

**CONGLOMERADOS, TRANSGRESIONES, REGRESIONES, HIATOS Y  
FACIES EN RELACION CON SOLEVANTAMIENTOS TECTONICOS**

POR  
**H. C. RAASVELDT**

---

INFORME No. 1067

---

SERVICIO GEOLOGICO NACIONAL  
BOGOTA, 1961

55397

## CONTENIDO:

ABSTRACT	37
RESUMEN	37
INTRODUCCIÓN ... ..	39
1. La discordancia angular y los conglomerados in situ ...	41
2. Orogenia y conglomerados de transporte ...	42
3. Propósito ... ..	42
4. Hundimiento general ...	43
5. Solevantamiento local ...	44
6. La situación en el punto axial	44
7. Situación para los demás puntos de la sección	53
8. Análisis de las consecuencias ... ..	59
9. Ritmicidad ... ..	63
10. Correlación estratigráfica por períodos tectónicos	66
11. Algunas relaciones con la paleontología ... ..	69
12. Variaciones del área de un solevantamiento local	72
ADDENDA	73
GLOSARIO	74

## ABSTRACT

The phenomena mentioned in the title of this paper are connected with each other by physical occurrences, which are likely to happen in nature. To promote a realistic approach to the discussed phenomena, the process in time of the involved physical happenings are developed mathematically. The mathematical assumptions and deductions, however, are only illustrative; they are just intended to give us some foothold and do not pretend to cover the broad field of all possibilities. The author felt that in this way a sharper analysis could be reached and a clearer thinking would be stimulated, as geologic events are after all nothing but a succession of physical occurrences in space and time, which form the setting for processes of life adapting itself to the surroundings as it develops.

Moreover this study was restricted to marine environment or large fresh water basins. The possibilities and shortcomings of lithologic correlation are discussed as also the relations of lithologic boundaries to isochronical planes. Some peculiarities of reworked fossils and possible relations of faune to structural upheavals are briefly sketched. Where the existing geologic terminology was considered to fall short in describing various situations adequately, several terms are proposed, which are united and defined separately in a glossary.

## RESUMEN

Los fenómenos a que se refiere el título de este estudio están interconectados mediante acontecimientos físicos de probable ocurrencia en la naturaleza. Para promover un acercamiento realista a los fenómenos que se discuten, el desenvolvimiento de los procesos físicos en el tiempo se elabora matemáticamente. Sin embargo, las suposiciones y deducciones matemáticas sólo tienen una función ilustrativa; ellas sólo deben guiar el pensamiento y no pretenden cubrir el amplio campo de todas las posibilidades. El autor tiene la impresión de que con esta base se podrá lograr un análisis más agudo y estimular así la formación de conceptos más claros, porque los eventos geológicos no son en su esencia sino procesos físicos que se suceden en el espacio y en el tiempo, formando el marco para los seres vivientes los cuales se adaptan a su ambiente a medida que van evolucionando.

Por otra parte, este estudio se restringe al medio marino y al de cuencas grandes de agua dulce. Se discuten las posibilidades y defectos de la correlación litológica como también las relaciones entre los límites litológicos y los planos isócronos. Brevemente se esbozan algunas peculiaridades de los fósiles redepositados y las posibles relaciones entre las faunas y los sollevamientos estructurales. Donde encontramos deficiente la terminología geológica actual para la descripción adecuada de varias situaciones, proponemos algunos términos que aparecen reunidos y definidos en el Glosario.

## INTRODUCCION

*En el desarrollo de las ciencias naturales se pueden anotar dos aspectos: el primer aspecto está caracterizado por actividad descriptiva, que comprende la colección, descripción y clasificación de los fenómenos que se estudian. En el segundo aspecto se trata de analizar los hechos según su contenido lógico, se trata de establecer relaciones causales entre ellos, para sintetizar luego bajo un punto de vista general todos los fenómenos que a primera vista no tenían relación entre sí. Esta síntesis teórica, que se presenta generalmente bajo la forma de hipótesis, estimula a hacer observaciones adicionales más precisas, porque los fenómenos ya no se observan aisladamente, sino que ahora están en relación con el otro, unidos por una idea general.*

