico Medio a Superior, aunque bien podrían llegar hasta el Triásico (Suero, 1957).

#### EL CICLO SILÚRICO (GRUPO CURAMALAL)

El Grupo Curamalal comienza, entre el Abra de Pigüé y el cerro Pan de Azúcar, con la Formación Lola, que se apoya directamente sobre rocas graníticas y riolíticas hoy altamente dinamometamorfizadas (Harrington, 1947; Kilmurray, 1968, 1969). La edad de estas rocas del basamento es desconocida, pero posiblemente precámbrica.

La Formación Lola, que alcanza un espesor máximo de 100 m, consiste en conglomerados y areniscas de grano muy grueso. Los conglomerados constituyen poco más que la mitad inferior de la formación y están dispuestos en camadas bien estratificadas, algunas de ellas con numerosos rodados y otras con escasos clastos dispersos en la ma-

triz, formada por una arenisca de grano muy grueso pasando a finamente conglomerádico con granos de cuarzo muy bien redondeados. El cemento es silíceo, sumamente tenaz. Los conglomerados se distribuyen en camadas de uno a varios metros de espesor individual, entre las que se intercalan areniscas silicificadas de grano grueso, idénticas a las que forman la matriz pero exentas de clastos. Estas intercalaciones arenosas son, por lo común, mucho menos potentes que las camadas de conglomerados y, con frecuencia, muestran laminación entrecruzada bien desarrollada, con capas frontales poco inclinadas, cortas y cóncavas, entre superiores y basales rectas y subparalelas.

El diámetro de los rodados de los conglomerados oscila entre pocos y 50 cm, con tamaño de máxima frecuencia entre 10 y 15 cm, especialmente en ciertos bancos donde se observa una notable selección mecánica. Allí donde no están excesivamente deformados los rodados son, en su gran mayoría, muy bien redondeados, acercándose a formas subelipsoidales y aun subesféricas, con superficies lisas. Están formados por diversos tipos de metacuarcitas, pizarras, cuarzo de vetas y riolitas, enumerados en su orden de abundancia. Los rodados de cuarcitas constituyen aproximadamente el 96 % del total, los de pizarras el 3 % y los de cuarzo de vetas el 1 %, formando los de riolitas un pequeño factor de corrección. Faltan por completo rodados de granitos.

Las camadas más altas de los conglomerados se caracterizan por la dispersión de sus clastos. Por merma, reducción y pérdida final de los mismos, los conglomerados pasan hacia arriba a un grupo de areniscas de grano muy grueso, similares a las que forman su matriz. Estas areniscas constituyen los 40 m superiores de la Formación Lola y se disponen en camadas de uno a dos metros de espesor individual, presentando estratificación en láminas delga-

das y a menudo entrecruzada, similar a la que se observa en las areniscas intercaladas entre los conglomerados.

De capital importancia, como echaremos de ver más adelante, es la ausencia de la Formación Lola en los cerros Chasicó, Colorado y Cortapié, situados entre 15 y 25 km al oeste de Tornquist. Allí sólo afloran ortocuarcitas de grano fino de la Formación Mascota que, en el cerro Colorado, descansan directamente sobre granito poco deformado.

Las psefitas basales de la Formación Lola tienen el carácter de un verdadero conglomerado basal, con el cual se inicia la transgresión silúrica. La ausencia de rodados de granitos en ellos puede explicarse admitiendo que la transgresión invadió una zona continental peneplanizada, y que la región ocupada hoy por el borde occidental de las Sierras Australes consistía en una penellanura labrada en los granitos que aparecen actualmente como asomos aislados. Como la acción abrasiva del mar hacia abajo es prácticamente nula cuando su lecho es rocoso, macizo y plano, es fácil comprender la ausencia de rodados graníticos.

Las metacuarcitas y pizarras que aparecen hoy como rodados en los conglomerados, pudieron provenir ya del aporte directo de ríos durante el avance marino, ya de la destrucción y redeposición por el mar de un manto de acarreo que, parcial o totalmente, cubría la penellanura labrada en roca firme. Si aceptamos la primer hipótesis aceptamos de hecho que las metacuarcitas y pizarras afloraban muy cerca de la actual faja de afloramientos de los conglomerados Lola, puesto que estos contienen grandes rodados, subelipsoidales y hasta subesféricos que, aun luego de haber sido retrabajados por el mar, alcanzan hasta 50 cm de diámetro. Parece, por lo tanto, más lógico admitir que el material de los conglomerados proviene de la destrucción y redeposición de un depósito de acarreo preexistente

que cubría la penellanura. Da lo mismo suponer que este manto de acarreo constituyó una cubierta discontinua y poco potente, o una verdadera "llanura aluvial de nivel de base" debida a la acción fluvial distributiva anterior a la transgresión: en cualquiera de los dos casos las características del conglomerado basal dependen de la intensidad con que actuaron los procesos abrasivos, de la inclinación de la planicie aluvial y de la duración del período de abrasión en un lugar determinado, es decir de la velocidad del avance marino, pero es independiente del espesor primitivo del manto de acarreo.

Aboga en favor de esta última hipótesis el hecho de que, en el cerro Colorado al oeste de Tornquist, las ortocuarcitas de la Formación Mascota reposan directamente sobre granito, faltando allí tanto la Formación Lola como las metacuarcitas y pizarras pre-silúricas de las cuales se derivaron los rodados de los conglomerados basales. Podemos admitir, por consiguiente, que en verdad existió un manto de acarreo anterior a la transgresión, que el borde occidental del manto se hallaba pocos kilómetros al oeste de la faja de afloramientos actuales de la Formación Lola y que tal manto se extendía hacia el este, por debajo de las actuales sierras, formando una orla de ancho desconocido. Al avanzar la transgresión de este a oeste, al mismo tiempo que el fondo del surco se hundía lentamente, el mar sobrepasó el borde occidental del manto de acarreo y cesó, bruscamente, la acumulación del material retrabajado que originó los conglomerados basales de la Formación Lola. Los escasos y pequeños clastos de riolitas de los conglomerados, por lo común subangulosos, pueden explicarse suponiendo que pequeñas lomas constituidas por estas rocas sobresalían del nivel general de la penellanura y, aun quizá, del manto de acarreo y que, por consiguiente, el mar

en avance tuvo oportunidad de atacarlas.

Notemos que los conglomerados pasan hacia arriba a areniscas de grano muy grueso hasta conglomerádico, que a veces contienen rodados dispersos. La presencia de tales rodados es frecuente en los fondos marinos cercanos a la costa, de donde son alejados ocasionalmente por el tiro inferior del oleaje y por las corrientes de escarceo ("rip currents"). Estos rodados desaparecen más arriba en la sucesión estratigráfica y luego las areniscas de grano grueso de la parte alta de la Formación Lola pasan, concordantemente pero de modo brusco, a las areniscas de grano fino de la Formación Mascota con admirable laminación entrecruzada que indican, a las claras, deposición en ambiente nerítico proximal. Más arriba en la sucesión se intercalan escasas camadas de areniscas algo más gruesas (Formación Trocadero) y, por último, en la parte más alta del conjunto (Formación Hinojo) aparecen, entre las areniscas dominantes, algunos sedimentos arenoso-arcillosos, actualmente muy sericíticos y con aspecto de filitas.

Esta sucesión indica, pues, una verdadera transgresión, ya que los sedimentos tienen franca tendencia a disminución en el tamaño del grano a medida que nos elevamos en la columna estratigráfica o, lo que es lo mismo en términos de transgresión, nos alejamos de la antigua costa. Pocas dudas pueden caber, por lo tanto, que el Grupo Curamalal representa la actividad gradacional de un ciclo transgresivo y que sus sedimentos fueron acumulados en ambiente sublitoral a nerítico proximal. Notemos, por último, que todo parece indicar que el mar avanzó de este a oeste, que la antigua fuente de origen de los sedimentos se hallaba al occidente de las sierras actuales y que la faja de máxima subsidencia del surco deposicional corría probablemente poco al es-

te de las altas sierras de Curamalal-Bravard y de la Ventana.

De lo apuntado se desprende claramente que el ciclo sedimentario silúrico coincidió con la subsidencia del surco deposicional y que la acumulación de sedimentos comenzó al mismo tiempo que tal subsidencia. No existe aquí, pues, un período preorogénico ("Vororogen") en el sentido de Krauss (1927) o "período generativo" en el sentido de Aubouin (1965). Tampoco hay el más leve indicio de un "período pre-flysch" o de "vacuidad" ("período de vacuité") en el sentido de Aubouin, caracterizado por la ausencia de materiales terrígenos y la deposición de materiales pelágicos, con acompañamiento de extrusiones ofiolíticas o sin ellas. Es a todas luces evidente que el "período de relleno" ("période de comblement") de Aubouin, fue concomitante con el de subsidencia del surco deposicional y que, durante el mismo, no se acumuló "flysch" de ninguna categoría o especie, sino sedimentos normales marinos que van desde sublitorales a nerítico proximales y tienen todas las características de depósitos acumulados en una plataforma estable ("stable shelf"). Es obvio, pues, que las sedimentitas del Grupo Curamalal no pueden considerarse, bajo ningún concepto, como "depósitos geosinclinales" típicos o atípicos.

