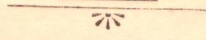


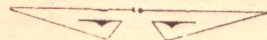
FR ENGVELL
2

ANALES
DE LA
ASOCIACION ESTUDIANTIL MUSEO POPULAR

PARANÁ
REPUBLICA ARGENTINA



DIRECTOR
ANTONIO SERRANO



BIBLIOTECA
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

Año 1920

ADMINISTRACIÓN:
25 DE JUNIO 188 - PARANA

OROGENESIS y EPEIROGENESIS

POR

JOAQUIN FRENGUELLI

PARTE I

OROGENESIS Y EPEIROGENESIS EN GENERAL

(Conferencia dada por nuestro miembro honorario doctor Joaquín Frenguelli en el Museo Popular el 2 de enero de 1920.)

En mi primera conferencia sobre la constitución geológica de Entre Ríos hice mención de algunos fenómenos tectónicos que habrían acompañado la sedimentación de nuestros depósitos y que nos daban cuenta de su actual distribución vertical y horizontal.

Hablé de un extenso mar interno, el **mar paranense**, relativamente estable y profundo que durante todo el mioceno habría ocupado toda la superficie de la Pampa actual, extendiéndose desde las sierras de Buenos Aires al norte, hasta la región chaqueña y tal vez mucho más al norte, donde, pasando entre los relieves preandinos de Argentina y Bolivia al oeste y los relieves del escudo brasileño al este, comunicaba probablemente con la cuenca norte-atlántica (el antiguo Tethys de Suess).

Dije también que el **mar paranense**, cuya ingresión había sido determinada por un proceso de hundimiento progresivo de la cuenca pampeana y por la formación de un **sinclinatorium** a expensas de las capas oligocenas de la formación terrestre subyacente, estratigráfica y cronológicamente comparable a las formaciones de Casamayor y Deseado (Patagonia) en el sentido de Loomis (**Notostyloense, Astrapopotense y Pyrotheriense** de Ameghino), durante el período límite entre el mioceno y el plioceno, en relación con la segunda fase de la **orogénesis andina**, fué eliminado paulatinamente por un movimiento epeirogenético.

Finalmente, hablando de las relaciones entre la particularidades tectónicas de nuestros terrenos y los movimientos andinos, mencioné que estos se habían efectuado en una zona esencialmente móvil entre dos masas continentales, los antiguos continentes Sud-atlántico (Archhelénis de v. Ihering) y Sud-pacífico, esto es a lo largo del geosinclinal andino.

He pensado que la terminología usada en esa circunstancia, hubiese podido resultar poco comprensible para algunos de los jóvenes que tan amablemente quisieron seguirme en mi larga y monótona exposición. Por lo tanto he creído útil elegir una breve reseña de los fenómenos tectónicos fundamentales como tema de esta conferencia que tengo el honor y el placer de pronunciar ante tan selecta concurrencia, a la cual va todo mi profundo agradecimiento.

Las numerosas observaciones, llevadas en toda la superficie terrestre, han demostrado que el asiento de la formación de las cordilleras coincide con los límites periféricos de los continentes primordiales y con el asiento de las geosinclinales.

Para darnos una explicación de esta especial distribución de los relieves montañosos necesita remontar al origen de la costra terrestre y a su prototectónica.

Entre las numerosas hipótesis formuladas al respecto elegiremos aquella de

nuestro Bonarelli (1) porque a nuestro juicio es la que nos dá razón de la génesis del mayor número de los hechos observados.

Sabemos que la tierra está constituida por una masa fluida o pastosa, envuelta por una corteza sólida, que es el resultado del enfriamiento de la zona superficial (del geode, al rodar por los espacios celestes intensamente fríos. Como consecuencia de este progresivo enfriamiento, tendremos una gradual disminución (contracción) de la masa y por lo tanto la generación de presiones tangenciales a la superficie del geode, que determinarán el arrugamiento de la costra en vía de formación, obligada a seguir la progresiva disminución del radio de la masa central.

Sobre esta corteza primitiva, y en las regiones más deprimidas, al empezar los fenómenos gradacionales, que afectaron las partes sobreelevadas, se acumularon sedimentos continentales y marinos que formaron una corteza secundaria sedimentaria, superpuesta a la primitiva de origen mágnico.

Evidentemente para llegar en su estado actual la corteza terrestre, a pesar de la continuidad del fenómeno, debe haber pasado por una serie de estados intermediarios, a partir de los primeros comienzos de la consolidación de nuestro planeta.

Bonarelli, muy felizmente, compará los fenómenos que se verificaban en la superficie de la tierra, cuando ésta se encontraba todavía al estado sideral, a los fenómenos que actualmente se observan en la cromósfera solar. Considera por lo tanto que en la superficie cromosférica del geode, especialmente en correspondencia de las regiones ecuatorial y circumpolares se hubiesen formado manchas, fáculas, protuberancias, etc., esto es, aquellos fenómenos debidos a la inestabilidad fluidica del magma por el movimiento rotatorio (velocidad angular) y al movimiento propio de la superficie cromosférica misma. Habrían representado, como en la cromósfera solar, perturbaciones (torbellinos) a lo largo del límite entre dos zonas cromosféricas de movimientos diferentes o contrarios. En efecto, según algunos autores, el movimiento propio de la cromósfera presenta verdaderas corrientes, ecuatoriales y polares, de sentido contrario.

Entre las corrientes ecuatoriales, cuyo movimiento se efectuaría en el sentido mismo de movimiento rotatorio del astro, y las corrientes polares, solicitadas por un movimiento de sentido contrario al anterior, quedarían zonas intermedias, simétricas, más o menos tranquilas, expuestas solamente al movimiento angular de rotación.

En estas zonas de latitud intermedia, escribe Bonarelli, no se tendrá inconveniente en admitir, como consecuencia lógica de lo antedicho, que la tranquilidad relativa de la masa cromosférica debe haber facilitado una más pronta y más rápida consolidación superficial en el acto de formarse la **protoplepis** (corteza primordial), mientras por su relativa inestabilidad y movilidad debe haber retardado y dificultado el proceso de solidificación de la misma **protoplepis** en las regiones polares y ecuatoriales. (2)

Una primera consecuencia de estas diferentes condiciones en el proceso de solidificación de las varias zonas cromosféricas sería que la **protoplepis**, en cambio de haber presentado un espesor uniforme, como haría suponer la relativa homogeneidad de estructura del geode primitivo, presentó espesores distintos: mayores a nivel de las regiones actualmente templadas y menores a nivel del ecuador y de los polos. Las zonas más delgadas de la **protoplepis**, que Bonarelli llama **leptoplepis**, representaron las primeras depresiones de la costra terrestre, donde luego se acumularon las aguas oceánicas; en cambio las partes más espesas o **paquilepis**, algo sobreelevadas con respecto a las anteriores, formaron la base de los primeros relieves positivos.

Bonarelli, en base a la hipótesis recordada, admite que en la **protoplepis** se pudieran distinguir: dos regiones circumpolares (ártica y antártica) **leptoplepis**,

(1) Guido Bonarelli. — Epirogenia y Paleo-geografía de Sud América. *Physis*, t. 1 no 5 y 8.
(2) Ob. cit. pág. 237.

dos regiones paquilépticas de latitudes intermedias (boreal y austral) y una faja ecuatorial leptoléptica.

Continuando la gradual contracción de la masa terrestre y la consecutiva disminución del radio terrestre, la **protolépis**, obligada a reducir su superficie y por ende a arrugarse, presentó en las zonas leptolépticas regiones más flexibles, más o menos débiles en que los arrugamientos deben haberse verificado con mayor intensidad. En cambio las zonas paquilépticas, relativamente rígidas, no solamente habrían sido asiento de fenómenos tectónicos mínimos, sino que habrían representado un obstáculo al arrugamiento de la leptolépis; un obstáculo contra el cual se rompía la serie sucesiva de oleadas procedentes de la leptolépis. Por lo tanto las zonas leptolépticas, comprimidas entre las zonas paquilépticas se encorvaron en forma de cuencas, presentando en su perfil una serie de ondulaciones de las cuales, las medianas, más profundas, quedaron por debajo del nivel talásico, formando los arrugamientos del fondo marino, y las laterales, más elevadas, emergiendo de las aguas oceánicas y adosándose a los bordes de las fajas paquilépticas ensancharon los primitivos relieves continentales.

Bonarelli considera que a nivel de las zonas paquilépticas los fenómenos prototectónicos hubiesen sido limitados a simples arrugamientos regionales. Pero es posible que ya desde estas épocas remotas las fajas paquilépticas hubiesen sido asiento de fenómenos de mayores proporciones, que hubiesen llegado a una primera fragmentación transversal de las fajas paquilépticas mismas. En otros términos que, contemporánea o sucesivamente a los primeros arrugamientos leptolépticos, las fajas paquilépticas, por efecto de la misma contracción de la masa terrestre, hubiese presentado amplias ondulaciones o, mejor dicho, zonas de inmersión y zonas de emersión, de distinto valor, por lo que se refiere a su ancho y a la intensidad del movimiento, negativo o positivo, que los engendraba, dirigidas transversalmente a la longitud de la faja paquiléptica y por lo tanto de sentido ortogonal al desarrollo de los pliegues leptolépticos.

En las depresiones paquilépticas más acentuadas penetraron las aguas marinas, formando cuencas oceánicas, más o menos anchas y profundas.

La fragmentación de las fajas paquilépticas entonces habría dado origen a las primitivas áreas continentales, los continentes primordiales, los **núcleos**, **macizos** o **escudos arcáicos** o **hurónicos** de los diferentes autores, rodeados por depresiones oceánicas.

Veremos que tanto entre los núcleos hurónicos como entre las depresiones talásicas, a consecuencia de fenómenos diastroficos posteriores, algunos tuvieron un carácter permanente, otros transitorio. Por el momento nos interesa poner de relieve esta primitiva distribución de las áreas continentales y oceánicas que tuvo una influencia fundamental sobre la morfología de los continentes actuales. Según una feliz expresión de Bonarelli la tectónica geológica actual representa el desarrollo de este plan primitivo de arreglo, esbozado desde el tiempo de la consolidación protoléptica definitiva. (1)

En este sentido es posible admitir la hipótesis de la "**ancienneté des traits du relief terrestre**" formulada por Lyell y sostenida sobre todo por De Laparen.

Según Haug durante la época secundaria ya es posible reconocer la existencia de las áreas continentales siguientes:

1.º — **Continente norte-atlántico**, que comprendía las partes antiguas de América del Norte, Groenlandia, Spitzberg y Europa septentrional;

2.º — **Continente sud-atlántico** o afro-brasiléño, que comprendía Sud América, con excepción de la región andina, y Africa excepto el Atlas y Arabia.

(1) cit pág. 239.

3.o — **Continente sino-siberiano**, que resultaba constituido por la unión de varios núcleos hurónicos (núcleo siberiano, núcleo siniano, etc);

4.o — **Continente australo-indo-malgacho** que se extendía desde Australia, hasta Madagascar comprendiendo la India peninsular;

5.o — **Continente pacífico.**

Este último (Pacila de v. Ihering) es hipotético; pero su existencia se debe admitir como deducción lógica de la posición del geosinclinal circumpacífico de que nos ocuparemos luego. Mas bien, si nuestras premisas responden a reales condiciones paleográficas en una época muy lejana, debemos admitir que el continente pacífico resultó de la unión de dos masas paquilépticas, una austral y otra boreal, separadas por una cuenca oceánica medio-pacífica, que antes formó parte de la zona leptoléptica ecuatorial y luego fué asiento del geosinclinal que actualmente se manifiesta como una larga zona sobre-elevada que cruza el fondo del pacífico, desde el istmo de Panamá hasta las islas Molucas. (Gilo). Este largo relieve, actualmente submarino, que figura en el mapa de "unidades izogénicas de la geolepis" dibujado por Bonarelli (1) en base a los mapas batimétricos de Groll, forma un basamento común que reúne las islas Galapagos, Pomotú, Sociedad, Manihiki, Tokelan, Phoenix, Gilbert y el arco de las Carolinas. Con mucho acierto Bonarelli (2) interpreta este relieve como el testigo de un sistema de pliegues tectónicos submarinos que representaría "la prolongación del plegamiento "alpino", indo-irano-mediterráneo, a través del Pacífico". En otros términos completaría el círculo sub-ecuatorial de la antigua zona leptoléptica mediana que, como veremos fué el asiento de un extenso geosinclinal y de los fenómenos orogénicos consecutivos.

Además de los continentes mesozoicos considerados por Haug, debemos admitir también la existencia de relieves polares, o a lo menos de un **continente antártico**, el Archinotis de v. Ihering, que comprendía la Patagonia actual.

Los **núcleos hurónicos** primitivos, cuyas complicadas fracturaciones y soldaduras dió lugar a la formación de los núcleos continentales secundarios y actuales, eran separados por depresiones talásicas más o menos anchas y profundas.