*Estas observaciones posteriores al desarrollo de la teoría, traen nuevos hechos que a su vez, tarde o temprano, causan la modificación de la hipótesis primitiva, que nunca puede ser perfecta, pero que sigue desarrollándose y profundizándose en la continua y fecunda alternación de estos dos aspectos.*

*En vastas regiones del territorio colombiano encontramos conglomerados y surgen los problemas de las discordancias, hiatos, facies, etc. La "ofensiva" geológica que el Instituto Geológico Nacional está desarrollando en Cundinamarca, Tolima, Valle y en el Bajo Magdalena exigen forzosamente que los geólogos de este Instituto vengan a términos con estas ideas. Esto es necesario tanto del punto de vista científico —porque el concepto geológico y paleogeográfico de un área no puede ser satisfactorio sin ideas claras sostenidas por observaciones apropiadas—, como desde el punto de vista de la geología económica.*

*En la estratigrafía de Bolívar y Atlántico, por ejemplo, nos quedaría siempre un enigma, si no comenzamos su estudio en una forma sistemática y con un criterio suficientemente crítico.*

*En el presente escrito se analizan los fenómenos, mencionados en el título, para luego sintetizarlos y así contribuir al mejor entendimiento y a una mayor claridad.*

## 1. — *La discordancia angular y los conglomerados in situ*

Los sedimentos plegados en un orón, denudados por la erosión y luego recubiertos por una formación transgresiva, muestran la siguiente situación (ver: Sección, fig. 1):

*B* son los sedimentos plegados por la orogenia.

*T* es el plano de transgresión.

*A* es el complejo de sedimentos transgresivos a cuya base encontramos el conglomerado *C*.

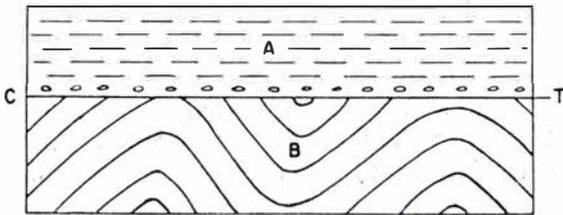


Fig. 1

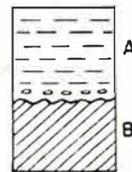


Fig. 2

Podemos notar las siguientes peculiaridades:

El conglomerado se compone de fragmentos hechos de las rocas que se encuentran debajo del plano *T*, fragmentos estos que prácticamente no sufrieron transporte. Ellos fueron creados por las ondas del mar (abrasión) que los dejó *in situ*. Pueden ser de tamaño apreciable y aunque consisten del mismo material del que se compone la formación *B*, pertenecen en edad a la serie *A*. Según la escala cronológica hay una discontinuidad (en tiempo) entre *A* y *B* por el plano *T*, que corresponde a un hiato, es decir que el tiempo que duró el plegamiento y la denudación no está representado en la sección o en la columna estratigráfica por sedimentos. Se indica el hiato en la columna estratigráfica con una línea ondulada (fig. 2).

El conglomerado se puede designar como *conglomerado transgresivo* o *conglomerado in situ*.

## 2. — *Orogenia y conglomerados de transporte*

En el caso arriba citado pudimos anotar que existía un hiato debajo del conglomerado, que en este caso indicaba una discontinuidad en la sedimentación. Este principio se generaliza a veces (erróneamente) aplicándolo a todos los conglomerados de una sección, conglomerados que por su naturaleza sí indican un movimiento orogénico, pero que no tienen necesariamente un hiato en su base.

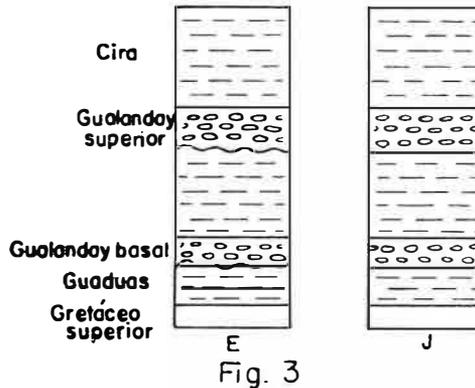


Fig. 3

Los geólogos que son partidarios de hiatos debajo de los conglomerados, suponen por ejemplo una sedimentación discontinua abajo de los horizontes conglomeráticos del Gualanday o del Cacho o del Usme inferior (fig. 3 E).