#### *Levantamiento y ladeo del Grupo Curamalal.*

El ciclo sedimentario silúrico se cerró con el levantamiento sobre el nivel del mar y el ladeo del Grupo Curamalal, sin que plegamiento alguno afectara a los sedimentos. El hecho de que los conglomerados de la Formación Bravard, con la cual comienza el ciclo sedimentario devónico, contienen, como veremos más adelante, rodados provenientes de todas las formaciones del Grupo Curamalal, indica a las claras que una discordancia de erosión media entre el

grupo silúrico y el devónico. Por otra parte, la desaparición progresiva hacia el noroeste de las Formaciones Hinojo y Trocadero a lo largo del flanco suroeste del valle de las Grutas, señala que el ladeo del Grupo Curamalal fue hacia el este o este-sureste, es decir que todo el conjunto sufrió máxima elevación en el oeste y oeste-noroeste, inclinándose hacia el este o este-sureste con ángulo poco pronunciado.

Esta emergencia y ladeo sin plegamiento del Grupo Curamalal, poco dice en favor de considerar al conjunto serrano como geosinclinal. Tales emergencias intermitentes, en cambio, son frecuentes en los prismas sedimentarios de los aulacógenos.

#### EL CICLO DEVÓNICO (GRUPO VENTANA)

El Grupo Ventana comienza con la Formación Bravard, consistente en areniscas de grano muy grueso hasta conglomerádico que, especialmente en el cerro Hinojo, encierran algunas camadas de conglomerados verdaderos con rodados de 15 cm de diámetro y, ocasionalmente, hasta 30 cm. Entre los rodados es muy fácil reconocer areniscas conglomerádicas provenientes de la Formación Lola, las típicas areniscas color "flor de durazno" de la Formación Mascota y las areniscas lilas, violetas y verdes de la Formación Trocadero. Las areniscas de la Formación Hinojo, menos características, son difíciles de identificar en rodados pequeños, pero es muy probable que también se hallen representadas.

La presencia de estos rodados en los conglomerados inferiores del Grupo Ventana, demuestra que entre este grupo y el de Curamalal media una discordancia de erosión y que las rocas que integran el grupo más antiguo formaban parte de la superficie de denudación, al menos cuando se acumulaban los depósitos basales del grupo más moderno.

La Formación Bravard, que se apoya discordante y transgresivamente sobre las unidades más altas del Grupo Curamalal señala, pues, el comienzo de un nuevo ciclo sedimentario.

La disposición discordante del Grupo Ventana sobre el de Curamalal es, a decir verdad, poco aparente. Ello se debe a la naturaleza de los movimientos que originaron la emergencia y ladeo del Grupo Curamalal, así como también a la disposición topográfica actual de la traza del plano de contacto entre ambos grupos. Cabe señalar que la disposición discordante del grupo superior, habría pasado inadvertida si las capas del inferior hubieran sido elevadas de tal manera que, al término del levantamiento, hubiesen quedado en posición subhorizontal. Si, por el contrario, al producirse la nueva transgresión las capas del Grupo Curamalal se inclinaban hacia la costa, es decir hacia el este o estesureste, con ángulo apenas mayor que 1 grado, la Formación Hinojo, con sus 100 a 150 metros de espesor, hubiera sido cortada enteramente por el plano de erosión a lo largo de una extensión lineal de 5 a 8 km medida normalmente al rumbo de la costa devónica. La disposición discordante, sin embargo, tampoco sería aparente aun en este caso, si la traza del plano de contacto actual fuera prácticamente paralela a la línea de la vieja costa devónica. Esto, precisamente, parece ocurrir en la zona comprendida entre el Abra del Chaco y la de Rivera, donde la traza del contacto, oculta hoy bajo el relleno moderno del valle longitudinal y su prolongación austral, es casi exactamente rectilínea. En cambio, en la parte noroeste del arco de las sierras de Curamalal-Bravard donde la traza del contacto, siempre oculta bajo el relleno del valle longitudinal, se desplaza varios kilómetros hacia el oeste, vemos desaparecer progresivamente las formaciones superiores del grupo más antiguo y la disposición dis-

cordante del Grupo Ventana es bien notoria.

De lo dicho se desprende que los movimientos que produjeron el ascenso del Grupo Curamalal, fueron un simple ladeo y que los sedimentos de este grupo no fueron plegados antes de la acumulación del Grupo Ventana. Si hubieran sido afectados por plegamiento con anterioridad a la acumulación de la Formación Bravard, la disposición discordante de ésta sería aparatosa.

Debemos, por lo tanto, admitir que al iniciarse la transgresión devónica, el Grupo Curamalal había sido levantado sobre el nivel del mar y ladeado hacia el este o estesureste. El nuevo surco de hundimiento devónico se hallaba, por consiguiente, desplazado más hacia el este o estesureste, corriendo con rumbo norte-sur a noreste-suroeste, mientras que la zona fuente de los sedimentos se hallaba, a juzgar por los rodados encerrados en los conglomerados de la Formación Bravard, al oeste u ostenor-este de las sierras actuales.

Las areniscas de grano grueso de la Formación Bravard pasan, hacia arriba, a las areniscas de grano fino a muy fino de la Formación Napostá, muy a menudo estratificadas en capitas delgadas de pocos centímetros de espesor que, con frecuencia, muestran laminación entrecruzada muy regular, con capas frontales cóncavas, inclinadas entre 15° y 20°, interpuestas entre capas superiores y basales rectas y subparalelas. Sobre ellas siguen areniscas de la Formación Providencia, también de grano fino y a menudo con laminación entrecruzada, que contienen intercalaciones de esquistos arcillosos y de verdaderas filitas. Por último, el Grupo Ventana termina con la Formación Lolén, constituida por areniscas más o menos micáceas de grano mediano a fino, a menudo con laminación entrecruzada, entre las que se intercalan escasas lentes de conglomerados finos y bancos dispersos de pizarras grises hasta casi negras. Otra vez esta-

mos en presencia de una sucesión sedimentaria debida a la acción gradacional de una típica transgresión marina, con depósitos que van desde sublitorales a nerítico proximales, acumulados bajo condiciones de plataforma estable ("stable shelf"). Otra vez, no existe aquí "período generativo" ni "período pre-flysch" o "de vacuidad". Como en el caso de la sucesión silúrica, es obvio que el "período de relleno" fue concomitante con la subsidencia del fondo del surco deposicional y que, durante el mismo, no se depositó flysch de ninguna clase, como veremos más adelante en mayor detalle, sino solamente sedimentos marinos normales.

Es de señalar que las investigaciones de Reinoso (1968) sobre la Formación Providencia, parecerían contradecir el hecho de que la antigua costa devónica se hallaba al poniente de las sierras actuales y que corría con rumbo aproximadamente nornoreste a sursuroeste. Según Reinoso (1968, l. 295), "el estudio de la laminación cruzada de la Formación Providencia señala que en tiempos devónicos, el área continental se encontraba al norte y nordeste de los actuales afloramiento de esta formación" y que "la dirección de la línea de costa era aproximadamente de noroeste a sureste y que dicha línea se situaría hacia el nordeste de los actuales afloramientos", añadiendo que "por considerarse que las corrientes que determinaron el entrecruzamiento son perpendiculares a la línea de costa, se puede inferir que el área de procedencia estaba situada en el nordeste de la región".

En realidad, no hay razón valedera para considerar que las corrientes que originaron la laminación entrecruzada fueron perpendiculares a la línea de costa. Tanto o más probable es que tales corrientes hayan sido más o menos paralelas a la línea de costa ("longshore currents"), dirigidas de nornor-

este a sursuroeste. Los detenidos estudios de Bigarella *et al.* (1966) y de Salamuni y Bigarella (1967) sobre la laminación entrecruzada de las Formaciones Furnas y Serra Grande de las cuencas de Paraná y Paranaíba, respectivamente, han demostrado fehacientemente la existencia de dos direcciones principales de transporte de las áreas devónicas en aquellas cuencas brasileñas: una representa corrientes dirigidas normalmente desde las costas hacia el interior de las cuencas, mientras que la otra es referible a corrientes esencialmente paralelas a las antiguas costas. Caso similar podría darse en las cuidadosas medidas de Reinoso: la dirección nornoroeste a sursureste de las paleocorrientes determinadas en el Abra de Rivera, bien podrían representar la de una corriente dirigida desde la costa perpendicularmente hacia el interior de la cuenca, mientras que las demás podrían muy bien representar la dirección de paleocorrientes más o menos paralelas a la antigua costa. Es de hacer notar que el estudio de la laminación entrecruzada puede llevar a determinar la dirección general de las paleocorrientes que la originaron; pero no la relación de tales paleocorrientes con la dirección de la antigua línea de costa; para ello es menester saber, de antemano, la dirección general de esta última. Cabe señalar, por último, que la acumulación en ambiente nerítico proximal por la acción de corrientes subparalelas a la costa es harto frecuente. En la actualidad, por ejemplo, las arenas que se depositan en la plataforma continental de la Provincia de Buenos Aires y del Uruguay, son acumuladas por la acción de la corriente de las Malvinas que fluye de suroeste o nordeste, más o menos paralelamente a la costa, y no por corrientes perpendiculares a ella, pese al evidente flujo en tal sentido del Río de la Plata.