Usando en parte la terminología de la clasificación de Bonarelli (1) consideraremos que durante el mesozoico las principales de estas depresiones fueran las siguientes:

1.o — **Indo-irano-mediterránea**, que, prolongándose a través el actual Atlántico separaba los continentes sino-siberiano y Norte-Atlántico, de los continentes Australo-Indo-Malgacho y Afro-Brasileño;

2.o — **Interpacífica** que, como prolongación de la anterior, separaba el continente Norte-Pacífico del Sud-Pacífico.

3.o — **Euro-siberiana**, situada entre los continentes Sino-Siberiano y Norte-Atlántico;

4.o — **Afro-malgacho** interpuesta, como prolongación de la anterior, con la cual formaba una depresión continua que cruzaba ortogonalmente la depresión indo-irano-mediterránea, entre el continente Indo-australomalgacho y Afro-Brasileño;

5.o — **circumpacífica** que estaba compuesta por varias depresiones, algunas (a - b) paralelas a la depresión ecuatorial (indo-irano-mediterránea e interpacífica) y otras (c - f) ortogonales a la anterior, a saber:

a — **Norte-pacífica** que separaba al continente Norte-pacífico de un probable continente Arctico, situada a nivel del arco de las actuales Aleutinas

b — **Sud-pacífica**, situada entre el continente Sud-pacífico y el Antártico;

(1) Ob. cit. pág. 521.

(2) Ob. cit. pág. 231.

- c — **Norte-americana**, que separaba el continente Norte-Atlántico del Norte-pacífico, continuándose al sur con la depresión;
- d — **Sud-americana** interpuesta entre los continentes Sud-Americano y Sud-pacífico;
- e — **Siniana**, que separaba el continente Norte-pacífico del Sino-Siberiano;
- f — **Australiana**, situada entre los continentes Sud-pacífico y Australo-indomalgacho.

El precedente esquema paleo-geográfico fué la base, el "plan primitivo y permanente de arreglo en el gradual desarrollo y delimitación de las unidades morfológicas" (Bonarelli) de la superficie terrestre.

En efecto las depresiones intercontinentales, que tuvieron el carácter de geosinclinales, fueron el asiento de grandes movimientos orogénicos que condujeron a la formación de las actuales cordilleras y los relieves continentales segmentados, especialmente en dirección submeridiana, fueron asiento de movimientos epirogénicos, positivos y negativos que determinaron amplias áreas de emersión y de inmersión formando los continentes y las cuencas oceánicas actuales.

Pero antes de esbozar brevemente el mecanismo de los fenómenos de la orogénesis y de la epirogénesis es necesario considerar una serie de factores, cuyo origen fué secundario con respecto a la formación de la **protolépis**.

Hemos visto que en la **protolépis**, formada por la consolidación, por enfriamiento del magma superficial, existían áreas sobre-elevadas (áreas paquilépticas-núcleos hurónicos) y áreas deprimidas (áreas leptolépticas).

En correspondencia de los dos sistemas de áreas, muy pronto empezó una serie de fenómenos grandiosos cuyo resultado final fué la formación de la costra terrestre, o **geolépis**, en su actual constitución, en que Bonarelli distingue una parte inferior o **hipolépis** constituida por la antigua **protolépis**, y una superior, superpuesta a la anterior, la **epilépis**, formada por los terrenos sedimentarios antiguos y modernos.

La formación de la **epilépis** o corteza sedimentaria empezó sin duda, especialmente a expensa de los relieves terrestres, con la formación de la capa atmosférica y de la capa ática, que es una consecuencia directa de la anterior.

En efecto cuando la superficie protoléptica quedó expuesta a los efectos de los agentes físicos y químicos especialmente de origen atmosféricos, vemos iniciarse dos órdenes de fenómenos: fenómenos destructivos (erosión, denudación, etc.) y fenómenos acumulativos (sedimentación). Los primeros, especialmente a expensas de los relieves paquilépticos, consistieron especialmente en procesos de alteración y disgregación superficial, de ablación y transporte. Los segundos, particularmente a nivel de las depresiones sobre todo leptolépticas, consistieron en los procesos de acumulación sedimentaria, que representan el resultado de las acciones destructivas ya recordadas.

Consecutivamente los fenómenos destructivos que se verificaron en la superficie de los relieves paquilépticos, combinados con la formación de áreas epirogenéticas negativas y positivas, determinaron una serie complicada de depresiones continentales, que también fueron el asiento de procesos sedimentarios.

Refiriéndose especialmente a las depresiones leptolépticas Bonarelli (1) considera, muy oportunamente que las depresiones situadas entre las zonas sobre-elevadas presentasen tres condiciones diferentes, es decir:

- a) — De antiguas depresiones relativamente estrechas, afectadas por transgresiones y regresiones, y rellenadas por sedimentos marinos y continentales hasta haberse incorporado a los ambientes epíricos;

(1) Ob. cit. pág. 239-240.

- b) — De antiguas depresiones relativamente anchas, que el proceso de sedimentación no ha logrado rellenar, quedando todavía en la condición de ambientes talásicos (neríticos o batiales);
- c) — De antiguas depresiones (abisales) muy alejadas de los ambientes continentales, de modo que en ellas el proceso de sedimentación ha sido casi nulo.

A las primeras dió el nombre de "puentes", a las segundas reservó la denominación de "geosinclinales propiamente dichas", a las terceras llamó "abismos" o mejor dicho "idiocasmas".

Veremos que, para comprender el fenómeno orogénico es de suma importancia tener presente un concepto claro de las depresiones (puentes y geosinclinales pr. d.) en que los fenómenos sedimentarios fueron particularmente intensos, porque en ellas adquirieron un alto valor dinámico y fisiográfico. En otros términos las geosinclinales fueron el asiento preferido de la orogénesis.

Al recordar la hipótesis de Bonarelli nos hemos referido esencialmente a la teoría que explica el fenómeno orogénico como el efecto de presiones laterales (tangenciales) consecutivas a la contracción del núcleo terrestre.

La **teoría de la contracción**, formulada primeramente por Elia de Beaumont en 1852, y actualmente aceptada por la mayoría de los geólogos, europeos y americanos, es una consecuencia directa de la cosmogonía de Kant y Laplace: la disminución progresiva de la longitud del radio medio de la tierra, "determina en los diferentes puntos de la superficie terrestre un movimiento **centrípeto** que, acercando cada uno de ellos al centro, lo hunde por grados insensibles por debajo de su posición inicial" (1) Este movimiento centrípeto se traduce, a nivel de la costra sólida, en compresiones de algunas partes y en extensiones de otras: "las cadenas de montañas corresponden esencialmente a las partes de la corteza terrestre cuya extensión horizontal ha disminuído por el efecto de una comprensión transversal. (2)

Heim, que estudiando las montañas del Jura, trajo argumentos de mucho valor en apoyo de la teoría de Elia de Beaumont, admitía que la masa terrestre disminuye su volumen ya sea por la contracción del núcleo, ya por la pérdida de materiales consecutivas a las erupciones volcánicas. (3)

Pero posteriormente, para explicar algunas particularidades que la teoría de la contracción pareció no justificar completamente, fueron formuladas varias teorías que, en cambio de ver en la formación de las montañas el efecto de una compresión bilateral, tienen por base la hipótesis de empujes unilaterales.

Recordaremos la **teoría del hundimiento** admitida por Deluc, Constant Prévost, Dana y Suess, que, como la anterior se basa sobre el enfriamiento gradual del globo y el hundimiento gradual de la costra obligada a seguir la disminución progresiva del núcleo central: "los sectores en vía de hundimiento ejercen sobre los sectores vecinos una presión lateral que, por rechazo, determina la formación del plegamiento orogénico.

Otra hipótesis similar es la **teoría de la isóstasis**, sostenida por Dutton, que, considerando la teoría de la contracción "cuantitativamente insuficiente y cualitativamente inaplicable" admite que el factor principal de la formación de las montañas es debido a la tendencia de la corteza terrestre a restablecer el **equilibrio isostático**, continuamente destruído por el continuo transporte de materiales desde los continentes hacia las costas marinas: el equilibrio se restablecería por medio de un despalzamiento

(1) Elia de Beaumont — Notice sur les systèmes de Montagnes. París 1852. pág. 1330.

(2) Elia de Beaumont. ob. cit. pág. 1317.

(3) Alberto Heim — Untersuchungen uber den mechanismus gebirgsbildung. Basel. 1878.

hacia los continentes, aliviados, de los materiales acumulados sobre los bordes oceánicos, sobrecargados, y el consiguiente empuje tangencial (unilateral) determinaría a lo largo de la región costanera la formación de pliegues paralelos.

La teoría isostática, que tiene actualmente muchos partidarios, nos explica una gran parte de los hechos observados en las cordilleras, a pesar de que los sostenedores de la contracción objetan que la grandiosidad de los fenómenos no es proporcional a las causas invocadas.

Mencionaremos finalmente la **teoría de la expansión**, sostenida sobre todo por Mellard Reade, que, prescindiendo absolutamente de la disminución gradual del radio terrestre, atribuye el origen de las presiones tangenciales a la expansión de las rocas, consecutiva a un aumento de temperatura de las rocas mismas. Según esta teoría las capas profundas de una serie sedimentaria, expuestas a un mayor grado de temperatura, se dilatan y, no pudiendo extenderse lateralmente están obligados a arrastrarse.

Vimos que los plegamientos orogénicos coinciden con las zonas donde los sedimentos adquieren su máximo espesor, es decir con los geosinclinales. Considerémoslos por lo tanto brevemente que cosa entendemos por **geosinclinal** y las causas de esta coincidencia.

En la clasificación de las depresiones intercontinentales consideramos que algunas de estas, los puentes, por su anchura reducida en comparación con los materiales sedimentarios provenientes de los continentes vecinos, son el asiento de una intensa sedimentación, que poco a poco rellena la depresión, transformándola en un área continental. Los sedimentos marinos pueden, en estos casos, alternarse con sedimentos terrestres, si durante el desarrollo de la serie sedimentaria que lo rellena, el fondo de la cuenca fué animado por movimientos (epeirogénicos) alternativamente positivos y negativos que a veces transformaban la cuenca marina en ambiente continental.

En cambio se observan que otras depresiones, más o menos en idénticas condiciones, en vez de rellenarse por el efecto de la activa sedimentación, mantuvieron por un largo período de tiempo constante la profundidad de su fondo. En estos casos se observa que, la acumulación de sedimentos constantemente de tipo batial alcanzaron, durante un período geológico relativamente corto, un notable espesor, que pudo llegar a varios miles de metros.

Estas condiciones, que desde mucho tiempo llamaron la atención de los geólogos no se pueden explicar sino admitiendo que el fondo de la cuenca, a medida que los sedimentos se acumulaban, se haya hundido a consecuencia de un movimiento desensional cuyo valor, en un tiempo dado y medido según la vertical, sea igual, o también mayor, al espesor de los sedimentos depositados durante el mismo tiempo (Haug).

En efecto, si como en el caso anteriormente considerado (**puentes**), el valor del movimiento hubiese sido inferior a la intensidad de la sedimentación, la cuenca no habría tardado a cegarse completamente con sus mismos sedimentos y la **facies batial**, habría sido substituída por depósitos de **facies nerítica y costanera** y luego también de **facies lacustre** o esencialmente **continental**.

Desde 1859 James Hall en base a numerosas observaciones, estableció que en las cuencas que se hunden, el fondo del mar desciende según una línea que constituye el eje de una depresión alargada en forma de sinclinal, a lo largo de la cual el hundimiento alcanza su máximo, y que esta línea de mayor depresión es al mismo tiempo la línea de mayor acumulación, de manera que, en cada punto, el espesor de los sedimentos es proporcional a la intensidad del descenso (Haug).

A esta depresión en forma de pliegue cóncavo (sinclinal) simple o constituido por pliegues secundarios, sobre cuyo fondo, un movimiento continuo y progresivo de descenso del fondo mismo ha permitido la acumulación de espesos sedimentos de tipo batial sin variaciones apreciables de facies James D. Dana dió el nombre de **geosinclinál**.

A la noción exacta del geosinclinal se deben especialmente los progresos modernos en el conocimiento de los fenómenos orogénicos.

Un hecho muy importante, ya recordado, en el cual conviene insistir, es sin duda que en los diversos períodos diastróficos de la historia geológica de nuestro globo, los geosinclinales han sido el asiento preferido, sino exclusivo, del proceso orogénico. Sobre esta singular coincidencia de las zonas de plegamiento con las zonas de más intensa sedimentación (**geosinclinales**) han llamado justamente la atención los geólogos americanos y sobre todo Hall, Dana y Le Conte.

Haug (1) expresa esta ley en la forma siguiente: **las cordilleras se forman sobre el asiento de los geosinclinales.**

Como ejemplo recordaremos la Cordillera de los Andes que se formó, especialmente durante el terciario, a lo largo de una extensa geosinclinal, sobre el borde de la cuenca pacífica actual, entre más antiguos relieves continentales.