Considero esta interpretación completamente errónea, y a mi parecer no existen hiatos en la sección ordinaria desde la Cira hasta el Guaduas o el Cretáceo Superior.

Es obvio que en este caso los componentes de los conglomerados no provienen de las arcillas o arcillas arenosas que yacen inmediatamente debajo, sino que fueron transportados de regiones más lejanas. Se trata entonces —en contraste de los conglomerados previamente nombrados en Capítulo 1— de *conglomerados transportados* (o sea *de transporte*), cuya formación se estudia en el presente escrito. Veremos que se trata en el caso normal de una deposición continua sin alguna interrupción, y que si los hiatos están presentes se encuentran más alto en la sección. Los fenómenos de la naturaleza son complejos y los conceptos muy simplificados de que se está sirviendo la geología son inadecuados para describir el caso concreto. Por esto hemos desarrollado una terminología más precisa.

## 3. — *Propósito*

Analizaremos en seguida el fenómeno de solevantamiento de una área restringida y buscaremos las relaciones de los diferentes fenómenos indicados. Para dar una dirección más concreta al pensamiento trataremos

de acercarnos matemáticamente al problema, aunque la geología generalmente no se presta a esto. El desarrollo matemático, por otra parte, no necesita ser riguroso sino ilustrativo, y cuando las expresiones matemáticas amenazan ponerse inmanejables recurriremos a soluciones gráficas y aproximadas. Como puntos de partida matemáticos debemos buscar bases simplificadas e idealizadas que sin embargo sean bien aceptables para el geólogo. Averiguaremos a qué conclusiones nos lleva este método matemático basado en simples suposiciones, para luego, cuando ya tengamos noción básica del fenómeno, introducir ciertas variaciones y determinar las consecuencias a que éstas nos llevan.

#### 4. — *Hundimiento general*

Tomamos como ejemplo una región en donde fueron depositados sedimentos que alcanzan a varios kilómetros de espesor y que, sin embargo, se formaron en un mar poco profundo. Es obvio que el fondo del mar se iba bajando mientras que se depositaban los sedimentos.

Suponemos en el ejemplo teórico que el fondo del mar se encuentra a una profundidad de 100 metros en el cual está depositándose un material arcilloso traído desde lejos. Suponemos que se depositan por unidad de tiempo unos 50 metros de arcilla y que el fondo del mar baja en la misma medida, manteniendo la profundidad de 100 metros.

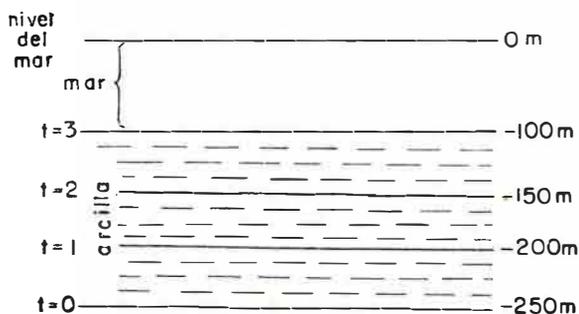


Fig. 4

Por estas suposiciones la situación después de 3 unidades de tiempo será la indicada en la fig. 4: los sedimentos que se encontraron en el tiempo  $t = 0$  a cien metros de profundidad se encuentran ahora en la posición  $t = 0$  de la fig. 4, es decir 250 m de profundidad y se depositaron a 150 m de arcilla.