### *Levantamiento y ladeo del Grupo Ventana.*

El ciclo sedimentario devónico tocó a su fin con el levantamiento sobre el nivel del mar del Grupo Ventana y su suave ladeo hacia el estenoreste, que no fue acompañado por plegamiento alguno. De ello da fe el hecho de que la superficie de erosión sobre la cual se depositó la Formación Sauce Grande, con la cual se inicia el ciclo sedimentario pensilvánico-pérmico, corta unas pocas decenas de metros de la parte más alta de la Formación Lolén, a lo largo de los 25 km que median entre el arroyo San Bernardo en el sursureste y la Estancia San Ramón, en el nornoroeste.

### *La Formación Lolén y el concepto de flysch.*

Flysch, del verbo alemán *fließen* (fluir, deslizar, correr), es voz del dialecto suizo-alemán que significa “terreno o roca que se desliza”. El término fue introducido en la literatura geológica por Struder (1827) y aplicado, originalmente, a una formación terciaria de los Alpes suizos occidentales, constituida por más de 3000 metros de lutitas y margas con numerosas intercalaciones de arenisca. Bien pronto el término pasó a denotar una facies litológica y fue aplicado a todas las formaciones similares de la cadena alpina. Luego se extendió su uso a sedimentos cretácicos y más antiguos y, al mismo tiempo, comenzó a distinguirse “variedades”, tales como “flysch negro”, “flysch arenoso”, “wildflysch”, etc.. Por último, sobre todo a manos de Krauss (1927), flysch cobró no sólo un sentido de facies litológica sino, ante todo, de facies orogénica y tal es, en la actualidad, el concepto de flysch entre los autores europeos. Hoy se admite que el flysch es el producto de sedimentación durante el período cataorogénico geosinclinal (“Tiefrogen” de Krauss) o de relleno (“pé-

riode de comblement” de Aubouin). Flysch, por lo tanto, es un concepto íntimamente ligado al de la evolución geosinclinal y, llevando las cosas al extremo, podríamos decir que en la mente de muchos geólogos europeos, sin geosinclinal no hay flysch y sin flysch no hay geosinclinal.

El típico flysch tiene, a la vez, características sedimentarias y paleogeográficas distintivas y no puede ser definido únicamente con base en sus rasgos sedimentarios. Sujkowski (1957) lo definió como la denominación faciología de “un depósito marino compuesto por innumerables alternancias de capas pelíticas y psamíticas netamente definidas” que, por lo común “llega a espesores de miles de pies y fue depositado en áreas geosinclinales”.

Al decir de Aubouin (1965), de acuerdo con Bouma (1962), el flysch se caracteriza, desde el punto de vista sedimentario, por ser marino, terrígeno, alternante, rítmico y por poseer estructuras especiales. Fuera de ciertas “variedades” que contienen abundantes foraminíferos, como el “flysch numulítico”, el típico flysch está prácticamente desprovisto de restos orgánicos y, en particular, de megafósiles. A más de ser eminentemente terrígeno y depositado en ambiente marino, el flysch clásico se distingue, ante todo, por su *alternancia* y *ritmicidad*. Alternancia regular de capas pelíticas y psamíticas, en la que puede predominar uno u otro tipo sedimentario o estar ambos igualmente representados. Ritmicidad, ya sea en ritmos de primer orden que afectan a los estratos individuales alternantes de lutitas y areniscas, ya de segundo orden en los cuales los ritmos de primer orden se disponen formando ciclotemas. Estas divisiones rítmicas imparten un carácter distintivo a las sucesiones de flysch. Además, con frecuencia los estratos se caracterizan por estructuras especiales, tales como marcas de corriente, sedimentación gradada, huellas helminto-



**Techo:** Formación Sauce Grande (pensilvánica).

**Leve discordancia de erosión.**

**Formación Lolén (devónica).**

Espe-  
sor  
en metros

**Miembro L11.** Areniscas gris verdoso, verde azulado, amarillentas y pardo rojizo claras de grano fino, levemente esquistosas y micáceas (a menudo con grandes hojuelas de mica dorada), estratificadas en bancos delgados, por lo común con laminación entrecruzada. En varios niveles llevan intercalaciones de pizarras oscuras, hasta de un metro de espesor individual .....

60

**Miembro L10.** Areniscas verde oliva, gris verdoso, amarillento verdoso y amarillento claro de grano mediano a fino, esquistosas y micáceas, estratificadas en bancos bastante gruesos que, ocasionalmente, muestran laminación entrecruzada. Contienen varias intercalaciones espaciadas irregularmente de pizarras gris oscuras hasta casi negras, con clivaje muy pronunciado, formando bancos delgados que no alcanzan a un metro de espesor individual. En la base del miembro, las areniscas llevan restos mal conservados de braquiópodos, coleccionados por Keidel en las cercanías de la Estancia Las Vertientes .....

250

**Miembro L9.** Areniscas de colores claros, grises, verdosos y verdoso amarillentos, de grano grueso a mediano, macizas, compactas, tenaces y silicificadas, a veces algo micáceas. La estratificación es bien visible presentando laminación entrecruzada muy regular, con capas frontales cortas y curvas .....

10

**Miembro L8.** Areniscas verdosas de grano mediano a fino, esquistosas y micáceas, con numerosos "clay galls" y escasas lentes mayores de pizarras oscuras .....

10

**Miembro L7.** Areniscas amarillento verdoso, grisáceo y pardusco, de grano mediano a fino, esquistosas y micáceas, a veces con grandes hojuelas de mica dorada. Contiene uno que otro banquito delgado de pizarras oscuras .....

15

**Miembro L6.** Areniscas gris amarillentas a amarillo claro, de grano mediano a fino, algo esquistosas y micáceas, estratificadas en bancos de espesor moderado mostrando frecuentemente laminación entrecruza-

da. Carecen de intercalaciones pizarras .....

70

**Miembro L5.** Pizarras gris obscuro hasta casi negras que se meteorizan con tonos verdoso amarillentos y pardo rojizos. En la base se intercalan bancos delgados de limolitas compactas, macizas, de color gris bandeado, muy contorsionadas y arrugadas en pliegues diminutos producto de flujo intraestratal ("intrastratal flowage") .....

20

**Miembro L4.** Areniscas amarillento claro de grano fino, esquistosas y más o menos micáceas, estratificadas en bancos de espesor moderado. Contienen intercalaciones de esquistos filíticos verde amarillentos a verde grisáceo obscuro, a veces algo micáceos .....

40

**Miembro L3.** Areniscas micáceas pardo amarillentas que comienzan con algunas camaditas de areniscas conglomerádicas, subgrauvacas gruesas y finos conglomerados que contienen rodaditos de cuarzo y algunos de ortocuarzitas grises. A veces se observan lentes de un metro o más de diámetro y pocos centímetros de espesor, constituidas por conglomerados más gruesos, intercalados entre las areniscas y subgrauvacas. En ellas los rodaditos suelen alcanzar hasta 5 cm de diámetro. Este miembro contiene, al menos, dos niveles fosilíferos. El más bajo, casi en su base, encierra escasos restos de braquiópodos indeterminables. El segundo, intercalado entre las areniscas y subgrauvacas conglomerádicas en la parte alta del miembro, tiene unos 60 cm de espesor. Consiste en un banco compacto de moldes internos de braquiópodos, enteros y fragmentarios, fuertemente deformados que no permiten una determinación específica segura. Entre ellos sólo se ha podido identificar, un tanto provisoriamente, *Cryptonella* sp. indet. cf. *C. bairi* Sharpe, "*Spirifer*" sp. indet. y *Schellwienella* sp. indet.

50

**Miembro L2.** Areniscas de grano mediano a fino, muy similares a las del miembro L1, entre las que se intercalan tres bancos de ortocuarzitas muy tenaces y compactas, idénticas a las que constituyen las capas más altas de la Formación Providencia. El primero y más bajo de estos bancos está formado por una roca de color pardo amarillento claro, el segundo se destaca por su color rosado

pálido y el tercero y más alto es de color blanco grisáceo. Estos bancos tienen reducido espesor individual, entre 4 y 5 m cada uno, pero en cambio tienen gran extensión regional y se los puede seguir desde el Abra del Chaco hasta la de Rivera. El banco más alto muestra laminación entrecruzada muy bien desarrollada, de tipo muy semejante al de las ortocuarcitas de la Formación Providencia .....