Las hipótesis que pretenden explicar este fenómeno, aparentemente paradójal, se confunden naturalmente con las teorías orogénicas mismas.

Para interpretarlo mediante la **teoría de la contracción** es necesario partir del concepto de Haug, quien, a nuestro juicio, muy justamente en oposición a la idea predominante entre los geólogos norte-americanos, sostiene que los geosinclinales en vez de formarse sobre el borde de los océanos, están siempre situados entre dos masas continentales, constituyendo una zona esencialmente plástica y móvil entre **dos masas relativamente rígidas y estables**. En estas condiciones se comprende fácilmente cómo la compresión bilateral, aumentando paulatinamente de intensidad, determinará el arrugamiento de las capas del geosinclinal.

Según la teoría de la **expansión** las capas más profundas de los geosinclinales, expuestas sin duda a los efectos de una acción más intensa y más directa del calor interno de la tierra, sufren una notable dilatación y, por lo tanto, quedando firmes y rígidos los bordes del geosinclinal mismo, deben necesariamente arrugarse.

La **teoría isostática** atribuye la causa del fenómeno a la tendencia de la corteza terrestre al retorno hacia un equilibrio continuamente destruido y por lo tanto el arrugamiento de las capas geosinclinales sería consecutivo al desplazamiento de las grandes acumulaciones sedimentarias hacia las masas continentales.

Haug (2) oportunamente observa que todas las teorías orogénicas, hasta ahora formuladas, contienen una parte de verdad y que es cierto que ninguna de ellas nos explica la totalidad de los hechos, relativos al diastrofismo, que son actualmente conocidos. Siguiendo el mismo concepto Bailey Willis supone que la contracción habría proporcionado la fuerza y la isostasis la dirección del empuje, dirigido desde la región axial del geosinclinal hacia las áreas continentales. Bonarelli también asocia las dos hipótesis, pero atribuye al factor isostático un rol accesorio y considera que el plegamiento de la serie sedimentaria geosinclinal es debida al empuje unilateral de zonas geolópicas rígidas, comprendidas entre grandes fracturas epirogénicas y solicitadas por fuerzas tangenciales engendradas por la contracción. Observamos al respecto que Bonarelli, contrariamente a la opinión de la mayor parte de los autores, subordina el fenómeno orogénico al epirogénico.

Concluiremos afirmando que, en todo caso, la teoría de la contracción a la cual damos nuestras preferencias, no excluye la isostática y que, más bien, las dos se completan mutuamente. En un primer tiempo la intensa acumulación de sedimentos en el fondo del geosinclinal, esto es en una zona de hundimiento, contribuye con su peso a intensificar el hundimiento mismo, a estrechar gradualmente el geosinclinal mismo y, a veces, a desplazar su zona axial; luego al masa de estos depósitos, bajo la acción de presiones tangenciales, combinada con la tendencia de la geolepis al

(1) Emile Haug — *Traité de Geologie*. París 1911. pág. 160.

(2) Ob. cit. pág. 526.

equilibrio isostático, y favorecida por la expansión de las capas profundas y por los fenómenos físico-químicos del metamorfismo, poco a poco se doblan, se arrugan, se quiebran, mientras que en las fracturas vemos inyectarse las rocas intrusivas y eruptivas o mejor dicho la masa fluida del magma nuclear.

De los fenómenos recordados debemos separar netamente la elevación de las montañas, consecutiva al plegamiento de las geosinclinales, la cual como observa Haug (1) debe ser asimilada a la formación de las áreas de sobre-elevación y de las áreas continentales, y por lo tanto debe considerarse en la categoría de los movimientos epeirogénicos y no, por paradójal que pueda parecer una semejante afirmación, en aquella de los movimientos orogénicos.

En efecto, mientras el plegamiento de las geosinclinales obedece a la acción de presiones laterales (**tangenciales**) la elevación de las montañas obedece a presiones verticales (radiales), con los máximos y mínimos que observamos en las cordilleras.

El fenómeno de la epeirogénesis (Epeiros, continente), al cual ya varias veces nos hemos referido, consiste justamente en el conjunto de los movimientos verticales de las áreas continentales.

Vimos en las zonas paquilélicas (zonas de sobre-elevación) austral y boreal, desde los tiempos prototectónicos, sufrieron una serie de fragmentaciones, de dirección ortogonal al sentido de su longitud, que, combinadas a los fenómenos orogénicos determinaron, paulatinamente a través de todas las épocas geológicas, la complicada conformación de los continentes y de los mares actuales.

Esta fragmentación fué debida esencialmente a la formación de áreas de hundimiento, que en épocas distintas, llevaron profundamente debajo del nivel marino áreas continentales más o menos extensas. Un ejemplo bien evidente podemos observarlo en la formación del Océano Pacífico consecutiva al hundimiento de los continentes del mismo nombre y el Atlántico que resultó de la caída de extensas regiones de los continentes Norte-Atlántico y Afro-Brasileño.

Al lado de estos fenómenos verdaderamente grandiosos, numerosas observaciones han demostrado claramente que áreas de hundimiento, de proporciones menores, por lo que se refiere a la extensión y a la intensidad del movimiento, se formaron también sobre la superficie de todos los continentes, determinando invasiones marinas epicontinentales. Contemporáneamente, por lo general en regiones más o menos próximas a las anteriores, se formaron zonas de sobre-elevación que acentuaron la sobre-elevación misma de esa parte de área continental o determinaron la emersión de zonas anteriormente sumergidas. Por lo general una misma región fué sucesiva y repetidamente afectada por hundimientos y levantamientos a los cuales correspondieron transgresiones y regresiones marinas.

En otros términos diremos que las regiones continentales estuvieron y están todavía solicitadas por oscilaciones en que Suess (2) refiriéndose a los desplazamientos de las líneas costaneras, distinguió dos fases: una negativa y otra positiva. Llamó **movimientos positivos** a los que, desplazan (real o aparentemente) el nivel marino de abajo hacia arriba (**transgresión**) y movimientos negativos a los que se efectúan en sentido contrario (**regresión**). Por lo tanto a las antiguas expansiones de **levantamiento** y **hundimiento** de los continentes, con las cuales se designaban los movimientos epeirogénicos, substituyó las otras de "desplazamiento negativo y positivo de las líneas costaneras".

Pero debemos advertir que los mismos términos fueron usados por otros autores (Günter y Ratzel) para designar los movimientos del suelo llamando **positivos** a los que, efectuándose de abajo hacia arriba, determinan la emersión de las costas

(1) Ob. cit. pág. 531.

(2) Ed. Suess — Le face de la terre. Vol. II París 1918. pág. 31.

(regresión) y **negativos** los que, de sentido contrario a los anteriores provocan la inmersión de las costas mismas (transgresión).

Como se nota fácilmente los mismos términos de positivo (—) y negativo (---) fueron usados en sentido diametralmente opuesto. Para eliminar la confusión que deriva de estas condiciones Paulow introdujo las denominaciones de movimientos **geocráticos** e **hidrocráticos**. Nosotros, siguiendo los consejos de Haug (1) preferiremos usar los términos de “**inmersión** y de **emersión**, de **invasión marina** y de **retroceso del mar**, de **transgresión** y de **regresión**” que no puede dar lugar a equivocaciones.

Las causas que determinan los movimientos epeirogénicos son todavía desconocidas; no hace mucho J. Le Conte consideraba que constituyen todavía el problema más difícil y más oscuro de la geología. Nosotros nos inclinamos hacia la opinión de aquellos autores que consideran los movimientos epeirogénicos (radiales) consecutivos a los movimientos orogénicos (tangenciales) y por lo tanto dependientes de las mismas causas que se manifiestan con efectos distintos, actuando sobre áreas relativamente plásticas o rígidas de la costra terrestre. El íntimo parentesco entre los dos fenómenos nos parece claramente demostrado por la circunstancia de que también en las áreas epeirogénicas los movimientos verticales se acompañan de plegamientos regionales, es decir limitados a las regiones continentales en que la *geolepis* conservó cierta plasticidad.

Haug, (2) refiriéndose especialmente a los movimientos de emersión, define los movimientos epeirogénicos como “oscilaciones verticales de las áreas de sobre-elevación, que se repercuten en las áreas de hundimientos vecinos. El límite entre las distintas zonas afectadas por movimientos de signo contrario, será marcado por grandes **fracturas epeirogénicas**, verticales u oblicuas, naturalmente más o menos desplazadas en forma de **fallas** y a veces con sobrecurrimiento. A lo largo de estas fracturas pudieron penetrar las rocas intrusivas y pueden todavía manifestarse los fenómenos del volcanismo.

A pesar de que debemos separar netamente los movimientos epeirogénicos de los orogénicos, existe una evidente relación entre los dos fenómenos.

Marcel Bertrand ha demostrado que los levantamientos epeirogénicos se efectúan según líneas ortogonales con respecto a las direcciones principales de los plegamientos. Haug (3) también, como síntesis de los hechos observados en la repartición geográfica y en la época en que se efectuaron las sucesivas transgresiones y regresiones marinas, observa que los movimientos de las áreas continentales y los movimientos de los geosinclinales se efectúan, por lo general, según direcciones ortogonales y enuncia al respecto la ley siguiente: “Los movimientos orogénicos son acompañados por movimientos epeirogénicos contemporáneos, de dirección generalmente ortogonal, pero de signo contrario”.

Además las zonas de plegamiento que sucesivamente se agregaron a los núcleos continentales primitivos, fueron afectadas también por movimientos epeirogénicos transversales que los segmentos o en áreas de levantamiento y áreas de hundimiento. A este respecto es preciso observar que los movimientos de los diversos segmentos de una misma zona son **sinerónicos** y del mismo signo.

Finalmente recordaremos que Haug (4), después de haber formulado varias leyes relativas a las recíprocas relaciones entre epeirogénesis y orogénesis, deduce que los “movimientos en un sentido determinado son **sinerónicos** sobre todas las áreas continentales y que estas oscilaciones son compensadas por oscilaciones de signo contrario en los geosinclinales.”

Los fenómenos orogénicos y epeirogénicos que acabamos de recordar, a pe-

(1) Ob. cit. pág. 498.

(2) Ob. cit. pág. 507.

(3) Ob. cit. pág. 508.

(4) Ob. cit. pág. 505.

sar de que las causas que los determinan se pueden considerar como continuas, se manifestaron sobre la superficie de la tierra en una forma intermitente. En efecto los varios períodos diastróficos, que se afectaron la superficie de la tierra, se alternaron con largos períodos de calma relativa durante los cuales, como nos explica Bonarelli, los efectos de la contracción del núcleo terrestre quedaron en un estado de latencia, hasta adquirir el grado de intensidad y la disposición necesaria para destruir el estado de equilibrio.

Generalmente los geólogos reúnen en cuatro grupos o ciclos principales los varios momentos diastróficos de la historia geológica de nuestro planeta: en cada ciclo se reconoce una **fase activa** en que se efectuaron especialmente los varios movimientos de la corteza terrestre, y una **fase inactiva** durante la cual se prepararon las condiciones que debían determinar los fenómenos del subsiguiente período diastrófico.

Las diversas fases activas correspondientes a los cuatro ciclos se pueden resumir como sigue:

1.º — **movimientos hurónicos** que reúnen los plegamientos que se verificaron durante el período precambriano (arcaicos y algonecianos);

2.º — **movimientos caledónicos** que empezaron durante el siluriano medio continuándose hasta el devónico medio (paleozoicos inferiores);

3.º — **movimientos hercínicos** que empezaron hacia el final del carbonífero y se continuaron durante la época pérmica (paleozoicos superiores);

4.º — **movimientos vipialánicos** (1) o **alpinos**, q. precedidos por escasos movimientos preliminares, se extendieron desde la mitad del terciario hasta el final de la misma época, continuándose, atenuados, durante el cuaternario.

PARTE II

OREGÉNESIS Y EPEIROCENESIS

EN LA ARGENTINA

Aplicaremos brevemente las nociones y los principios recordados a la historia tectónica de nuestros terrenos.

Si observamos la región argentina, que comprende la amplia cuenca pampeana y la región mesopotámica, vemos que, exceptuando su borde atlántico, está rodeada por una serie de relieves de diferente edad y significado: al norte el gran macizo uruguayo - brasileño; al sur las Sierras de Buenos Aires; al oeste las Sierras de Córdoba, el sistema preandino de las sierras del norte y, más externamente, la gran cordillera de los Andes que marca el borde pacífico del continente sud americano.

Esta vasta región representa, sin duda, un área continental, desde época remota tectónicamente independiente por la existencia en su periferia de fracturas epirogénicas de gran alcance, y animada por movimientos propios, especialmente correlacionados con los movimientos epirogénicos y orogénicos que se efectuaron en las regiones limítrofes del macizo brasileño, de la cuenca atlántica, de las sierras circumpampeanas y de la cordillera de los Andes.