### 5.— *Solevantamiento local*

Suponemos ahora que dentro de una cierta área del mar hay un movimiento adicional hacia arriba, por lo tanto contrario al hundimiento regional. Siendo el solevantamiento sólo local, debe haber un máximo de movimiento positivo más o menos en el centro y debe morir este levantamiento gradualmente hacia los lados. Para facilitarnos el razonamiento suponemos que el levantamiento es simétrico a ambos lados de un plano vertical que pasa por la mitad de la zona que sube; este plano está representado en una sección vertical por un eje de simetría. En un punto por donde pasa el eje de simetría hay entonces un máximo de movimiento positivo y este punto lo denominamos, para fácil referencia: *punto central* o *punto axial*. Concentremos antes nuestra atención en el punto central para luego tomar en consideración los otros puntos de la sección en donde hay movimiento hacia arriba.

### 6.— *La situación en el punto axial*

Suponemos que el solevantamiento empieza en el tiempo  $t = 0$ , desde cero metros por unidad de tiempo y que crece gradualmente hasta superar el hundimiento general. El movimiento positivo tendrá un cierto máximo y disminuye después en el curso del tiempo hasta cero. Este concepto está completamente de acuerdo con los fenómenos de la naturaleza, porque es inconcebible que el movimiento empiece de repente y bruscamente sin alguna transición de un estado a otro. Suponemos que la velocidad del movimiento positivo se desarrolla según una curva sinusoidal.

Si dividimos el estudio del fenómeno en ocho fases podemos escoger la siguiente fórmula para la velocidad ( $v$ ):

$$v = a \cdot \cos \left( \pi + \frac{2\pi}{8} t \right) + a \quad 1a$$

La elevación  $E$  que obtiene el punto es:

$$E = \int v \cdot dt = \frac{8}{2\pi} a \cdot \sin \left( \pi + \frac{2\pi}{8} t \right) + \frac{8}{2\pi} a \cdot \frac{2\pi}{8} t \quad 2a$$

Escogiendo arbitrariamente  $\frac{8}{2\pi} a = 150$  metros o  $a = 117,8$  m, podemos definir la velocidad del movimiento positivo y la elevación que el punto axial obtiene con este movimiento de la siguiente manera:

$$v = 117,8 \cos \left( \pi + \frac{2\pi}{8} t \right) + 117,8 \quad 1b$$

$$E = 150 \sin \left( \pi + \frac{2\pi}{8} t \right) + 150 \cdot \frac{2\pi}{8} t \quad 2b$$

A base de las fórmulas 1b) y 2b) se pueden determinar la velocidad del solevantamiento "v" y la elevación E del punto axial a causa de este levantamiento para cada fase del proceso desde t = 0 hasta t = 8, substituyendo el valor apropiado de t en estas fórmulas. Hemos indicado estos valores para v gráficamente en la fig. 5 (curva v), en la cual las velocidades en metros por unidad de tiempo se encuentran en el eje vertical mientras el eje horizontal representa el tiempo. Anotamos que la velocidad del levantamiento es cero en el tiempo t = 0 y que crece gradualmente