Espesor  
en metros

45

**Miembro L 1.** Areniscas pardo amarillento de grano mediano a fino, esquistosas y laminadas, a veces con abundante mica, estratificadas en bancos de espesor moderado. Entre ellas se intercalan tres bancos esquistosos, con aspecto de filitas de color verde oscuro y rojo purpúreo, similares en un todo a los intercalados entre las ortocuarcitas de la Formación Providencia .....

40

Total: 610

**Concordancia**

**Piso:** Formación Providencia (devónica).

De la descripción que antecede podemos concluir que la Formación Lolén no corresponde, desde el punto de vista sedimentario, a un verdadero flysch, ya que se aparta de él en la ausencia de alternancia regular de capas pelíticas y psamíticas, en la ausencia de ritmicidad, en la ausencia de estratificación gradada, en la frecuencia de laminación entrecruzada y en la presencia, al menos en tres niveles, de restos de megafósiles. Es evidente, pues, que los sedimentos de la Formación Lolén, casi exclusivamente arenosos, fueron acumulados en ambiente nerítico proximal bajo condiciones de plataforma estable, tal como muy atinadamente lo apuntara Borrello en 1962 *a*, al decir que los horizontes fosilíferos participan (p. 8) "de una sedimentación monotemática propia de una génesis de facies neríticas muy estables".

Desde el punto de vista paleogeográfico, nada hay que induzca a pensar que las sedimentitas de la Formación Lolén representen, como el verdadero

flysch, una *facies orogénica* ligada a la erosión de una "cordillera" elevada, durante la fase cataorogénica geosinclinal, hacia la parte trasera (o interior) de la zona de acumulación.

Desde el punto de vista tectónico, tampoco puede considerarse a la Formación Lolén como a un verdadero flysch. Lejos de ser la última sucesión sedimentaria pre-tectónica, no fue afectada por tectonismo alguno sino hasta el Mesozoico, luego de acumularse, sobre ella, el espeso Grupo Pillahuinco de edad pensilvánica-pérmica. Por lo tanto no señala, como un verdadero flysch, la fase final de sedimentación geosinclinal.

### EL CICLO PENSILVÁNICO-PÉRMICO (GRUPO PILLAHUINCO)

Comenzó este ciclo con la acumulación de la Formación Sauce Grande, consistente en diamictitas y conglomerados con intercalaciones espesas de ortocuarcitas. No he de entrar aquí a describir en detalle la sucesión estratigráfica ni el origen y ambiente acumulativo de los depósitos de esta formación: baste señalar que las diamictitas, en su gran mayoría, son de origen glacio-marino, que los conglomerados corresponden a depósitos sublitorales y que las ortocuarcitas, idénticas en un todo a las de la Formación Bonete, señalan ambiente nerítico proximal.

Pese a la gran laguna estratigráfica que media entre la Formación Lolén y la de Sauce Grande, sólo una leve discordancia regional separa a las dos unidades; pero bueno es recordar que sólo vemos actualmente el contacto casi rectilíneo entre las dos formaciones, paralelo a los ejes de plegamiento.

Difícil es, en verdad, imaginar donde se hallaba la costa durante la acumulación de los sedimentos de la Formación Sauce Grande y donde la zona fuente de los mismos. Desconocemos la procedencia de los clastos de las diamictitas, constituidos por las rocas más variadas. Po-

drían provenir tanto del Macizo de las Sierras Pampeanas, oculto hoy al oeste de las sierras, como de la plataforma de Tandilia, situada al este, y aun, de admitirse la deriva continental, de los macizos precámbricos de Sud Africa. Pese a ello, es posible que los sedimentos de la Formación Sauce Grande fueron depositados en un nuevo surco cuyo eje corría algo más hacia el este que el eje del máximo hundimiento del surco devónico.

La Formación Sauce Grande pasa hacia arriba, por transición gradual, a las lutitas y limolitas azul negruzco de la Formación Piedra Azul que, pese a su clivaje muy desarrollado, han brindado algunos restos de gastrópodos indeterminables. En la parte alta de esta formación, tal como se la observa en su localidad tipo sobre el arroyo Piedra Azul unos 7 km al este de la Estación Sierra de la Ventana, aparecen algunas camadas de areniscas amarillas con laminación entrecruzada y sedimentos arcilloso-arenoso macizos, semejantes a lodolitas.

La Formación Bonete, que se superpone concordantemente a la de Piedra Azul, consiste, en la localidad tipo del cerro Bonete - arroyo Piedra Azul, en capas alternantes de dos clases básicas de sedimentitas: ortocuarcitas azuladas o verdes, a menudo con pequeñas y regulares motas blancas, y sedimentos arcillosos hasta arcilloso-arenosos, pasando localmente a verdaderas areniscas arcillosas. Las ortocuarcitas muestran, con frecuencia, laminación entrecruzada, mientras que los sedimentos más o menos arcillosos son macizos, del tipo de lodolitas. En la zona del cerro Bonete - arroyo Piedra Azul, 19 camadas de ortocuarcitas alternan con 19 capas arcillo-arenosas, llegando la Formación Bonete a un espesor total de 400 m, medidos en varios perfiles taquimétricos de precisión. Algunas ortocuarcitas, especialmente en la mitad inferior de la sucesión, contienen moldes dispersos de

valvas sueltas o cerradas de *Eurydesma* y otros bivalvos. Varias de las camadas arcillo-arenosas, especialmente en la parte inferior y media de la formación, contienen abundantes restos de braquiópodos y bivalvos, por lo común dispersos en un horizonte determinado. Sin embargo, en un nivel muy arenoso, los restos de bivalvos se presentan en confuso montón de valvas rotas, de unos 40 cm de espesor, que constituye un verdadero "banco de ostras" (si tal expresión puede usarse para una coquina constituida, ante todo, por restos de *Eurydesma*). Más arriba en la sucesión, estos bancos contienen restos de *Glossopteris* y *Gangamopteris*, asociados, al menos en un caso, a valvas sueltas de *Promytilus*. Parecería, pues, que las ortocuarcitas azuladas y verdosas representan sedimentos de barras litorales, acumulados en ambiente nerítico proximal, mientras que los sedimentos arcilloso-arenosos corresponden a depósitos de "lagunas costeras" en comunicación con el mar, o de cuencas someras interpuestas entre barras mar afuera. La sucesión es, por lo tanto, eminentemente terrígena y depositada en ambiente marino nerítico proximal a sublitoral.

La Formación Bonete pasa hacia arriba, por transición gradual y paulatina, a la Formación Tunas, con la cual remata toda la sucesión paleozoica de las Sierras Australes. Esta formación consiste en una alternancia irregular de diversos tipos litológicos, desde areniscas de grano grueso color pardo claro, hasta limolitas moradas con manchas verdes o verdes con manchas moradas, pasando por limolitas tenaces y macizas, con fractura concoidal, de color verde nilo. Según Suero (1957) esta unidad alcanza, en la sierra de Pillahuinco, a unos 2000 m de espesor. Pese a que en ellas no se han hallado fósiles, excepto algunos escasos restos de *Glossopteris* en la parte baja de la sucesión, las características de las sedimentitas sugieren que corresponden a depósitos

marinos neríticos proximales a litorales y, muy probablemente, también a depósitos francamente continentales, posiblemente eólicos.

Hecho notable, que comprobé hace ya más de 20 años pero que nunca publiqué, es el adelgazamiento de sursureste a nornoroeste de las Formaciones Piedra Azul y Bonete, adelgazamiento que va unido a un bien marcado cambio faciológico y que se observa a lo largo de los 25 km que median entre la zona del cerro Bonete, en la sierra de Pillahuinco, y la del cerro Bombero Grande, cerca de la extremidad nornoroeste de la sierra de las Tunas. A lo largo de esa distancia, los 290 m de espesor de la Formación Piedra Azul, medidos con perfiles taquimétricos de precisión en la zona tipo, se han reducido a 220 m en el cerro Bombero Grande, también medidos con perfiles taquimétricos de precisión. Al mismo tiempo, las lutitas azul negruzcas de la localidad tipo han pasado lateralmente a rocas mucho más arenosas en la zona del cerro Bombero Grande donde, por otra parte, no existen las areniscas amarillas con laminación entrecruzada observadas en el arroyo Piedra Azul. En lo que respecta a la Formación Bonete, el adelgazamiento y cambio faciológico es aun más notable, puesto que los 400 m de espesor de esta unidad, medidos con perfiles taquimétricos en la zona tipo, se han reducido a tan sólo 190 m en el cerro Bombero Grande, también medidos con perfiles taquimétricos de precisión. Por otra parte, en esta última zona sólo se pueden reconocer cinco unidades litológicas sucesivas, en vez de las 38 distinguidas en la localidad tipo. La más baja consiste en 40 m de ortocuarcitas verdosas muy similares a las "clásicas" de aquella localidad. Siguen luego 65 m de areniscas micáceas de grano mediano, muy esquitosas, a las que se superponen 25 m de ortocuarcitas verdosas con motas blancas, muy semejantes a las basales. La sucesión continúa con 25 m de

areniscas arcillosas de grano fino, sumamente esquitosas, y termina con 35 m de areniscas amarillentas de grano mediano, compactadas y macizas, con algunas delgadas intercalaciones de areniscas feldespáticas en la parte alta.