Pero, sin duda, durante los tiempos protolépico y protogeolépico, formaba parte del borde meridional de la gran faja paquílepica austral, de cuyo desmembramiento resultó el gran continente de Gondwana antes y el continente afro-brasileño después (**Archhe-lenis de v. Ihering**.)

(1) La denominación de "vi-pi-al-an-icos" fué introducida por Bonarelli (ob. cit. pág. 509) quien la compuso con la primera sílaba del nombre de las principales cordilleras (vindeliciana, pireneana, alpina y andina) que se formaron durante este ciclo diastrófico.

A pesar de que la región que consideramos, por sus actuales condiciones, no presta fácilmente al estudio directo de los terrenos más antiguos, sin embargo, por los estudios de Bodenbender y Kurtz en la Argentina y de Zeidler en el Brasil, podemos deducir que el Gondwana-Land de Suess, extendía sus confines hasta nuestras regiones.

Tal vez, desde que los contornos de este vasto continente comenzaron a dibujarse, hasta el período carbonífero y más tarde aún, la región pampeana (tomando esta expresión en su sentido más amplio) constituía el extremo borde sur - oeste del mismo continente.

La serie de relieves constituida por las actuales Sierras circumpampeanas, que componen un único sistema tectónico y estratigráfico, formando un arco casi continuo, abierto hacia nor - este, parece marcar claramente este borde sud - occidental y tendrían su primer punto de partida de leves arrugamientos de incremento paquidéptico a lo largo del borde mismo o de leves arrugamientos orogénicos en el asiento de un antiguo geosinclinal, situado entre este borde y un continente antártico, de que por largo tiempo formó parte la actual Patagonia.

Es difícil determinar la edad aproximativa de estos antiguos acontecimientos. Keidel, quien pudo establecer una evidente conexión entre las Sierras de Buenos Aires y las montañas de Sud-Africa, los considera paleozóicos, en parte precedidos por leves movimientos precámbricos; Rimmann estudiando la sierra de Córdoba, dedujo que el más antiguo arrugamiento tectónico de estos relieves se efectuó entre el arcáico y el algoncoio, eso es durante el precámbrico. Por lo tanto podemos deducir que los más antiguos plegamientos de las sierras circumpampeanas se efectuaron principalmente durante la fase activa del primer ciclo diastrófico al cual, según Bonarelli, se debe el plan de arreglo definitivo de los continentes primordiales.

Evidentemente desde esta época muy remota, entre estos relieves orogénicos y el "escudo" brasileño, como consecuencia de las oscilaciones epirogénicas que consecutivamente afectaron las sierras circumpampeanas, se determinó un área de depresión, cuyos movimientos verticales fueron facilitados e individualizados por una serie de fracturas periféricas. Esta depresión en forma de cuenca, en un principio poco marcada, actualmente rellenada por una serie de formaciones marinas y continentales, poco distocadas, comienza la historia geológica de nuestras regiones.

Sin duda esta historia está íntimamente ligada, desde sus comienzos, hasta nuestros días, a los acontecimientos, que, en los distintos períodos diastróficos, afectaron las sierras circumpampeanas. Pero, más tarde, un nuevo elemento tectónico, determinó intensas repercusiones, no solo sobre la cuenca pampeana, sino también sobre las regiones al norte, al sur y al este de esta cuenca. Nos referimos a los acontecimientos que arrugaron y levantaron el gran geosinclinal andino.

La época en que intervino este nuevo factor, relativamente próxima a nuestros días, coincide con la fase activa de aquel ciclo diastrófico, cuarto y último de la historia tectónica de nuestro planeta, el más grandioso en sus efectos, que Bonarelli llamó "vipialánico". Según las importantes observaciones de Windhansen y Groeber, después de leves movimientos preliminares mesozóicos (kimmeridgianos y predanianos) en el ciclo orogénico del diastrofismo andino se pueden reconocer cuatro fases principales:

1.0 — Plegamiento orogénico del paleoceno inferior;

2.0 — Levantamiento y fracturación por fallas del mioceno superior (límite mioplioceno);

3.0 — Intensos movimientos orogénicos del plioceno superior (límite plio-pleistoceno)

Veremos la importancia de estos grandiosos acontecimientos y los efectos de su repercusión sobre nuestras regiones. Por el momento convendrá examinar brevemente las condiciones en que se formó el gran geosinclinal andino.

Su situación sobre el borde pacífico del continente sud-americano parece confirmar la opinión de los geólogos norte-americanos, a los cuales debemos el concepto del "geosinclinal", quienes sostienen que estas depresiones de sedimentación intensa, se forman constantemente en el límite entre un continente y un océano.

En cambio Haug, con numerosas pruebas, insiste en que los geosinclinales se forman siempre entre dos áreas continentales y que las excepciones aparentes se deben al hundimiento posterior de uno de los dos continentes o a una depresión general, seguida de sumersión de toda un área continental.

Bonarelli, si bien partidario del concepto del gran geólogo francés, para explicar el más claro ejemplo de estas excepciones a la ley de Haug, constituido por el geosinclinal andino, trata en cierto modo de conciliar las dos teorías, admitiendo que el empuje isostático, causa del plegamiento del sistema andino principal, fuese debido al desplazamiento contra la serie sedimentaria, de una zona epeirogénica, limitada interna y externamente por grandes fracturas. En otros términos, sin necesidad de admitir la existencia de un gran continente Pacífico, el geosinclinal andino habriase formado y luego arrugado entre un área continental y una angosta zona de levantamiento en la periferia de la depresión pacífica.

De acuerdo con las ideas ya vertidas sobre la distribución de los continentes primordiales, admitiremos la hipótesis de la existencia de un gran continente sud-pacífico: consideramos, pues, que el geosinclinal andino (a la par que todos los demás segmentos del gran geosinclinal circumpacífico) representa tan solo una excepción absolutamente aparente a la ley general, según Haug, consecutiva al hundimiento posterior del continente sud - pacífico.

En los mapas paleogeográficos de Haug, vemos que desde la época autracolítica existía ya el geosinclinal andino, en forma de una larga depresión marina, relativamente estrecha, de intensa sedimentación terrígena, al oeste del gran continente de Gondwana, entre este y la parte meridional del continente pacífico. Evidentemente, después de una larga serie de fenómenos diastróficos, este último continente se hundió y probablemente esta grandiosa área de inmersión fué marcada en su periferia por grandes fracturas. No sería posible determinar la época en que habría terminado el hundimiento y la formación de la cuenca pacífica actual, pero es posible suponer que el derrumbe de este gran continente se relacione con los grandes arrugamientos que, contemporáneamente se efectuaron en el asiento del geosinclinal circumpacífico del q' el sistema andino formó parte: en los mapas de Haug el continente Pacífico, si bien fragmentado, figura hasta todo el período numulítico (terciario paleogénico.)

El Gondwana-Land, de que quedaban los amplios restos en América del Sur, en Africa, en la India, etc., y cuya existencia está demostrada por la gran extensión antracolítica y triásica de la flora de *Glossopteris* y por los probables derroteros de dispersión de las más antiguas faunas mamalógicas, después de haber formado un gran continente austral, sufrió las consecuencias de una serie de acontecimientos diastróficos, que concluyeron con la fragmentación epeirogénica del mismo, en amplias zonas de inmersión y de emersión.

El hundimiento de una zona, relativamente angosta y dirigida ortogonalmente a la dirección de la primitiva depresión ecuatorial, separó primeramente la tierra de Gondwana en dos grandes continentes mesozóicos: Australo - Indo - Malgacho y Afro - brasileño.

Este último, *Archhelenis* de v. Ihering, se encontró entonces comprendido entre las depresiones oceánicas siguientes: al norte los restos de la primitiva depresión ecuatorial que se extendía desde la cuenca indo - irano - mediterránea hasta el actual Mar Caribe, por intermedio del Tethys de Suess (cuenca norte - atlántica); al sur la depresión austral y especialmente la cuenca sud-atlántica (*Nereis* de Suess) que lo separaba del continente antártico (*Archinotis* de v. Ihering); al este la depresión afro-malgacha q'

lo separaba del continente austral - indo - malgacho; al oeste, finalmente la depresión andina que lo separaba de los restos mesozóicos del continente pacífico.

Posteriormente, los fenómenos diastróficos terciarios especialmente ligados al arrugamiento y levantamiento del geosinclinal andino, provocaron el desmembramiento antes y la caída después, de la zona media del **Archhelenis**, determinando la formación de la cuenca atlántica media que reunió en un solo océano (el actual Atlántico) las antiguas cuencas **Tethys y Nereis**, separando definitivamente África de Sud-América.

Los restos sud - americanos más antiguos de este continente sin duda están representados especialmente por el gran "escudo" brasileño al cual debemos correlacionar el subsuelo esquistoso - cristalino de la cuenca pampeana y sus afloramientos periféricos de las sierras circumpampeanas. Este subsuelo, después de haberse tectónicamente desprendido, por medio de fracturas epeirogénicas, del resto del continente, tuvo una historia y caracteres propios que examinaremos brevemente.

Con anterioridad al arrugamiento terciario del geosinclinal andino y a la consecuente caída del puente afro - sudamericano, sin duda los diastrofismos circumpampeanos desempeñaron una función preponderante en la historia geológica de nuestras regiones.

La cuenca pampeana, así individualizada precozmente como zona de depresión entre relieves y zonas de levantamiento periféricas, fué asiento de una activa sedimentación que poco a poco, a medida que progresaba su hundimiento, la iba rellenando. La regular alternación de capas continentales y marinas, que actualmente la rellenan, indican que el movimiento, en definitiva descendencial, fué interrumpido por periodos de inversión o que más bien, no hubo siempre un equilibrio completo entre la intensidad del fenómeno sedimentario y el valor vertical del movimiento de descenso.

No es posible determinar exactamente la época en que se inició el fenómeno sedimentario en esta cuenca, cuya base de rocas esquistosas y cristalinas, alcanza su mayor profundidad en la región media del norte argentino, de donde va paulatinamente subiendo al sur, al este y al oeste, formando el zócalo de las sierras circumpampeanas, mientras que hacia el norte parece continuarse profundamente en el subsuelo del Chaco argentino y paraguay, siendo limitada lateralmente por el zócalo de las sierras precordilleranas del nord - oeste argentino y de Bolivia.

La base de esta cuenca, en sus mayores profundidades no ha sido alcanzada aún por las perforaciones. Las grandes perforaciones de San Cristobal y Tostado a pesar de las notables profundidades alcanzadas (m. 1384,40 y m. 1600 respectivamente) no pasaron la espesa serie de capas terciarias y cretáceas que rellenan la cuenca.

Pero las perforaciones practicadas a nivel de su zona periférica, en las provincias de Córdoba y Buenos Aires, demostraron que esta serie cretácea - terciaria descansa directamente sobre una base paleozóica - propaleozóica, cuya estructura es completamente análoga a aquellas de las sierras vecinas. Análogamente se podría suponer que también en el fondo de la cuenca las formaciones cretáceas (arenizas abigarradas) descansan directamente sobre rocas análogas formadas principalmente por sedimentos arcaico - algoncianos (paragneis, filitas, grauvacas, calizas cristalinas) y masas intrusivas y eruptivas propaleozoicas (orthogneis) y paleozoicas (granitos.)

Si así fuese, desde la época de su primitivo origen hasta los tiempos cretáceos, sobre esta área de lenta depresión habrían prevalecido los fenómenos de la erosión continental, causa del grandioso hiatus estratigráfico recordado. Pero no se puede excluir, como consecuencia lógica de lo que se observa al norte, sobre los bordes levantados de esta cuenca, que en su parte más profunda, entre las series arcaico - paleozóica y cretácea se hubiesen depositado capas continentales permo-triásicas y hubiesen hecho sus entradas los mares devánicos y carboníferos, acumulando sedimentos nerítico - batiales y transformando la región en un geosinclinal de carácter transitorio. Esta suposición

fué admitida por Lapparent quien, en base a la presencia de capas marinas con fósiles devónicos y carboníferos en Paraguay, San Pablo y Paraná, etc. (Brasil meridional), imaginó que durante este período existiera "un golfo entre Bolivia y Brasil, cerrado al sur-este (Uruguay) y abierto por el lado noroeste (Perú) entre Bolivia y Ecuador" (Bonarelli).

Bonarelli, siguiendo el mismo orden de ideas, supuso que "las regiones del Chaco deben interpretarse como el relleno de un antiguo geosinclinal" que llamó "Mar chaquense".

Como ya observamos, los datos de las más profundas perforaciones no resuelven el problema.