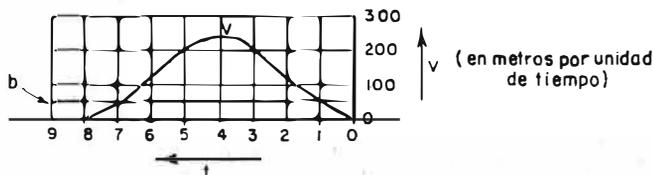


Fig. 5

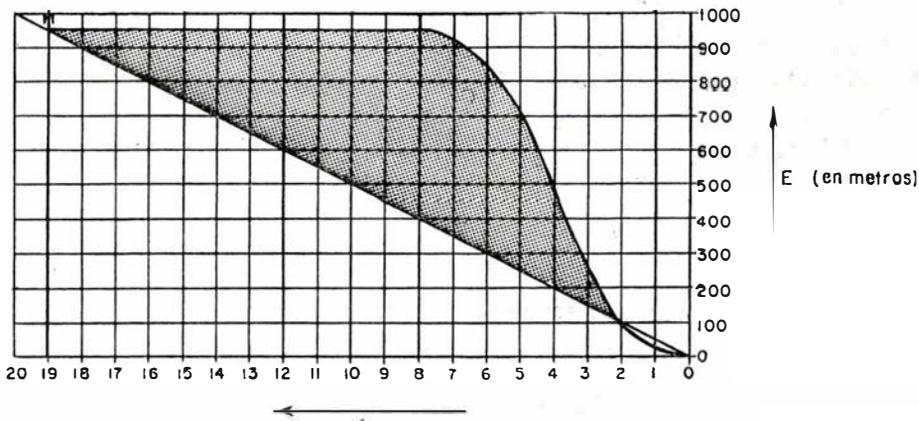


Fig. 6

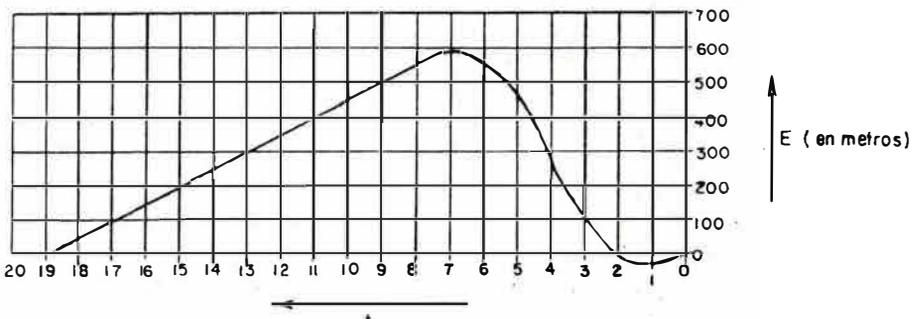


Fig. 7

para alcanzar un máximo de 235 metros por unidades de tiempo cuando  $t = 4$ ; luego la velocidad disminuye gradualmente y vuelve a ser cero, cuando  $t = 8$ . El hundimiento, que es constantemente 50 m por unidad de tiempo, se indica en el gráfico por una recta  $b$  paralelamente al eje de tiempo a una distancia de 50 m. Para  $t = 1,2$  y  $t = 6,8$ , donde se interceptan la curva  $v$  y la recta  $b$ , constatamos que la velocidad de subida es igual a la velocidad de hundimiento, o sea 50 m.

La elevación causada por el movimiento positivo está indicada en la fig. 6 por la línea O-B-M, en cuya figura encontramos la subida en metros a lo largo del eje vertical y el tiempo a lo largo del eje horizontal. Podemos anotar que el solevantamiento crece desde 0 m, cuando  $t = 0$ , gradualmente hasta  $t = 2$  aproximadamente; después el aumento es bastante rápido hasta  $t = 6$  (curva bastante inclinada) y luego aumenta más despacio para alcanzar una altura máxima de 942 m para  $t = 8$ . A esta altura se quedaría el punto axial indefinidamente (representado en la fig. 6 por la recta M-H) si no existiere el hundimiento regional. Este, que causa que el punto baje 50 m cuando  $t = 1$ , 100 m cuando  $t = 2$ , etc., está indicado en la figura por la recta O-H. En este punto H, un poco antes de  $t = 19$ , se ha anulado el efecto del solevantamiento local por el hundimiento regional. De la elevación que obtiene el punto por el movimiento positivo se debe entonces sustraer el efecto causado por el hundimiento, es decir de las ordenadas de la curva O-B-M-H se sustraen las ordenadas de la recta O-H.

Si llamamos  $E'$  la elevación total que obtiene el punto por la combinación de estos dos movimientos, entonces

$$E' = E - 50 \cdot t$$

siendo ya definido  $E$  por la ecuación 2b), o sea:

$$E' = 150 \cdot \text{sen} \left( \pi + \frac{2\pi}{8} t \right) + 67,8 t \quad 3)$$

El resultado de esta sustracción es el área punteada de la fig. 6, representada separadamente en la fig. 7. Leemos de la figura que en principio, cuando la velocidad del solevantamiento es todavía muy pequeña, predomina el hundimiento, por lo cual el punto axial ha bajado de un valor máximo de 40 m en  $t = 1,2$ ; luego prevalece la subida y el punto axial sube para alcanzar su altura original en  $t = 2,1$ ; la velocidad del movimiento positivo ha crecido ahora considerablemente y sube el punto axial hasta 582,6 m sobre su posición original; desde este momento, en que  $t = 6,8$  ha disminuído la velocidad de la subida local de tal manera que empieza de nuevo a predominar el hundimiento regional, por lo cual el punto empieza bajándose, antes muy lentamente, después más rápidamente, para bajar luego en el mismo ritmo del hundimiento regional después de  $t = 8$ , representado en la figura por la recta, y el punto ocupará de nuevo su posición original después de  $t = 18,8$ .