Es prácticamente seguro que la Formación Sauce Grande también se adelgaza de sursureste a nornoroeste. Pese a la dificultad de medir con exactitud el espesor de esta formación, tal adelgazamiento es muy probable en vista de que la faja de sus afloramientos se enangosta muy notablemente de sursureste a nornoroeste. Entre la Estancia La Vigilancia y el arroyo Berruel, esta faja tiene 9 km de ancho; pero a la altura de la Estancia San Ramón, 20 km hacia el nornoroeste, se ha reducido a sólo 4 kilómetros. Doce kilómetros más hacia el nornoroeste, a la altura de la Estancia Sauce Corto, el afloramiento más septentrional de la Formación Sauce Grande, aislado entre sedimentos recientes, dista solamente 3 km de los asomos de la Formación Tunas. La zona interpuesta está enmascarada por depósitos modernos; pero en el subsuelo de la misma deben estar presentes no sólo la Formación Sauce Grande, sino las de Piedra Azul y Bonete. Aun admitiendo un adelgazamiento pronunciado de estas últimas hacia el nornoroeste y un aumento en la intensidad del plegamiento, la faja de afloramientos de la Formación Sauce Grande quedaría reducida a menos de 2 km de ancho, lo que sugiere que también esta formación debe adelgazarse considerablemente en la misma dirección.

Nada puede afirmarse, con certidumbre, respecto a un similar adelgazamiento hacia el nornoroeste de la Formación Tunas, ya que en ninguna parte el espesor expuesto de esta unidad corresponde al verdadero puesto que, a lo largo del borde nornordeste y noreste de las sierras de las Tunas y de Pillahuinco, esta formación desaparece bajo la cubierta de sedimentos moder-

nos que rodea a las sierras. Pese a ello, el hecho de que los ejes de pliegues se hundan indefectiblemente hacia el sursureste, mientras que la faja de afloramientos se ensancha muy considerablemente en la misma dirección, haría sospechar que también esta unidad podría adelgazarse hacia el nornoroeste.

De lo dicho podría sospecharse que la costa de la nueva cuenca sedimentaria pensilvánico-pérmica se hallaba al norte de las actuales sierras y corría con rumbo aproximadamente este a oeste. Sin embargo, tal no parece ser el caso. No sería difícil demostrar, aunque ello entrañaría un considerable trabajo y la "restitución" de las diversas unidades litológicas de las Formaciones Piedra Azul y Bonete en los mapas detallados a escala 1:10.000 de la región del cerro Bombero Grande y, especialmente, de la del arroyo Piedra Azul, suprimiendo los efectos del plegamiento y de la topografía actual, que la vieja costa corría con rumbo norte-sur a nornoroestesursureste, y que el aumento del espesor de los sedimentos en sentido norte a sur, fue debido a la mayor subsidencia, en el mismo sentido, del fondo del surco deposicional.

Sea ello como fuere, lo que en estos momentos nos interesa, es poner de relieve que la Formación Tunas, con la cual remata toda la sucesión sedimentaria paleozoica de las Sierras Australes, constituye cualquier cosa menos que un verdadero flysch.

#### LA FASE TECTÓNICA Y EL PLEGAMIENTO RESULTANTE

En un trabajo anterior (Harrington, 1947) se ha descrito, en sus rasgos esenciales, la estructura de plegamiento de las Sierras Australes. Suero (1957) añadió algunos detalles importantes sobre el plegamiento en la sierra de Pihahuinco.

No es esta la ocasión para describir

en detalle la compleja estructura de plegamiento de las Sierras Australes, ni el lugar para explayarse en consideraciones geodinámicas respecto a su probable origen. Lo importante es destacar aquí que el plegamiento de las sucesiones silúricas, devónicas y neopaleozoicas de las sierras, *fue producto de una sola fase tectónica*, tal como ya lo señalara en 1947 y Suero lo confirmara en 1957, puesto que no existen indicios de discordancias angulares propiamente dichas entre los distintos grupos paleozoicos, sino solamente de leves discordancias de erosión. Por otra parte es evidente que el plegamiento corresponde a un "plissement neuf" y no a un "plissement de fond" en el sentido de Argand (1922).

El perfil de la fig. 2 es una representación generalizada del plegamiento de las sierras, atendiendo sólo a sus rasgos más significativos. Dada la escala del mismo, no ha sido posible dibujar los pliegues de orden superior, hasta de séptimo y octavo, que afectan a las sucesiones eopaleozoicas de las sierras occidentales y que se atenúan hacia el nordeste desapareciendo gradualmente en la faja de afloramientos de la Formación Lolén. Sólo se ha intentado representar, de manera un tanto esquemática, los pliegues de segundo y tercer orden y, por tal motivo, el plegamiento de las sierras occidentales aparece, en el perfil, mucho menos intenso de lo que es en realidad. Además se han diseñado, también de manera esquemática, las trazas de los grandes pliegues de primer orden, no fácilmente distinguibles en el terreno.

Un rápido examen del perfil de la fig. 2 es suficiente para poner de manifiesto algunos rasgos particulares: 1) el hecho de que el basamento milonitizado está íntimamente ligado al plegamiento de la base del Grupo Curamalal, debido a acomodamientos y ajustes por movimientos diferenciales a lo largo de innumerables planos S paralelos al "clivaje

de plano axial” correspondiente a los grandes pliegues de primer orden, 2) la gran amplitud y longitud de onda de los pliegues de primer orden en el oeste-suroeste, y su rápido amortiguamiento hacia el este-nordeste, 3) la fuerte inclinación hacia el suroeste de los planos axiales de los pliegues de primer orden en la zona occidental que, hacia el este, se va haciendo menos pronunciada hasta que en el borde oriental del conjunto serrano, llega a tener actitud subvertical, 4) el descenso<sup>1</sup> de los grandes pliegues de primer orden de suroeste a nordeste a raíz del cual, al cruzarse la serranía en tal dirección, se encuentran rocas cada vez más jóvenes, desde precámbricas a pérmicas, 5) la gran intensidad del plegamiento de orden superior en el suroeste, su rápida amortiguación hacia el nordeste dentro de la faja de afloramientos de la Formación Sauce Grande y el nuevo, pero menor, incremento de la intensidad del plegamiento más hacia el nordeste, en la sierra de las Tunas, 6) el hecho de que a lo largo del pie occidental de la sierra de Curamalal, un considerable espesor de estratos ha sido removido por erosión. Así, en el portezuelo entre el cerro Pan de Azúcar y el cerro del Corral, por ejemplo, donde está expuesto el granito ultramilonitizado del basamento, varios kilómetros de sedimentos suprayacentes han sido removidos por erosión, ya que no es posible admitir que el plegamiento intensísimo de las ortocuarcitas del Grupo Curamalal se originó cerca de la superficie sin sobrecarga apreciable y 7) el hecho, muy

<sup>1</sup> “Descenso de pliegues” se usa aquí para denotar el descenso altitudinal de pliegues sucesivos en una dirección normal al rumbo del plegamiento. Un conjunto de pliegues de rumbo norte-sur, *desciende* hacia el este cuando las crestas de los sucesivos anticlinales o sinclinales que afectan a un mismo horizonte guía, se hallan cada vez a menor altura absoluta a medida que se atraviesa la sucesión de pliegues de oeste a este, o sea normalmente al rumbo de las líneas axiales.

llamativo, de que el relieve actual de las sierras no guarda relación alguna con la estructura interna de las mismas.

La edad de la fase tectónica que produjo la estructura de plegamiento de las Sierras Australes es, hasta la fecha, problema sin solución objetiva. Todo lo que podemos afirmar es que fue posterior a la Formación Tunas, pérmica hasta quizá triásica inferior (?), y anterior al Conglomerado Rojo, atribuido al Mioceno superior, que yace en marcada discordancia angular sobre rocas eopaleozoicas. Lamentablemente, dentro de estos amplios límites queda comprendido prácticamente todo el Mesozoico y el Paleogeno y numerosas fases diastróficas.