Las perforaciones practicadas en las provincias de Buenos Aires, Córdoba, Santiago del Estero y especialmente aquellas del norte de la provincia de Santa Fe, nos muestran una espesa serie sedimentaria, uniforme en todas ellas que desde abajo hacia arriba está constituida por los elementos siguientes:

- a — Areniscas abigarradas (San Cristobal y Tostado);
- b — Margas y arcillas coloradas yesíferas (San Cristóbal) y alternaciones de arenas y fangos rojos y morados (Tostado);
- c — Melafiros y tobas (San Cristobal);
- d — Margas y arcillas coloradas, gris rojizas o pardas, yesíferas en la parte inferior (San Cristobal y Tostado);
- e — Arcillas de color verde oscuro, homogéneas en todo su espesor;
- f — Arcillas arenosas verdes con bancos de moluscos marinos, especialmente *Ostrea*.
- g — Capas de arenas, cantos rodados y arcillas;
- h — Margas gris verdosas yesíferas;
- i — Capas fangosas y loésicas.
- j — **humus**.

Antes de analizar las vicisitudes tectónicas sufridas por estos elementos estratigráficos, será necesario examinar brevemente el origen, el significado y la edad de esta serie sedimentaria como también sus probables correlaciones.

Las areniscas abigarradas *a* constituyen una espesa formación que las perforaciones de San Cristobal y Tostado cruzaron por un espesor de m. 397 y 740 respectivamente, sin alcanzar la base sobre la cual descansan: por su estructura y posición representan una formación continental análoga a aquella de las "areniscas abigarradas con Dinosaurios" de Patagonia. En la parte basal de la perforación de San Cristóbal las areniscas abigarradas son substituídas por un espeso banco (m. 244 de espesor) de arenas abigarradas de cuarzo y feldespato, en partes con gránulos limoníticos, cuya parte más inferior, por un espesor de m. 12, más o menos contienen materias petrolíferas de en la proporción del 11,5 0/0.

Bonarelli supuso que este nivel petrolífero represente la parte superior de una más espesa formación comparable con aquella de los esquistos negros petrolíferos de Iraty (permo - carbón) estudiados por White en el sur del Brasil y con la "formación petrolífera" de Brackebusch, cuyo espesor mínimo se calcula en cinco mil metros. Sobre estos datos inductivos el autor citado admite una posible condición geosinclinal del territorio chaqueño durante este período.

Al estado en que se encontraba entonces la gran perforación del Tostado, la hipótesis era muy lógica; pero, algún tiempo después, cuando esta última perforación fué concluída (I), la misma hipótesis no encontró una confirmación en la realidad de los

(1) La perforación de San Cristóbal fué terminada en el mes de marzo de 1913 y la del Tostado en el mes de noviembre del mismo año, la primera parte del trabajo citado de Bonarelli apareció en *Physis* en el n.º 5 del tomo I. (30 de septiembre de 1913).

hechos. En efecto, en esta última perforación el mismo banco de arenas sueltas, conteniendo muy escasos materiales petrolíferos, presentó un espesor de tan solo 219 metros, después de los cuales continuó cruzando por el espesor de otros 266 metros, una segunda formación de areniscas abigarradas de caracteres iguales al primero situado encima del banco de arenas sueltas.

Sin embargo a pesar de no poderse relacionar con las espesas formaciones petrolíferas antraocénicas, esta formación arenosa, probablemente de origen nerítico o de playa marina, intercalada entre las areniscas abigarradas, superiores e inferiores, de facies continental, confirma, a lo menos en parte, la hipótesis de Bonarelli, en cuanto que podrían representar el límite sur alcanzado durante este período por el "mar chaquense" que se prolongaría hacia el norte con mayor profundidad y extensión.

En nuestro trabajo sobre geología de Entre Ríos, consideramos estas areniscas, como también las arenas petrolíferas intercaladas, como de edad supracretácea, guiados por razones de homología y analogía existentes entre estas formaciones y las areniscas abigarradas de Patagonia y por las relaciones estratigráficas de las mismas areniscas con las formaciones superpuestas. Si esta suposición encontrará un mayor fundamento en observaciones ulteriores, como es lógico esperar, las arenas petrolíferas de San Cristóbal y Tostado serían todavía más recientes de los sedimentos petrolíferos de la provincia de Jujuy, asignados al cretáceo inferior por Brackebusch y Zuber, y se deben correlacionar con las capas arenosas con *Lahillia Luisa* Wilch, de Patagonia. En efecto estas capas, intercaladas entre las areniscas abigarradas y correlacionadas por Keidel y Wichmann con los depósitos petrolíferos de Comodoro Rivadavia, son atribuidas al senoniano superior.

Por lo tanto si en la misma cuenca existen depósitos del permio - carbón, han de hallarse en un nivel mucho más inferior, que las perforaciones no han alcanzado aún: ya Rovereto, en base al grado de inclinación de los granitos del Uruguay, había supuesto que, a la altura de la perforación de San Cristóbal, el fondo cristalino de esta depresión, revestido probablemente por trozos de cubierta paleozóica y cortado por la *penéplaine* precretácea, se hallase a no menos de 2000 metros de profundidad.

Si las arenas petrolíferas pertenecen, como es probable, al senoniano (cretáceo superior) los bancos de areniscas que las encierran deben atribuirse también al cretáceo superior, y, por lo tanto han de considerarse análogas y sincrónicas a las "areniscas abigarradas con dinosaurios" de Patagonia (*chubutiano* y *pehuenche* de Ameghino) divididas en dos bancos por la intercalación de las capas del "piso de *Lahillia Luisa*" (*Luisaense* Amegh.)

Las estratificaciones de margas y arcillas coloradas, yesíferas (*b*), alternadas con capas de arenas y fangos, juntos con las formaciones similares superpuestas (*a*), fueran consideradas por Rovereto como depósitos desérticos. Pero el aspecto nerítico de estos sedimentos nos hizo suponer que representasen depósitos transgresivos epic Continentales. Análogamente a las arenas petrolíferas intercaladas en las areniscas abigarradas (*a*) representarían depósitos costeros de un mar que, entrando de norte hacia sur, hubiese alcanzado apenas la región, dejando una constancia en la *facies* variada de sus depósitos. Por su posición estratigráfica correlacionamos estos depósitos con las capas marinas de la "formación de S. Jorge" (Rocaneano, Salamanqueano, Schueneano) paleocenas (Windhausen) o danianas (Groeber). Las supuestas correlaciones y nuestra interpretación genética serían todavía más probables si consideramos estas capas arenosas y arcillosas estratigráfica y cronológicamente equivalentes a los estratos con *Hidrobia*, *Corbicula*, *Cyrena*, etc., observados en las depresiones del Alto Pencoso, al suroeste de la Sierra de San Luis, y a las capas margosas con *Corbicula* o *Cyrena* e *Hidrobia*, estudiados por Bodenbender en los Valles entre las Sierras de Famatina y de Velasco, las que Windhausen considera como depósitos de brazos pequeños y bajos en conexión con la transgresión de San Jorge.

Estos depósitos (*b*), mientras en la perforación del Tostado alcanzan notable espesor (m. 370) en aquella de San Cristóbal alcanzan tan solo 87 metros. En esta locali-

dad su reducido espesor parece indicar el fondo de una depresión, talvez de un amplio valle de erosión, que posteriormente fué rellenada, en parte, por meláfiros negros, colorados y pardo - violetas con intercalaciones tabáceas del mismo color (c) cuyo espesor total alcanza m. 165,30 (desde la cota 724,90 hasta la cota 900,20 de la perforación de San Cristóbal).

Tal vez es posible correlacionar estos meláfiros con aquellos que se encontraron en las perforaciones de la parte meridional de la provincia de Corrientes (Mercedes, Splari, Curuzú-Cuatiá, etc.), en el Paraguay, Misiones, Corrientes, Brasil meridional y Uruguay septentrional (Bonarelli). Pero, contrariamente a la opinión de aquellos autores que los consideran cretáceos, opinamos que estos meláfiros, cuya efusión fué precedida por un largo ciclo erosivo, pertenezcan al eoceno. Su correlación con la "serie basáltica" de Wehrli y con la parte inferior de la "serie andesítica" de Groeber es verdaderamente sugestiva. En efecto los meláfiros, aflorantes o en el subsuelo, mencionados, los basaltos, fonolitas, traquitas y tobas volcánicas de la región de los ríos Chimehuin, Ca Leufú y Traful (Roth, Wehrli, Rovereto), los basaltos y andesitas del sur del Traful y de la región entre los ríos Pichi Leufú y Limay (Rovereto), los basaltos, andesitas y tobas tranquíticas y dacíticas de la Patagonia, de la Cordillera del Norte de Mendoza y del sur de S. Juan, de la Cordillera entre Las Lajas y Curacautin, etc. (Groeber, Gerth, Schiller, Burckhardt, Keidel, etc.) parecen pertenecer a un mismo complejo eruptivo, cuya acumulación empezó probablemente durante el eoceno por continuar, a través de una larga sucesión de fases diversas, hasta el mioceno superior. Estas analogías en parte fueron ya establecidas por Groeber, quien en su "serie andesítica" reunió todas las formaciones eruptivas terciarias, que, con notable espesor (hasta 2000 metros o más) y anchura variable se extienden por la Cordillera desde el norte de San Juan hasta el Nahuel Huapí.

Es verdad que Groeber llega a la conclusión de que "la serie andesítica ocupa gran parte o tal vez todo el oligoceno superior, mioceno inferior y medio y una pequeña parte del mioceno superior"; sin embargo, es posible que, a lo menos algunos elementos inferiores de este complejo eruptivo pertenezca al eoceno o por lo menos al oligoceno inferior. En efecto al sur de la provincia de Mendoza (Río Grande) la "serie andesítica" descansa directamente sobre capas de sedimentos marinos y salobres que Bodenbender, Groeber y Windhausen correlacionaron con la formación de Roca (daniano o paleoceno) y al norte de la misma provincia capas eruptivas, consideradas por Groeber, a lo menos en parte, sincrónicas con su "serie andesítica", se encuentran en la base de los "estratos calchaqueños", que en la depresión entre El Famatina y la Sierra de Velasco descansan sobre la margas con *Corbicula* o *Cyrena* y *Litorinella* o, en El Famatina, sobre depósitos de acarreo andesítico o dacítico. Por lo tanto la parte basal de la "serie andesítica" está comprendida entre el **rocanense** y la base de los "estratos calchaqueños, cuya deposición en la región clásica y en el subsuelo de la cuenca de Córdoba (capas de arenas, cantos rodados y arcillas coloradas, que descansan directamente sobre las lateritas de los estratos de "Los Llanos", parcialmente denudados) empezó por lo menos desde el oligoceno inferior, anterior o a lo sumo sincrónicamente a la deposición de las capas inferiores de las formaciones de Casamayor y Deseado" (Loomis), en la Patagonia.

Los meláfiros (o basaltos?) de la perforación de San Cristóbal confirmarían esta suposición por hallarse comprendidos entre:

Inferiormente — los equivalentes septentrionales del "piso de San Jorge" (a) que los separan del subyacente cretáceo superior (areniscas abigarradas — a) y

Superiormente — las arcillas coloradas (d), que sincronizamos con las formaciones de Casamayor y Deseado, formando una espesa serie de capas que los separa de las arcillas del **paranense inferior**, cuya edad no puede ser más reciente que la del mioceno inferior.

Consecuentemente los meláfiros (o basaltos?) de San Cristóbal representan el eoceno o, por lo menos, el oligoceno inferior.

La edad oligocena de las margas y arcillas coloradas (a) se puede deducir de su posición estratigráfica, debajo de la espesa formación arcillosa del **paranense** (mioceno). Sin duda su situación permite correlacionarlos, por un lado, con la parte inferior de los "estratos calchaqueños" de Bodenbender y, por el otro, con las "formaciones de Casamayor y Deseado" en el sentido de Loomis (**notostyloense**, **astraponotense** y **pyrotheriense** de Ameghino) que Loomis, Windhausen, etc., en base a sus caracteres paleontológicos, tectónicos y fisiográficos, atribuyen al oligoceno. Esta correlación encontraría una exacta confirmación si a las mismas capas (d) se pudieran referir, como es probable, las formaciones de Misiones que, según Ameghino, dieron restos de **Pyrotherium**.

Constituyen un depósito francamente continental cuyo mayor espesor de 417 metros fué cruzado por la perforación de San Cristóbal, y que, precedido por un largo ciclo erosivo y por las erupciones melafíricas recordadas, se intercala entre los depósitos neríticos y lacustres ya mencionados y las arcillas marinas del **paranense**.