Con esto hemos analizado el movimiento relativo del punto axial, pero debemos recordar que este punto se encuentra originalmente (cuando  $t = 0$ ) sobre el fondo del mar a  $-100$  m, que después de un cierto

tiempo se eleva sobre el mar y que desde este momento empieza a actuar la erosión. Antes de todo, averiguamos lo que sucede principalmente antes de que llegue el punto al nivel del mar, para luego investigar los efectos de la erosión.

*Situación del punto cuando está debajo del mar hasta que llegue a la superficie del agua.* Debajo del agua sucede aparentemente lo siguiente:

1. Hay la bajada regional de 50 m por unidad de tiempo.
2. Hay el solevantamiento local definido ya anteriormente (E de ecuación 2b).
3. Hay levantamiento por la sedimentación de la arcilla, que también es de 50 m fuera de la zona donde hay solevantamiento local. Estos 50 m de arcillas depositadas aplica solamente por el fondo del mar que se encuentra a  $-100$  m, pero cuando el fondo se sube y llega casi a la superficie debe depositarse naturalmente mucho menos de 50 m de arcilla. Suponemos que la sedimentación disminuye proporcionalmente con la distancia entre el fondo y la superficie del mar, que entonces se depositan solamente 25 m cuando el punto axial se encuentra a  $-50$  m y 0 m cuando éste ha llegado a la superficie del agua.

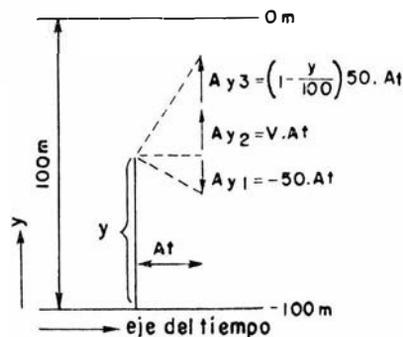


Fig. 8

Durante el pequeño tiempo  $dt$  la bajada regional es  $50.dt$ , la subida local es  $v.dt$ . La deposición se puede determinar de la siguiente manera:

Suponemos que el punto se encuentra a una distancia de  $y$  metros sobre el fondo del mar, o sea  $100-y$  metros de la superficie. Se va entonces a depositar  $\frac{100-y}{100} \cdot 50$  m de sedimento por unidad de tiempo, es decir  $50 \left(1 - \frac{y}{100}\right) \cdot dt$  metros durante el tiempo  $dt$ . Durante este tiempo se

sube, pues, el punto axial por:

$$dy = -50dt + v \cdot dt + 50 \left(1 - \frac{y}{100}\right) \cdot dt = v \cdot dt - \frac{1}{2}y \cdot dt, \text{ dividiendo por}$$

$$dt \text{ y escribiendo } y' \text{ por } \frac{dy}{dt}: y' - v + \frac{1}{2}y = 0.$$

Esta es una ecuación diferencial, lineal en  $y$  y  $y'$ , cuya solución es conocida.

$$y = e^{-\int P \cdot dt} \int e^{\int P \cdot dt} Q \cdot dt + K \cdot e^{\int P \cdot dt},$$

siendo en este caso  $P = \frac{1}{2}$ ,  $Q = v$  tenemos entonces, substituyendo por "v" la ecuación de 1b):

$$y = e^{-\frac{1}{2}t} \int e^{\frac{1}{2}t} [117,8 \cos \left(\pi + \frac{2\pi}{8 \cdot t}\right) + 117,8] \cdot dt + K \cdot e^{-\frac{1}{2}t}$$

en el cual  $K$  es una constante para determinar. Elaborado obtenemos:

$$y = 235,6 + K e^{-\frac{1}{2}t} + 117,8 J \quad 4a)$$

$$\text{siendo } J = \int e^{-\frac{1}{2}t} \int e^{-\frac{1}{2}t} \cos \left(\pi + \frac{2\pi}{8}t\right) \cdot dt \quad 4b)$$