En la actualidad me inclino a pensar que los movimientos que originaron el plegamiento de las sierras ocurrieron durante el Triásico, posiblemente Medio a quizá Superior; pero es de hacer notar que ésta es una opinión puramente personal y subjetiva, basada en muy precarias generalizaciones. No importa cual sea la verdadera edad de la fase tectónica; es muy probable que al producirse los movimientos existía un considerable espesor de sedimentos triásicos, posiblemente continentales, sobre la Formación Tunas, pero es muy probable también que todo el prisma sedimentario se adelgazaba hacia el oeste, hasta desaparecer en tal dirección a una distancia indeterminada del pie occidental de las sierras actuales.

Razones teóricas de orden geodinámico, que no hace el caso discutir aquí, me llevan a suponer que el descenso de los grandes pliegues de primer orden, así como su amortiguamiento hacia el nordeste, es una característica primaria, originada durante la etapa final de la fase tectónica, puesto que es a todas luces evidente que estos grandes pliegues fueron los últimos en aparecer. A ellos está ligado no sólo el “clivaje de plano axial”, independiente de los pliegues de orden superior a los cuales cor-

ta oblicuamente, sino también los sistemas principales de diaclasas. De allí la aparente "incongruencia" que se advierte, a veces, entre diaclasas y pliegues de segundo y tercer orden.

Aceptado que el plegamiento fue debido a la acción de una sola fase tectónica, cabe preguntarnos si la erosión y remoción de un considerable espesor de sedimentitas, ante todo en las sierras occidentales, fue producto de una fase orogénica que sucedió inmediatamente a la tectónica y que aun pudo haber comenzado durante su etapa final, o fue producto de una fase epiorogénica tardía desligada por completo de la tectónica, o debida a una combinación de ambas.

Dado que el descenso de los pliegues de primer orden fue, con entera probabilidad, producto de la etapa final de la fase tectónica, es prácticamente seguro que la erosión y remoción de estratos se debió, ante todo y sobre todo, a un levantamiento orogénico que siguió inmediatamente a la fase tectónica y que tuvo carácter simplemente ascensional sin ladeo perceptible. De tal manera se explicaría que, de oeste a este, haya sido cada vez menor el prisma sedimentario removido por erosión y que, en el este del conjunto serrano, se hayan conservado hasta hoy día las sedimentitas más altas de toda la sucesión paleozoica.

Sea cual fuere la edad de la fase tectónica y de la orogénica que la sucedió, no existen actualmente en las sierras sedimentos equiparables a una molasa orogénica. No sabemos qué se hizo del material erodado de las Sierras Australes ancestrales que, sin duda, alcanzó por lo menos a varios miles de kilómetros cúbicos. Podríamos sospechar que, finalmente, fue a parar al surco táfrico de la cuenca del río Colorado que comenzó a hundirse en el Jurásico Superior, pero ésta no es más que una conjetura sin mayor fundamento. Lo cierto es que nada sabemos acerca de la histo-

ria de nuestra región durante el Mesozoico y el Paleogeno; pero es dable pensar que la vieja estructura arrasada se mantuvo a escasa altura sobre el nivel del mar durante un largo período y que sólo actuaron allí procesos erosivos de muy escasa a casi nula intensidad.

Pese a lo dicho, es innegable que una parte de las sedimentitas paleozoicas, mínima en comparación a la anterior, fue removida por erosión ligada a una fase epiorogénica tardía, que comenzó al iniciarse el Neogeno y que aun no ha terminado, y a la cual se debe el relieve actual de las sierras.

#### LA FASE EPIOROGÉNICA TARDÍA Y EL CONGLOMERADO ROJO

No he de extenderme aquí en consideraciones acerca de la morfología actual de las Sierras Australes, su relación con los movimientos ascensionales del Terciario Superior y el Conglomerado Rojo de las cadenas occidentales. Aunque mucho podría añadir a estos respectos, los problemas han sido tratados, en sus líneas esenciales, por Keidel (1916) y Harrington (1936).

Descartando el "nivel de cumbres", Keidel distinguió, en el flanco oriental de la sierra de la Ventana, tres ciclos de erosión bien diferenciados. A la actividad del primero se debería la "llanura de falda", muy destruida hoy y conservada como un escalón a unos 800 m de altura sobre el nivel del mar. El segundo ciclo habría originado la "llanura de piedemonte", mejor conservada, cuyos restos esparcidos en la faja de afloramientos de la Formación Loén, se hallan hoy entre 530 y 480 m de altura. A la actividad del tercer ciclo, aun no completado, se deberían al menos tres niveles de terrazas escalonadas que se observan por debajo de la "llanura de piedemonte" y en los valles laterales tributarios del río Sauce Grande. A más de estos niveles puede reconocerse aun otro, muy destruido en la

actualidad y al que podríamos llamar “llanura intermedia”, situado entre la “llanura de falda” y la de “piedemonte” a unos 650 m de altura sobre el nivel del mar.

Estos distintos niveles de erosión, que pueden reconocerse en otras partes de las sierras occidentales, se deben a ascensos intermitentes del bloque de las Sierras Australes durante una fase epiorogénica tardía que, con toda probabilidad, fue sincrónica con el “Segundo Movimiento Andino” de Groeber (1946). De la posición altitudinal que ocupan hoy los remanentes de los diversos niveles de erosión, se desprende que el bloque de las Sierras Australes ascendió, intermitentemente, como una sola unidad sin fracturarse en bloque menores, y que tal ascenso intermitente fue uniforme en todo el bloque sin que se produjeran alabeos o ladeos perceptibles. Durante estos movimientos ascensionales, la erosión removió considerables volúmenes de rocas paleozoicas, y la diferencia de altura que hoy se advierte entre las cumbres de las sierras occidentales y las vaguadas de los colectores mayores, que oscila entre 800 y 900 metros, se debe exclusivamente a ella.

El Conglomerado Rojo, conservado actualmente en retazos dispersos sobre la “llanura de piedemonte” y en los viejos valles entallados entre ella y la “llanura de falda” (y en los niveles equivalentes en otras partes de las sierras occidentales), consiste en un verdadero fanglomerado, depositado en conos de deyección durante un período de clima seco y caluroso que, por lo tanto, podemos asignar al Mioceno superior (Pontiano). Los movimientos ascensionales, posteriores a la “llanura de piedemonte”, produjeron un leve alabeo de la superficie sobre la cual se depositó el Conglomerado Rojo, perceptible sólo a lo largo de distancias considerables.

De lo dicho se desprende que no es posible considerar al Conglomerado Ro-

jo como a una molasa orogénica. *Molasse* (“molasa” en español) es voz del lenguaje popular de Saboya y de la Suiza francesa que se aplica a areniscas grisáceas homogéneas de grano fino, calcáreas, micáceas y poco cementadas, que constituyen una excelente piedra de construcción. El término fue introducido en la literatura geológica por de Saussure, a fines del siglo XVIII, para denotar una formación determinada pero, como el de *flysch*, pronto adquirió significado de facies litológica al mismo tiempo que comenzaba a distinguirse “variedades”, tales como “molasa arenosa”, “molasa calcárea”, “molasa conglomerádica”, etc. Actualmente el término, como el de *flysch*, denota ante todo una facies orogénica en la evolución geosinclinal: constituye la acumulación de detritos, producto de la rápida erosión de una montaña geosinclinal elevándose en su postrer fase orogénica (“Hochorogen” de Krauss o “período geosinclinal tardío” de Aubouin), depositados en prefosas o postfosas al pie de la misma, en ambiente mixto continental, lacustri- no y marino litoral a sublitoral.

El Conglomerado Rojo, lejos de representar la facies orogénica terminal de una evolución geosinclinal, representa simples remanentes de conos de deyección de dimensiones modestas, acumulados durante un levantamiento epiorogénico tardío del bloque de montaña, muy posterior a la fase tecto-orogénica que plegó las sedimentitas y las elevó, por vez primera, sobre el nivel del mar, probablemente durante el Triásico Medio.