Estas últimas, constituidas por una espesa serie de capas homogéneas, verde oscuro (e), coronadas por depósitos neríticos con bancos de moluscos marinos (f), presenta la facies de una formación esencialmente batial, que rellenó paulatinamente una amplia depresión en forma de cuenca, con rumbo norte sur, relativamente angosta de este a oeste, probablemente abierta hacia el norte y cerrada hacia el sur por el cordón septentrional de las Sierras de Buenos Aires. Esta formación ocupa todo el subsuelo de la Pampa actual y parte del subsuelo de la región mesopotámica, aflorando en la zona más inferior de las barrancas entrerrianas del Río Paraná, mediante las arcillas basales, verde - obscuras y homogéneas, y los superpuestos bancos calcáreos o arenosos con **Ostrea parassitica Gm.** **Crassatellites sp?**, **Arca sp?**, **Pecten sp?**, etc. Presenta sus mayores espesores en el subsuelo de la provincia de Santa Fé y de la región chaqueña, comprendida aproximativamente entre los 61 y 63 grados de longitud oeste, (San Francisco—m. 175 Añatuya—m. 175, Tostado—m. 161, San Cristóbal — m. 232) de donde parece disminuir paulatinamente de espesor hacia el este, el oeste y el sur hasta terminar, en el subsuelo, contra los estratos de cubierta del zócalo del macizo uruguayo, del cordón septentrional de las sierras de Buenos Aires, del macizo hipogeo de la Pampa central y de las Sierras de Córdoba. Al pie de estos últimos relieves orográficos se insinúa, con reducido espesor (m. 15 en la perforación de Obispo Trejo) entre las margas rojas de los "estratos calchaqueños" los que divide en dos partes: una inferior y otra superior, respectivamente más antigua y más recientes que el proceso de sedimentación de estas arcillas marinas del **paranense**.

Al norte parece continuarse con notable espesor hacia las regiones subtropicales del Chaco, aunque faltan aún precisas observaciones al respecto. De todos modos, creemos de haber demostrado, en nuestro estudio sobre geología de Entre Ríos, que el "mar **paranense**" (que corresponde en gran parte al "mar entrerriano" de Rovereto), con sus notables depósitos batiales y con sus bancos cuspidales de moluscos costaneros de tipo norte atlántico, representa un mediterráneo en comunicación con los mares del hemisferio boreal, o, en otros términos, una ingresión procedente del norte y detenida, en su progresión hacia el sur, por el arco de las sierras circumpampeanas. Los mismos relieves representaron, contemporáneamente, el límite más septentrional alcanzado por las ingresiones epicontinentales de los mares patagónicos.

Sus sedimentos, que atribuimos al mioceno y que, por razones estratigráficas y tectónicas, sincronizamos con el **patagónico** de Ameghino, representa los únicos depósitos francamente batiales de nuestras perforaciones.

Los terrenos que, en San Cristóbal y Tostado, recubren esta formación marina, son todos de **facies** continental: fluvial (g), lacustre (h), y colica (i), y constituyen nuestro plioceno (g - h) y pleistoceno (i). Pero, lateralmente a la región perforada del norte santafecino, estos terrenos presentan modificaciones y complicaciones de suma importancia.

Acreciándonos a las sierras de Córdoba la mencionada sucesión de facies está sustituida por una espesa pila de bancos arcillosos y margosos, a menudo loesiformes, colora-

dos o pardo rojizos, con intercalaciones de capas arenosas y cenos de deyección de arenas y cantos rodados.

En la misma cuenca de la ciudad de Córdoba, donde no llegaron las ingresiones marinas, el subsuelo presenta los mismos caracteres: los bancos, más o menos intensamente colorados, de arcillas, margas, arenas y quijarros, estratigráficamente equivalentes a las formaciones (g - h), constituyen la parte superior de un espeso sistema monótono y uniforme, que se intercala entre las arcillas y areniscas lateríticas de los "Estratos de los Llanos" y el pampeano, presentando íntimas analogías con los "Estratos calchaquinos" de Bodembender. Su parte superior, q' corresponde a las capas (s, r, q, p.) de la serie de Doering, algo dislocada y cruzada por grietas y hendiduras, aflora en el fondo de la cuenca y en sus laderas, donde la erosión reciente ha destruido, más o menos profundamente los mantos aluvionales de las terrazas cuaternarias incindidas sobre esta base terciaria. No contiene fósiles, pero, por sus condiciones estratigráficas, tectónicas y petrográficas la correlacionamos con la "formación araucana" de las localidades clásicas.

En cambio, hacia el este, las mismas formaciones (g - h) presentan íntimas analogías estructurales con aquellas que forman las barrancas paranenses de las provincias de Corrientes y de Entre Ríos al norte del puerto de la ciudad de Paraná. En efecto, como ya sabemos, en estas localidades son constituídas, de abajo arriba, por las formaciones siguientes:

Capas fluviales de arenas ocráceas, o multicolores, con árboles silificados, y de arcillas plásticas con *Corbicula tenuis* Iher. (formación no. 5 de nuestra serie) que sincronizamos con el **rionegrense** continental de Patagonia;

Arcillas verdosas, no estratificadas, ni fosilíferas, con bancos calcáreos concrecionales, fracturados (*calcaire cloisonné* de D'Orbigny), q' consideramos cronológicamente equivalentes al **araucanense**, junto con los superpuestos bancos de

grés incoherente, gris verdoso o parduzco, a veces loesiforme por el predominio de materiales pelíticos sobre los granulos cuarzosos y otras substituido por toscas rosadas.

Pero en Corriente y Entre Ríos, entre el subyacente **paranense** y el término inferior de esta serie (arenas fluviales rionegrenses), se intercala otro elemento estratigráfico representado por las capas, también fluviales, del **mesopotamiense** cuya existencia en las perforaciones de San Cristóbal y Tostado no es posible comprobar. Este nuevo elemento, de la mayor importancia por su rica fauna fósil, ya lo consideramos al límite entre el mioceno superior y el plioceno inferior (formación neo - patagónica.)

Finalmente en los alrededores de la ciudad del Paraná y hacia el sur, a lo largo de las barrancas entrerrianas del Río Paraná, la estructura del conjunto plioceno se complica por la intromisión de depósitos marinos, que se intercalan entre las formaciones continentales (no. 5, 8 y 9 de nuestra serie) análogas a las capas (g - h) de las perforaciones estudiadas. Estos depósitos, como creemos de haber demostrado, diferentemente de lo que vimos para los sedimentos del **paranense**, representan transgresiones de origen atlántico que, entrando por la depresión del Río de La Plata, intercalaron sus sedimentos, casi exclusivamente neríticos, entre los pisos fluviales del **mesopotamiense** y del **rionegrense**; y entre estas y las arcillas lacustres del **araucanense**, respectivamente. Ellos forman las clásicas arenas con *Ostrea patagónica* d'Orb., *Myoclamys paranensis* d'Orb., *Chione Muchsteri* d'Orb., *Moncphora Darwinii* Desh., etc. (piso n.o 4—**entrerriense**) y los bancos calcáreos con moluscos marinos (n.o 6, 7—**rionegrense** marino) explotados para la fabricación de la cal.

La mayor complicación de los terrenos pliocenos del norte argentino se observa, por lo tanto en los alrededores de Paraná donde se efectúa el engranaje entre las formaciones continentales y las marinas, formando un complejo armónico, pero sumamente variable por constitución y **facies**, q' decansa en leve discordancia angular sobre los terrenos miocenos.

Finalmente la formación **h**, constituída esencialmente por bancos de **loess** eólico, **alternados** con capas lentiformes de fangos arcillosos o arenosos, palustres, lacustres, o

fluviales, que correlacionamos con las capas loésicas y con los mantos aluvionales que cubren las terrazas, altas y bajas, de la cuenca de Córdoba, pertenece a la "formación pampeana" **q**, consideramos cauteriana en su totalidad, desde el **preensenadense** y sus probables equivalentes (**hermosense**, **chapalmalense** de Ameghino, **tarijense** de Roverto) hasta el **bonaerense** inclusive.

La interpretación estratigráfica y cronológica de los terrenos perforados, como también las probables correlaciones que acabamos de bosquejar, pueden servirnos de base para remontar a la historia tectónica de la cuenca pampeana.

Si las capas de arenas petrolíferas, intercaladas en las areniscas abigarradas **a** representan depósitos neríticos senonianos, que presuponen más al norte, donde la cuenca cretácea superior alcanzara mayor profundidad, la existencia de sedimentos batiales, y si las arcillas yesíferas **b**, son en realidad depósitos marinos, en parte neríticos y en parte batiales, toda la serie de los terrenos que rellenan la cuenca resultará constituida por una alternación, muy regular, de formaciones continentales y marinas; como si el fondo de la misma cuenca hubiese experimentado una serie de oscilaciones epeirogenéticas, rítmicas, con fases hidrocráticas y geocráticas alternativamente repetidas, o un movimiento progresivamente descensional pero no uniforme, sino interrumpido por fases de aceleración del movimiento, durante las cuales la cuenca adquiría las condiciones de "geosinclinal transitorio".

De cualquier modo esta antigua depresión en forma de cuenca, relativamente estrecha, comprendida entre zonas asténicas y afectada sucesivamente por transgresiones y regresiones, que la rellenan de abundantes sedimentos marinos y continentales hasta incorporarla a los ambiente epíricos circundantes, presentó sin duda una condición en parte comparable con aquella de "puente" en el sentido de Bonarelli.

Dijimos ya que estos movimientos epeirogénicos se correlacionaron con los movimientos verticales y tangenciales del geosinclinal andino y de las sierras circumpampeanas. Nos queda entonces por examinar las distintas fases del movimiento que afectó la cuenca en relación con las diversas fases de las regiones plegadas que la rodean.

Hemos visto que la serie sedimentaria que rellena la cuenca descansa sobre una base cristalina genética y tectónicamente correlacionada con el zócalo cristalino de las sierras circumpampeanas.

Tal vez, como Wichmann supuso para la base de los terrenos mesozoicos de la Patagonia septentrional, también para nuestra cuenca esta antigua base fué afectada por los movimientos de la fase activa del ciclo huroniano, los que inclinaron, arrugaron y fracturaron los sedimentos arcaico-algoncianos. Por lo tanto durante el remoto proterozoico se puede considerar nuestra región como un elemento positivo, o sub-positivo, parcialmente, plegado por arrugamientos regionales.

Sin duda el primer esbozo de las sierras circumpampeanas ha de remontar a esta época, como fenómeno correlativo al arrugamiento hurónico de la base cristalina. Windhansen admite la hipótesis, sin duda muy lógica, q' estos fenómenos orogénicos, cuya fase final sería representada por el plegamiento pérmico de las sierras de Buenos Aires, sierra Pintada, Precordillera, etc., se efectuaron a largo de un geosinclinal situado entre las márgenes occidental y meridional del gran escudo brasileño y el continente antártico en conexión con el macizo patagónico.

Ya, considerando la distribución prototectónica de las áreas continentales y siguiendo las ideas de Penck, Chamberlín, Salisbury, White, Suess, Clarke, Windhausen, etc., admitimos la probable existencia de un gran continente antártico: la actual Patagonia, que probablemente durante el terciario se incorporó al continente sudamericano, habría formado parte de este continente, de una más grande Patagonia en el sentido de F. Ameghino, del Archinotis de v. Ibering, durante los tiempos preterciarios limitada al nor-

te por la depresión de los antiguos mares patagónicos y al oeste por el "mar andino".

Pero, el primer esbozo de las sierras circumpampeanas, nos parece más bien la consecuencia de leves arrugamientos marginales sobre el borde meridional y occidental del gran escudo brasileño, ya sea consecutivos a vibraciones diastroficas de esta area continental, o como oleadas de la zona leptolépica periepírica contra el nucleo rígido de este escudo.

Es probable que ya desde la época de estos acontecimientos empezara a delimitarse el primer esbozo de la depresión pampeano-chaqueña expuesta a intensos fenómenos gradacionales.

Los movimientos de las fases activas de los ciclos paleozóicos (caledónico y hercínico) probablemente han de haber acentuado esta depresión permitiendo la entrada, con rumbo norte-sur, de los mares silúricos, devónico y antroclíticos. Pero tendremos que quedar en el campo de las inducciones puesto que, no tenemos datos positivos al respecto: como las perforaciones no pasaron los terrenos cretáceos no es posible saber si la base cristalina quedó larga y persistentemente expuesta a los procesos de la degradación meteórica o si, entre este basamento antiguo y las capas mesozóicas, se depositaron grandes acumulaciones de sedimentos continentales y nerítico-baciales, favorecidos por el progresivo hundimiento de la cuenca y que con su sobrecarga secundaria el movimiento de descenso.

Esta segunda hipótesis encuentra, sin duda, un apoyo en la existencia de los numerosos afloramientos, en discordancia con las rocas prepaleozoicas, fuertemente dislocadas, de sedimentos, atribuidos al silúrico, al devónico y al antroclítico, en la precordillera de las provincias de Jujuy, Salta, La Rioja y Mendoza, como también en el Uruguay y Brasil meridional (Clarke). Además se puede considerar como consecuencia lógica de los acontecimientos tectónicos que se verificaron en la precordillera y en las sierras circumpampeanas durante estos ciclos diastroficos.

En base a las observaciones de Keidel, estos últimos acontecimientos se pueden resumir como sigue:

plegamientos, que, empezando durante el paleozóico inferior, siguieron hasta el paleozóico medio (en la parte media y oriental de las sierras pampeanas) determinando discordancias en la base de los estratos inferiores de Gondwana (movimientos relacionables con el ciclo caledónico);

movimientos del paleozoico superior, observados en la precordillera de San Juan y Mendoza, determinando discordancias en la base de los estratos inferiores de Gondwana (movimiento hercínico).