## CONCLUSIONES

El análisis de los rasgos básicos sedimentarios, paleogeográficos, tecto-orogénicos y epiorogénicos de las Sierras Australes, así como la consideración de sus modestas dimensiones y su posición correspondientes a una geosutura, me llevan a concluir que constituyen una

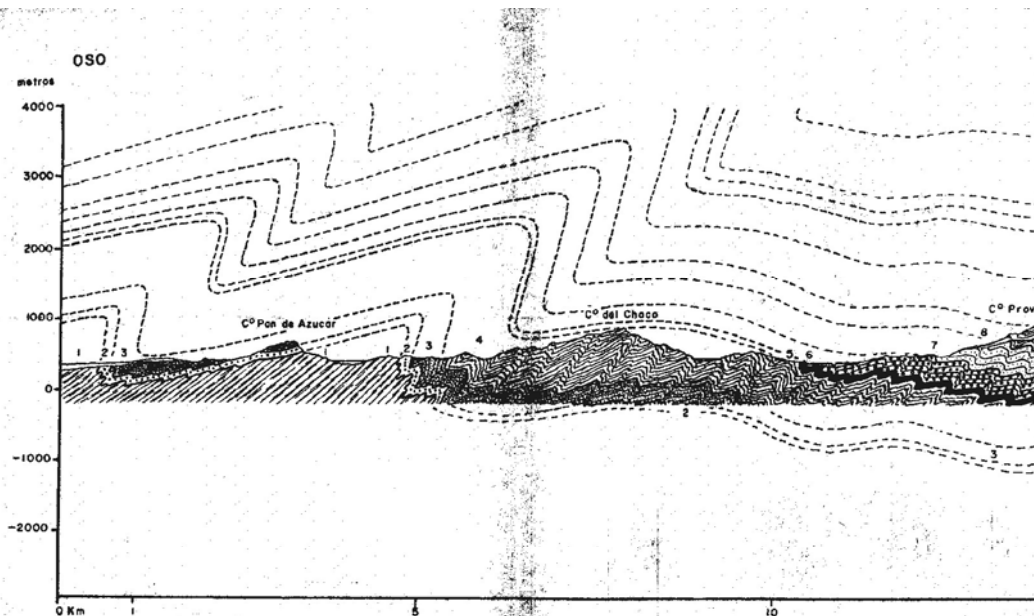
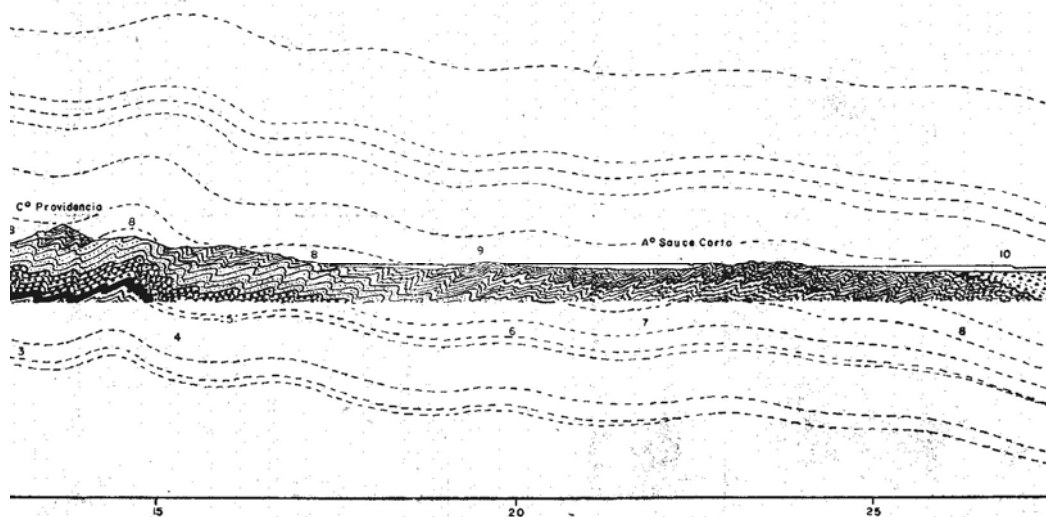
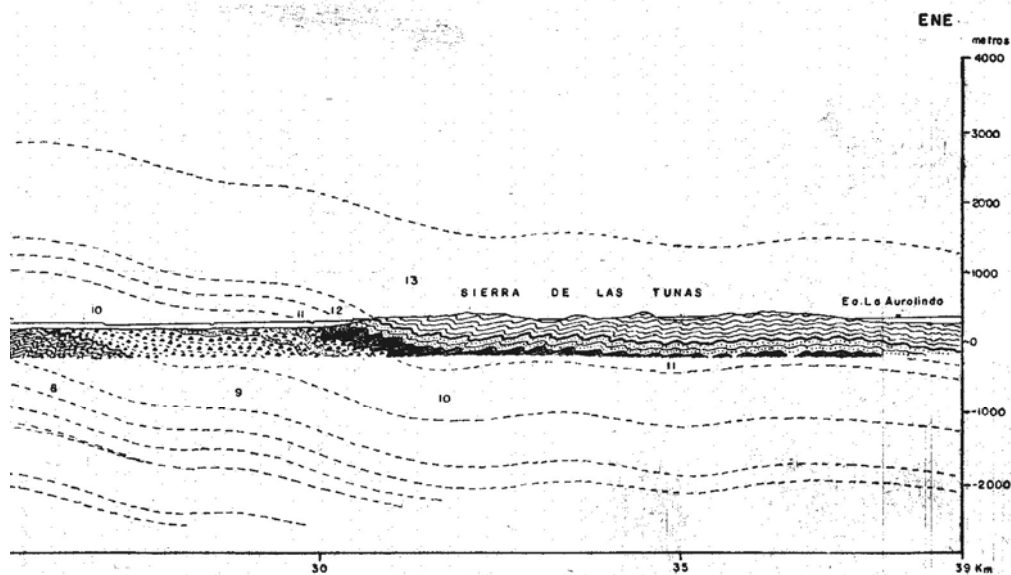


Fig. 2. — Perfil esquemático mostrando el plegamiento de las Sierras Australes entre el cerro Pan de Azúcar y la Estación La Aurobinda. 1: Precámbrico; 2-5: Grupo Curamal



Grupo Curamal (1, Formación Lolo; 2, Formación Masiela; 3, Formación Trencadero; 4, Formación Hinojo); 5-9: Grupo Ventana (5, Formación Bravard; 6, Formación Naposá; 7, Formación Providencia; 8, Formación Lolo; 9, Formación Lolo)



Sierra: 9, Formación Lolo; 10-13: Grupo Pihahúnd (10, Formación Sauce Grande; 11, Formación Piedra Azul; 12, Formación Bonete; 13, Formación Tunas).

“cadena plegada aulacogénica compuesta”, de acuerdo con la definición de tales cadenas dada en páginas anteriores, basándome para ello en las ideas de Khain y Muratov (1968). No cabe considerarlas como “cadena miogeosinclinal” ya que carecen de todos los atributos distintivos de tales montañas y, en particular, de efusiones básicas y depósitos pelágicos del período pre-flysch, de flysch y de molasa, siendo evidente que los períodos de subsidencia de los surcos deposicionales fueron concomitantes con la acumulación de sedimentos, predominantemente marinos, que denotan condiciones de deposición bajo condiciones de plataforma estable (“stable shelf”).

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Argand, E., 1922. *La tectonique de l'Asie*. XIII Congr. Géol. Intern., Compt. Rend., Fasc. 1, p. 171-372, Liège.
- Aubouin, J., 1965. *Geosynclines*. Elsevier Publ. Co., p. 1-335, Amsterdam.
- Bailey, E. B., 1936. *Sedimentation in relation to tectonics*. Geol. Soc. Amer., Bull., v. 47, p. 1713-1726.
- Barber, W., 1957. *Lower Turonian ammonites from north-eastern Nigeria*. Geol. Surv. Nigeria, Bull., v. 5, No 26, p. 1-64, Kaduna.
- Beloussov, V. V., 1963. *Sobre la tectónica de los Andes*. Soc. Moscú Est. Nat., Bol. Secc. Geol., v. 38, No 2, Moscú (Traducción al español del Instituto Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires, citado por Borrello, 1969).
- Bigarella, J. J. et al., 1966. *Estruturas e texturas de Formação Furnas e sua significação paleogeográfica*. Univ. Fed. Paraná, Bol. Geol., No 18, p. 1-114, Curitiba.
- Bogdanoff, A., 1964. *The East-European Platform*. En Bogdanoff, A. et al., editors, 1964, “Tectonics of Europe”, p. 26-29, Moscow.
- 1964. *Conclusion*. En Bogdanoff, A. et al., editors, 1964. “Tectonics of Europe”, p. 359, Moscow.
- Bogdanoff, A., Mouratov, M. V. y Schatzky, N. S., editors, 1964. *Tectonics of Europe. Explanatory note to the International Tectonic Map of Europe, scale 1:2,500,000*. Intern. Geol. Congr., Subcom. Tect. Map World., Publish. House Nedra, p. 1-360, Moscow.
- Borrello, A. V., 1962 a. *Sobre los niveles fosilíferos del Devónico Inferior de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires*. Com. Invest. Cient., v. 1, No 4, p. 1-9, La Plata.
- 1962 b. *Caracteres geosinclinales de las Sierras Australes*. Lab. Ensay. Mat. Inv. Tecn., Simps. Geol. Prov. Buenos Aires, La Plata.
- 1964. *Los geosinclinales de la Provincia de Buenos Aires*. Soc. Arg. Est. Geogr. GAEA, An., v. 12, No 9, Buenos Aires.
- 1965. *Sistemática estructural sedimentaria en los procesos de la orogénesis*. Com. Invest. Cient., An., v. 6, p. 65-93, La Plata.
- 1969. *Los geosinclinales de la Argentina*. Direc. Nac. Geol. Min., An., v. 14, p. 1-188, Buenos Aires.
- Bouma, A. H., 1962. *Sedimentology of some Flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation*. Elsevier Publ. Co., p. 1-168, Amsterdam.
- Buxtorf, A., 1907. *Geologische Beschreibung des Weissenstein-Tunnels*. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, N. S., Bd. 21, p. 1-125.
- Casteras, M., 1933. *Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales*. Serv. Carte Géol. France, Bull., v. 37, No 189, p. 1-524, Paris.
- 1934. *Sur la tectonique du versant nord des Pyrénées*. Acad. Sci., Compt. Rend., No 198, p. 377, Paris.
- 1964. *Pyrénées*. En Bogdanoff A. et al., editors, 1964, “Tectonics of Europe”, p. 216-220, Moscow.
- Cloos, H., 1937. *Grosstektonik Hochafrikas und seiner Umgebung*. Geol. Rundsch., v. 28, p. 333-348.
- 1948. *Ground blocks of the continents and ocean bottoms*. Nature, v. 161, p. 71-72.
- Cratchley, R. C. y Jones, G. P., 1965. *An interpretation of the geology and gravity anomalies of the Benue Valley, Nigeria*. British Overseas Geol., Surv., Geophys. Paper No 1, London.
- De Loczy, L., 1964. *Problemas da estratigrafia e paleogeografia carbonifera da Bacia do Paraná*. Div. Geol. Min., Bol. No 214, p. 1-113, Rio de Janeiro.
- De Villiers, J., 1944. *A review of the Cape Orogeny*. Univ. Stellenbosch, Ann., v. 22, p. 184-208, Capetown.
- Du Toit, A. L., 1937. *Our wandering continents*. Hafner, p. 1-379, New York.
- 1964. *Geology of South Africa*. Oliver and Boyd, p. 1-611, Edinburgh.

- Glangeaud, L., 1957. *Essai de classification géodynamique des chaînes et des phénomènes orogéniques*. Rev. Geogr. Phys. Dynam., (2), v. 1, fasc. 4, p. 201-221, Paris.
- Groeber, P., 1946. *Esbozo de un mapa estructural de América del Sur*. 2da. Reunión IPIMIGEO, Secc. Arg., p. 1-17, Buenos Aires.
- Harrington, H. J., 1936. *El Conglomerado Rojo de las Sierras Australes de Buenos Aires y sus relaciones con el relieve de montaña*. Mus. La Plata, Obra Cincuentenario, v. 2, p. 145-184, La Plata.
- 1947. *Explicación de las Hojas geológicas 33m y 34m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Prov. de Buenos Aires*. Direc. Min. Geol., Bol. N° 61, p. 1-43, Buenos Aires.
- Hurley, P. M. y Rand, J. R., 1969. *Pre-Drift Continental Nuclei*. Science, v. 164, N° 3885, p. 1229.
- Haug, E., 1907. *Traité de géologie*. v. 1, p. 1-536, A. Colin, Paris.
- Haughton, S. H., 1928. *The geology of the country between Grahamstown and Port Elizabeth*. Geol. Soc. S. Africa, Pretoria.
- 1969. *Geological history of Southern Africa*. Geol. Soc. S. Africa, p. 1-531, Capetown.
- Haughton, S. H. y Rogers, A. W., 1924. *The volcanic rocks south of the Zuurberg*. Royal Soc. S. Africa, Trans., v. 11, p. 235 et seq., Capetown.
- Jacob, Ch., 1930. *Zone axiale, versant sur et versant nord des Pyrénées*. Centen. Soc. Géol. France, Livre jubilaire, v. 2, p. 389-410, Paris.
- Kay, M., 1951. *North American geosynclines*. Geol. Soc. Amer., Mem. N° 48, p. 1-143, New York.
- Keidel, J., 1916. *La geología de las Sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las Montañas del Cabo y los Andes*. Min. Agric., An., Secc. Geol., v. 9, N° 3, Buenos Aires.
- Khain, V. E., 1951. *Principaux types d'évolution géosynclinal*. Dokl. Akad. Nauk. SSSR, v. 81, N° 3, p. 453-456 (Traducción al francés del BRGM).
- Khain, V. E. y Muratov, M. V., 1968. *Geosynclinal Belts, Orogenic Belts, Folded Belts and their relation in time and space*. XXIII Intern. Geol. Congr., Proc. Sect. 3, p. 9-13, Prague.
- Kilmurray, J. O., 1968. *Petrología de las rocas ígneas de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires*. Mus. La Plata, Rev., v. 6, N° 45, p. 155-188, La Plata.
- 1969. *Lineaciones columnares de clivaje en las rocas deformadas del Abra Agua Blanca y Cerro Pan de Azúcar, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg., Rev., v. 24, N° 3, p. 239-252, Buenos Aires.
- Krauss, E., 1927. *Der orogene Zyklus und seine Stadien*. Zentralbl. f. Mineral. Geol., Bd. 2, p. 210-233.
- Lugeon, M., 1902. *Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse*. Soc. Géol. France, Bull., ser. 4, v. 1 (1901), p. 723-823.
- Menchicoff, N., 1933. *La série primaire de la Sahoura et des Chaînes d'Ougarta*. Serv. Carte Géol. d'Algérie, Alger.
- 1964. *Les chaînes d'Ougarta*. En Bogdanoff, A. et al., editors, 1964, "Tectonics of Europe", p. 347-348, Moscow.
- Michel, P., et al., 1953. *Le contact Jura-Bresse dans la région de Lons-le-Saunier*. Soc. Géol. France, Bull., v. 3, N° 6, p. 593-611, Paris.
- Novikova, A., 1964. *The Russian Plate*. En Bogdanoff, A. et al., editors, 1964, "Tectonics of Europe", p. 54-69, Moscow.
- Peyve, A. V. y Šinitzyn, V. M., 1950. *Certains problèmes fondamentaux de la doctrine des géosynclinaux*. Izv. Akad. Nauk. SSSR, Ser. Geol., v. 4, p. 28-52.
- Reinoso, M., 1968. *Paleocorrientes en la Formación Providencia, Devónico, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg., Rev., v. 23, N° 4, p. 287-295, Buenos Aires.
- Reyment, R. A., 1955. *The Cretaceous Ammonoidea of southern Nigeria and the southern Cameroons*. Geol. Surv. Nigeria, Bull., v. 25, p. 1-112, Kaduna.
- Salamuni, R. y Bigarella, J. J., 1967. *Some paleogeographic features of the Brazilian Devonian*. Alberta Soc. Petrol. Geol., Internat. Symp. Devonian Syst., v. 2, p. 1313-1326, Calgary.
- Schatzky, N. S., 1940. *Sur les synclinaux de A. T. Pavlov*. Byul. Mosk. Obshchestva Ispytatelei Prirody, Otd. Geol., v. 18 (34), p. 5-94.
- Schatzky, N. S. y Bogdanoff, A., 1964. *Introduction*. En Bogdanoff, A. et al., editors, 1964, "Tectonics of Europe", p. 5-25, Moscow.
- Short, K. C. y Stäuble, A. J., 1967. *Outline of the geology of the Niger delta*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., v. 51, N° 5, p. 761-779, Tulsa.

- Simpson, A., 1955. *The Nigerian Coalfield: The geology of parts of Onitsha, Owerri, and Benue Provinces*. Geol. Surv. Nigeria, Bull., N° 24, Kaduna.
- Stille, H., 1913. *Evolutionen und Revolutionen in der Erdgeschichte*. G. Borntraeger, p. 1-32, Berlin.
- 1924. *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*. G. Borntraeger, p. 1-443, Berlin.
- 1936 a. *Tektonische Beziehung zwischen Nordamerika und Europa*. XVI Intern. Geol. Congr., Rept., p. 829-838 (Washington, 1933).
- 1936 b. *Wege und Ergebnisse der geologisch-tektonischen Forschung*. 25 Jahr. Kaiser Wilhelm Gess., Bd. 2, p. 77-97.
- 1940. *Einführung in den Bau Amerikas*. G. Borntraeger, Berlin.
- Struder, B., 1827. *Geognostische Bemerkungen über einige Theile der nördlichen Alpenkette*. Zeitschr. f. Mineral., Jarg. 1927, No 1, p. 1-52.
- Suero, T., 1957. *Geología de la Sierra de Pilla-huínco (Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires)*. Lab. Ensay. Mat. Inv. Tecn., Ser. 2, N° 74, p. 1-31, La Plata.
- Sujkowski, Z. L., 1957. *Flysch sedimentation*. Geol. Soc. Amer., Bull., v. 68, v. 5, p. 543-554.
- Tattam, C. M., 1944. *A review of Nigerian Stratigraphy*. Geol. Surv. Nigeria, Ann. Rept. 1943, p. 27-40, Kaduna.
- Тзыу, Z. I., 1967. *Devonian of the Timan-Pechora region*. Alberta Soc. Petrol. Geol., Internat. Symp. Devonian System, v. 1, p. 397-412, Calgary.