Además, en la Sierra de Córdoba, Rimann puso de relieve una neta discordancia entre los depósitos sedimentógenos que forman el zócalo arcaico-algonciano y las areniscas permotriásicas, consecutiva a plegamientos paleozóicos superiores (hercínico). Pero es posible que en la misma región háyanse efectuado también plegamientos durante el paleozoico inferior que dislocaron y arrugaron los sedimentos prepaleozoicos. Será fácil admitirlos si, con Bodenbender, consideramos de edad cámbrico-silúrica la serie de conglomerados y pizarras de las Sierras del norte, y si consideramos que algunos fenómenos geotectónicos, observados por el mismo Rimann, como ser acentuación de fallas, apretamiento de pliegues anteriores, mylonitización de los orthogneis, sobreescurreimiento de estos sobre los sedimentos arcaicos, etc., fueron determinados por movimientos postalgoncianos y al mismo tiempo anteriores a la intrusión del granito post-silúrico.

Los movimientos del paleozoico inferior fueron ya supuestos por Revereto al estudiar los rasgos generales de las Sierras de Córdoba, basando su hipótesis sobre la circunstancia de que ya con los estratos del carbonífero inferior del Katamito, cuyas filitas fueron estudiadas por Kurtz, se observa en la región un régimen continental.

Las condiciones geo-tectónicas de este período en el macizo uruguayo-brasi-

leño, ligado, por analogía estratigráficas y tectónicas, a las sierras circumpampeanas fueron resumidos por el mismo autor: esquistos cristalinos fuertemente plegados, sobre los cuales descansan estratos, ya levemente inclinados, ya horizontales, de devónico, carbonífero, de areniscas rojas triásicas, cruzadas por vetas de melafiros; en algunos puntos entre el arcáico y el devónico la intercalación del silúrico también plegado.

De todo lo antedicho se desprende que sin duda durante el paleozoico inferior y superior los bordes de la cuenca fueron sometidos a presiones laterales, en relación con las fases activas de los ciclos calcedónico y hercínico, las que determinaron arrugamientos y relieves en la periferia de la misma cuenca. La cuenca misma, comprendida entre estos relieves, que más tarde, durante el terciario, se elevaron en forma de montañas, debió de sufrir los efectos indirectos de estas presiones, en forma de ligeras perturbaciones regionales y, luego al cesar la presión, de una complicada fracturación por fallas cuyo rumbo debió de responder a la ley del paralelogramo de las fuerzas.

La formación de estas diaclasas sin duda ha de haber favorecido la formación de un área de hundimiento de la actual cuenca pampeano-chaqueña, cuyo movimiento descensional fué determinado por el contragolpe, y como fenómeno compensatorio de los movimientos que durante estos ciclos diastróficos se efectuaron en su periferia: las oscilaciones verticales en el área positiva del "escudo" brasileño y los movimientos epirogénicos y orogénicos póstumos de la zona de plegamiento circumpampeano, añadida al borde meridional y occidental del antigua área continental.

Mientras la determinación de esta región como área de hundimiento y su progresivo descenso y relativo angostamiento lateral, son consecuencias lógicas de los fenómenos tectónicos que se iban verificando en su periferia, no es posible por el momento seguir las fases y las modalidades del fenómeno desde su comienzo hasta el cretáceo superior.

Pero desde este momento geológico hasta el final de los tiempos terciarios, las perforaciones nos indican claramente que la cuenca continuó en su progresivo descenso permitiendo la deposición de espesas formaciones continentales y marinas.

Si este movimiento fué verificándose ininterrumpidamente hacia una dirección constante de descenso o si el movimiento, en definitiva descensional, fué interrumpido por fases alternativamente positivas y negativas, no es posible definirlo con seguridad. Optamos para la primera de estas dos hipótesis, a pesar de que la depresión incindida sobre las arcillas b y parcialmente rellenada por los melafiros o, parece indicar que el movimiento descensional, en algunos momentos, haya experimentado inversiones seguidas por un transitorio predominio de los fenómenos erosivos.

El notable espesor de las areniscas abigarradas del cretáceo superior, nos indica claramente que esta depresión, durante el mesozoico superior, se encontraba en fase transgresiva, formando un área de hundimiento continental, en forma de cuenca, la que, a medida que se iba hundiendo, se rellenaba por los materiales detriticos de un proceso de intensa degradación de los relieves periféricos.

Si el espeso banco de arenas petrolíferas, que divide las areniscas abigarradas y que sincronizamos con las capas senonianas de Patagonia con **Lahillia Luisa** Wilck, y con los estratos petrolíferos de Comodoro Rivadavia, representan una fase de sedimentos neríticos, este movimiento de descenso durante el cretáceo superior habría que subdividirse en tres fases distintas: durante una primera la intensidad de la acumulación sub-aérea se mantuvo en equilibrio con la entidad del movimiento descensional, de modo que la profundidad relativa del fondo de la cuenca permanecía constante; durante una segunda fase por un aumento en la velocidad del

hundimiento o por una disminución relativa de la intensidad de los procesos acumulativos la profundidad de la cuenca se acentuó provocando una ingresión marina; finalmente durante una tercera fase se habrían renovado las condiciones de la primera, en la que el valor vertical del descenso fué igual o menor a la cantidad de materiales sedimentarios terrígenos, renovando en la región un régimen continental.

Contemporáneamente se verificaron a lo largo del geosinclinal andino los movimientos preparatorios (según Groeber movimientos ascendentes suaves) que precedieron los grandiosos plegamientos terciarios, y en las sierras de Córdoba había ya madurado el ciclo mesozoico de que nos habla Rovereto y se levantaba la cuarta **pénéplaine**, del mismo autor, cubierta por sedimentos precretáceos y cretáceos.

Acontecimientos análogos deben haberse efectuado, contemporáneamente, en las Sierras de Buenos Aires sí, como ya en otras circunstancias supusimos, consideramos análogas y sincrónicas al conglomerado de Saldán (probablemente cretáceo) al pie de la Sierra Chica, el manto de conglomerado rojo que, según Keidel, cubre la planicie de pie de monte inferior de la tierra de la Ventana y parte de la pendiente que sigue más arriba.

Los mismos movimientos deben haberse verificado durante la misma época también en la región patagónica al sur del cordón meridional de las Sierras de Buenos Aires. Así como al norte, aquí también se observan las "areniscas abigarradas" con dinosaurios del cretáceo superior, directamente en contacto con el basamento cristalino (con interposiciones parciales de cuarcita porfirica atribuida al trias superior y al rético) y, según Groeber, estratigráficamente divididas en dos partes por la intercalación de las capas con **Lahillia Luisa** (Luisaense). Estas correlaciones resultan tanto más evidentes en cuanto vemos como, durante todos los tiempos terciarios, un evidente paralelismo correlaciona los fenómenos sedimentarios y tectónicos de ambas regiones, del norte y del sur argentino. Este paralelismo se nota anteriormente a este período, porque tanto al norte como al sur, entre las cuarcitas porfiricas (trias superior-rético) y la base de las "areniscas abigarradas" (cretáceo superior) existe un gran **hiatus** estratigráfico, indicando que durante este largo período en ambas regiones predominaron de un modo absoluto los fenómenos de la erosión.

En este momento la cuenca pampeano-chaqueña, ancha y poco profunda, debía de aparecer como una extensa planicie, con insuficiente desagüe hacia el norte, limitada por los relieves, todavía poco acentuados, de las sierras circumpampeanas, las que solamente durante el terciario, según Keidel, y en parte aún durante el cuaternario, debían de tomar el significado de verdaderos elementos orográficos (montañas).

El descenso del fondo de esta planicie y la formación de una verdadera cuenca, por lo tanto se inició probablemente durante el cretáceo superior, en relación con ese extenso período transgresivo, de carácter universal, que, en su fase culminante, determinó las ingresiones de los mares senonianos.

La supuesta ingresión senoniana (arenas petrolíferas) en nuestra región representaría una simple y transitoria interrupción del régimen continental (que supusimos en relación con una aceleración del movimiento de descenso o una disminución en la intensidad del proceso sedimentario) que continuó luego hasta el final del cretáceo.

El descenso debe haber sido uniforme. En el perfil longitudinal que publicamos en nuestro trabajo sobre geología de Entre Ríos, la superficie del cretáceo aparece transversalmente surcada por una depresión, cuya máxima profundidad se encuentra a la altura de la perforación de San Cristóbal. Es posible que represente el resultado de presiones laterales que se verificaron en una época posterior y que dislocaron fuertemente las capas cretáceas, junto con capas de formación posterior, en las zonas periféricas de la cuenca, al pie de las sierras circumpampeanas. En su

notable estudio sobre la Pampa, Rovereto, considerando cretáceo toda la serie sedimentaria pre-entrerriana (**pre-paranense**), en base a los datos suministrados por las perforaciones, considera que la superficie del cretáceo está ampliamente plegada en **sinclinorium**. En cambio, desde que correlacionamos con el terciario inferior toda la serie sedimentaria comprendida entre la superficie de las areniscas abigaradas y la base de las arcillas paranenses, veremos que el **sinclinorium** de Rovereto caracteriza el fondo de la cuenca en un periodo posterior, premioceno o, mejor dicho, post-oligoceno. Como ya notamos, al final del cretáceo, la morfología de la cuenca debía en cambio presentarse con aspecto muy sencillo: una extensa planicie, ya muy vieja, sobre cuya superficie se había acumulado un espeso manto de depósitos detríticos, especialmente eólicos, cuya coloración intensa y viva, con predominio del rojo, nos indica su acumulación bajo el régimen de un clima cálido y seco.

Esta suposición está confirmada por la circunstancia de que durante este periodo, según las investigaciones de Koidel, no se habían efectuado aún en las sierras aquellos movimientos que determinaron la formación de grandes ondas en el subsuelo de la Pampa; ni, posiblemente habrían llegado a influenciar la morfología y la tectónica de este subsuelo los movimientos preliminares, lejanos y suaves de la orogénesis andina.

El subsiguiente plegamiento orogénico de la cordillera principal, acaecido, según Winthausser, al límite cretáceo-terciario, y que en la Patagonia, según el mismo autor, determinaron aquellos movimientos epeirogénicos que causaron la rotura del continente brasilo-etíopico, la formación de la cuenca sud-atlántica y la consecutiva depresión entre la plataforma continental y los elementos estructurales de la Argentina central y septentrional por la cual se insinuó la ingresión de San Jorge, debe haber influido en nuestra cuenca, también en sentido epeirogénico, determinando un aumento en la intensidad de su progresivo descenso y la entrada del mar en el norte en la parte más baja de la depresión.

Las capas de arenas y arcillas yesíferas, coloradas y violetas de la perforación del Tostado parecen indicar la zona de acumulación nerítica o sub-nerítica de esta ingresión: a pesar de que en las escasas muestras no se encontraron fósiles marinos, vemos que los bancos arcillosos se alternan con arenas que, frecuentemente, contienen nodos de tosca, arenisca, sílice y rocas diversas. En esta alternación de **facies** podríamos entrever también posibles oscilaciones de estas playas o variaciones en su régimen. El proceso a que fué sometida la cuenca durante este periodo se puede comparar al hundimiento progresivo, relacionado con la existencia de diaclasas, que, procediendo desde el sur (inversamente al rumbo de la ingresión chaqueña), determinó la transgresión rocanense (mar de San Jorge), con cuyos depósitos correlacionamos los sedimentos de esta formación **b** en el subsuelo de la Pampa.

El movimiento esencialmente orogénico de la primera fase andina justifica el aumento en la intensidad del descenso de nuestra área de hundimiento.

La regresión del mar chanquense, a la par de aquella del mar Roca, se debe atribuir evidentemente a una serie de movimientos regresivos que afectaron toda la extensa área continental y también la zona del arrugamiento andino.

El levantamiento de los sedimentos paleocenos provocó el rejuvenecimiento de la erosión y el comienzo de un largo ciclo que a la altura de la perforación de San Cristóbal, desnudó todo el complejo arenoso-arcilloso, observado en la perforación del Tostado, respetando tan solo las arcillas basales de este complejo.

Por las grandes paraclinas, consecutivas al movimiento epeirogénico, se manifestó intensamente la actividad volcánica que, poco a poco, rellenó de sus productos (melafiros y tobas **c**) el fondo de los valles.

Luego emprendió nuevamente el descenso progresivo y el correlativo rellenamiento por materiales subaéreos, los que forman las capas **d**, que correlacionamos con las formaciones de Casamayor y Deseado. Este prolongado periodo de acumula-

ción, que siguió al período de denudación anterior, había sin duda ya terminado cuando sobrevinieron esos acontecimientos que determinaron el arrugamiento de estas capas en **sinclinatorium**. Pero al estado actual de nuestros conocimientos no solo no sería posible siquiera suponer las causas que determinaron este plegamiento, sino que tampoco podemos decidir si las amplias ondas del **sinclinatorium** de Rovereto responden a causas fisiográficas o tectónicas. Rovereto supone que el hundimiento y el arrugamiento orogénico de esta antigua pampa ha de correlacionarse con la orogénesis andina. Pero, excluyendo la edad cretácea de estas arcillas continentales que atribuimos al oligoceno, no es posible tal correlación puesto que en este momento los movimientos de la primera fase andina ya habían terminado y aquellos de la segunda fase (post-miocena) no habían empezado aún; a menos que admitamos que entre las dos fases hubiesen continuado algunos movimientos, capaces todavía de influir en la morfología de la pampa.

Más probable talvez es la suposición de Keidel que correlaciona el hundimiento de los melafiros al oeste del Río Paraná con la renovación, durante el terciario, de los antiguos movimientos en las sierras de Buenos Aires: el hundimiento y el leve plegamiento de las capas de superpuestas a los melafiros podría responder al mismo orden de fenómenos.

La formación de un geanticlinal mediano en el fondo de la cuenca, como aparece en los perfiles de Rovereto, sería fácilmente explicable si la cuenca misma hubiese presentado la condición de geosinclinal. En cambio hemos visto ya que el material que la rellena está constituido por una serie de capas de origen subaéreo o a lo sumo por una alternación de formaciones continentales y neríticas epicontinentales. Pero no se puede excluir completamente esta posibilidad admitiendo que más al norte, donde la misma cuenca alcanzara mayores profundidades (cuenca chaquense), persistieran, desde tiempos más antiguos, condiciones batiales (**golfo o mar chaquense** de Bonarelli).

En la cuenca pampeana, propiamente dicha, solamente durante el mioceno encontramos, y en forma transitoria, las condiciones de geosinclinal. En efecto el "mar paranaense", cuya entrada fué determinada o por lo menos favorecida por la formación del **sinclinatorium** de Rovereto o por una notable aceleración en el movimiento de descenso del fondo de la cuenca, con sus espesos depósitos arcillosos, homogéneos, constantemente de tipo batial, (e) parece ocupar una depresión, relativamente angosta de este a oeste y con su mayor eje de sur a norte, asiento de un intenso proceso sedimentario.

Dadas estas condiciones, la eliminación del mar paranaense, más bien que a un amplio movimiento regresivo, podría ser el resultado del encañamiento de la cuenca, como ya supuso Burmeister, debido a una disminución de la intensidad del hundimiento, en relación con el gran espesor de los sedimentos depositados durante el mismo período.

Pero un movimiento epeirogenético negativo (levantamiento), ya indicado por Rovereto, no se puede excluir completamente, sobre todo al final del mioceno, cuando se formaron los bancos cuspidales de facies nerítica, arenosos y conchíferos, de las perforaciones de Paquita, Altos de Chipjón, San Francisco, etc., y los bancos de **Crassatellites** y **Ostrea parassitica** Gm. en la base de las barrancas paranenses de Entre Ríos. En efecto, no solo constatamos que la superficie del paranaense está algo dislocada por la formación de fallas y pequeños pliegues de carácter regional, sino también que su superficie está cortada por una extensa **penéplaine** surcada posteriormente por los cauces de los ríos mesopotámicos.

Ya correlacionamos este amplio movimiento epeirogenético con los movimientos de la segunda fase de la orogénesis andina, relacionándolo con aconteci-

mientos análogos que afectaron las formaciones sinerónicas de Patagonia. Estos últimos, siguiendo los claros conceptos de Windhausen, consistieron en movimientos ascensionales suaves, que originaron el regreso del mar patagónico de Ameghino (cuya transgresión, consecutiva a los fenómenos tectónicos postpyroterienses, ha de considerarse como fenómeno análogo y sinerónico a la entrada del mar paranaense en el norte) seguidos por un período de régimen continental (**santacrucense**) y la fase de erosión y denudación post-patagónica.

Hemos llegado en este momento al límite mio-plioceno, cuando, a consecuencia de la segunda fase del del gran diastrofismo andino, en el continente sud-americano se efectúan profundos cambios paleo-gráficos. Estos cambios que afectaron sobre todo el territorio de la actual Argentina, el que desde épocas remotas había representado sin duda la región más inestable de Sud-América, consistieron especialmente en los fenómenos siguientes:

1.º — epeirogénesis de la cuenca pampeano-chaqueña y eliminación del mar paranaense;

2.º — movimientos ascensionales en la Patagonia, y consecutiva desaparición de las depresiones por las cuales se insinuaban las intrusiones epicontinentales de origen atlántico;

3.º — segmentación de la zona plegada de las sierras circumpampeanas y de la barrera medio atlántica, que, como restos terciarios del Archhelénis de v. Ihering, separaba todavía las cuencas atlánticas, norte y sur, y establecía una evidente conexión estructural y tectónica entre las sierras de Buenos Aires y de Sud-Africa;

4.º — consecutivos movimientos epeirogénicos en esta zona segmentada que determinaron, o acentuaron, por un lado fenómenos surreccionales en las sierras circumpampeanas y por el otro el definitivo desmembramiento del Archhelénis, la caída de esta barrera medio-atlántica y la formación del Atlántico central.

Como consecuencia de estos grandiosos fenómenos, correlacionados, al sur con la definitiva incorporación de la Patagonia al continente sud-americano y, al norte con la emersión del puente interamericano (istmo de Panamá), nuestro continente adquirió condiciones morfológicas muy próximas a las actuales y tan solo levemente modificadas por los acontecimientos posteriores.

La cuenca pampeana que hasta este momento había presentado la condición de depresión cerrada o con escaso desagüe hacia el norte en conexión con la cuenca chaqueña, que se prolongaba entre el borde occidental del escudo brasileño y las precordilleras bolivianas, se transformó en una amplia llanura, surcada por los ríos mesopotamienses con drenaje de oeste hacia este, hacia el Océano Atlántico central, de reciente formación.

La estructura geológica de las barrancas entrerrianas, en comparación con la misma estructura de la Pampa, puesta de relieve por las perforaciones, demuestra que durante el consecutivo plioceno la llanura pampeana sufrió una serie de oscilaciones basculares, que rítmicamente, levantaron la región especialmente a lo largo de los relieves de sus bordes occidentales y meridionales y la hundió mayormente sobre los bordes septentrionales y orientales, determinando una serie de intrusiones de origen atlántico, cuyos depósitos se intercalaron a los sedimentos sub-aéreos que se iban depositando durante las fases negativas del movimiento. Evidentemente, como es lógico suponer y como es confirmado por el estudio de las perforaciones sobre el borde atlántico de la Argentina, las intrusiones marinas, durante las fases positivas, entraron por el actual estuario del Río de La Plata, donde el movimiento de descenso adquirió su mayor valor e intensidad.

Así mientras al pié de las sierras a los depósitos eólicos de los estratos calchaqueños superiores, se iban intercalando espesos conos de deyección en relación con periódicos rejuvenecimientos erosivos y mientras en la región pampeana persistía ininterrumpidamente un régimen continental (formaciones g.-h), sobre el borde atlántico las intrusiones marinas que remontaron los valles, especialmente en conexión directa con la depresión del estuario plateuse, intercalaron el **entrerriense**, entre los depósitos fluviales del **mesopotamiense** y del **rionegrense** continental, y el **rionegrense** marino entre el **rionegrense** fluvial y el complejo lacustre y subdesértico (arcillas verdes yesíferas y areniscas cuarzosas incoherentes) del **araucanense**.

Movimientos análogos se efectuaron en la Patagonia septentrional donde entre formaciones terrestres se intercalaron los sedimentos marinos del **entrerriense** de Puerto Pirámides y del golfo de San Matías y del **rionegrense** de la boca del Río Negro. La identidad entre las formas marinas de estas últimas formaciones de Patagonia y de Entre Ríos, coordinada con la diversidad de tipo entre la fauna de los moluscos paranenses y patagónicos, nos proporciona un elemento de suma importancia para confirmar la edad del Atlántico central y fijar definitivamente la caída de la barrera medio atlántica (Archhelenis) y la consecutiva mezcla de las faunas marinas de tipo sud y norte-atlántico, entre el **paranaense** y el **entrerriense**, esto es en el límite mio-plioceno, en relación con la segunda fase de la orogénesis andina.

La tercera fase de este grandioso diastrofismo, que según Windhausen y Groeber, coincidió con el límite plio-pleistoceno, estableciendo un límite tectónico entre el araucano y el pampeano, no modificó profundamente las condiciones fisiográficas de la Pampa; sin embargo durante este momento y durante el subsiguiente cuaternario se verificaron acontecimientos, en la llanura y en su periferia, que revisten una extraordinaria importancia para correlacionar las distintas fases de la sedimentación pampeana con los diversos ciclos climatéricos y tectónicos que interesaron la superficie de nuestro planeta durante esta fase crítica que precedió inmediatamente el actual período de la historia geológica.

Una consecuencia inmediata de la tercera fase andina fué sin duda aquel incremento surreccional, tal vez de carácter complementario, en las zonas de sobre-elevación del anfiteatro circumpampeano, que inclinó fuertemente el araucano de las estribaciones serranas. Según las observaciones de Rovereto el araucano, en marcada discordancia con las capas pampeanas, se levantaba a no menos de 500 metros de su primitivo nivel en las serie de colinas que bordea la Pampa en las provincias de Mendoza, Tucumán y Salta. Según observaciones personales, las arcillas rojas del araucano de las regiones de pié de monte de las sierras de Córdoba y de Buenos Aires, fueron levantadas también a cierta altura y consecutivamente surcadas por un nuevo ciclo de erosión rejuvenecida.

Sobre el borde noreste se estableció en forma definitiva la gran falla entrerriana que determinó y fijó el curso actual del Río Paraná.

La formación de esta paraclasa estableció además una neta separación entre las regiones mesopotámica y pampeana. La Mesopotamia argentina que hasta entonces, desde el punto de vista geológico, había formado parte integral de la cuenca pampeana, desde este momento queda separada de la Pampa propiamente dicha siguiendo una tectónica propia. Y mientras paulatinamente se levanta, formando el labio levantado de la falla del Río Paraná, la Pampa se hunde progresivamente y a través de fases sucesivas, en relación con los ciclos climatéricos del cuaternario.

Pero el hundimiento de la cuenca pampeana, que en cierto modo había vuelto a sus condiciones primitivas, no fué continuo, sino fué el resultado definitivo de una serie de oscilaciones, con fases positivas y negativas alternadas, con evidente predominio en el valor de las primeras. Estas oscilaciones, de amplitud progresivamente decreciente, durante las fases positivas y sobre el borde atlántico, determinaron pequeñas intrusiones marinas (**ensenadense** o **interensenadense**, según Ameghi-

no, **belgranense**, y **querandinense**) contemporáneas a la intensa acumulación eólica de los diversos elementos de la serie loésica pampeana (**ensenadense**, **belgranense** y **bonaerense**). En cambio durante las fases negativas determinaron una serie de cortos ciclos erosivos, progresivamente menos prolongados y menos distanciados, cuyos sedimentos (**preensenadense**, **prebelgranense**, y **prebonaerense** o **lujanense**) se superponen en serie en el valle de los mayores ríos y arroyos de la Pampa actual y lateralmente se alternan con los sedimentos eólicos.

El progresivo hundimiento de la Pampa, que determinó la superposición de los mantos aluviales que acabamos de mencionar, está correlacionado con movimientos análogos en las sierras circumpampeanas. En efecto ya Keidel, en las sierras de Buenos Aires, y Rimann, en las sierras de Córdoba, señalaron una serie de movimientos cuaternarios que, junto con los movimientos análogos del terciario, determinaron "el despedazamiento y hundimiento en escalones de las rocas del zócalo, así como de los estrados de cubierta" (Rimann).

Pero nuestras observaciones en la región del pie de monte de estas sierras nos ha llevado a la convicción de que estos movimientos, contrariamente a lo que observamos para la Pampa, consistieron en oscilaciones verticales con fases negativas predominantes, determinando en los valles de la planicie de pie de monte el escalonamiento, de terrazas aluviales, en partes incididas en las arcillas coloradas del araucano (cuenca de Córdoba), cuyos mantos correlacionamos con los sedimentos tuviales, lacustres, palustres o pluviales del **pre-ensenadense**, del **prebelgranense** y del **prebonaerense**, es decir con los depósitos de las fases pluviales, que, intercalándose, a las correspondientes fases secas de acumulación loésica (eólica), representan los equivalentes cronológicos y estratigráficos de las fases del glaciario europeo.

Estas oscilaciones, cada vez menos sensibles, continuaron durante los tiempos olocenos (post-pampeanos) y continúan aún, puesto que, como es sabido, y como también recientemente nos ha demostrado Kantor sobre las costas argentinas el mar se encuentra ahora en un período de regresión. Por estos datos y considerando que en toda la llanura pampeana actualmente predomina la erosión, podemos deducir que la cuenca pampeana sigue oscilando, encontrándose en lo presente en una fase de lento, pero progresivo movimiento ascensional.