Para determinar  $J$  transformamos el integral según  $\int u \cdot dv = uv - \int v \cdot du$  en el cual

$$u = \cos \left(\pi + \frac{2\pi}{8}t\right), \quad y \quad dv = e^{\frac{1}{2}t} \cdot dt \quad \text{o:}$$

$$v = \int e^{\frac{1}{2}t} \cdot dt = 2e^{\frac{1}{2}t}$$

entonces:

$$J = 2 \cos \left(\pi + \frac{2\pi}{8}t\right) + \frac{1}{2}\pi \cdot e^{-\frac{1}{2}t} \int e^{\frac{1}{2}t} \sin \left(\pi + \frac{2\pi}{8}t\right) \cdot dt$$

La forma bajo el integral la transformamos de nuevo según el mismo principio arriba ya aplicado, siendo ahora

$$u = \sin \left(\pi + \frac{2\pi}{8}t\right) \quad y \quad v = \int e^{\frac{1}{2}t} \cdot dt = 2e^{\frac{1}{2}t};$$

$$J = 2 \cos \left(\pi + \frac{2\pi}{8}t\right) + \pi \cdot \sin \left(\pi + \frac{2\pi}{8}t\right) -$$

$$- \left(\frac{\pi}{2}\right)^2 \cdot e^{-\frac{1}{2}t} \cdot \cos \left(\pi + \frac{2\pi}{8}t\right) \cdot dt$$

Comparando el último término con la ecuación 4b) podemos escribir :

$$J = 2\cos\left(\pi + \frac{2\pi}{8}t\right) + \pi \cdot \text{sen}\left(\pi + \frac{2\pi}{8}t\right) - \left(\frac{\pi}{2}\right)^2 \cdot J$$

de la cual podemos determinar J :

$$J = \frac{8\cos\left(\pi + \frac{2\pi}{8}t\right) + 4\pi \cdot \text{sen}\left(\pi + \frac{2\pi}{8}t\right)}{\pi^2 + 4} \quad 4c)$$

Introduciendo un valor de  $y = -100$  y de  $t = 0$ , en 4a) y 4c), se determina la constante K en  $-166,6$ .

Dando un valor de 100 a "y", determinamos que  $t = 2,35$  con las ecuaciones 4a) y 4c). Además podemos introducir valores de  $t = 1$  y de  $t = 2$  en las mismas, y hallamos que  $y = 10,8$  m e  $y = 68,3$  m respectivamente. Estos valores para "y" se refieren al nivel  $-100$  m y son  $-89,2$  m y  $31,7$  m con referencia al nivel del mar.

Hemos encontrado que el fondo en el punto axial que está a  $-100$  m cuando  $t = 0$ , se encuentra a  $-89,2$  m cuando  $t = 1$ , y a  $-31,7$  m cuando  $t = 2$  llegando al nivel del mar cuando  $t = 2,35$ . Estos valores están puestos en el gráfico de la fig. 9, en la parte que representa el movimiento del punto axial debajo del agua.

*La situación de la región axial cuando ésta se eleva sobre el nivel del mar. Apenas el fondo del mar se eleva sobre la superficie del agua suceden los siguientes fenómenos :*

1. Hundimiento general de 50 m por unidad de tiempo.
2. Solevantamiento local según 1b).
3. Erosión del material que sobresale del nivel del mar.

Es obvio que la erosión es más fuerte cuando la topografía es alta, y suponemos que es directamente proporcional a la altura del punto sobre el nivel del mar.

Supongamos que la altura del orón en el tiempo  $t$  sea  $y$  m sobre el nivel del mar en el punto axial. Fijemos ahora el crecimiento del  $y$  durante el tiempo infinitesimal de  $dt$ . Hay tres factores que causan un cambio en  $y$ , a saber :

1. Hundimiento de  $-50 dt$ .
2. Solevantamiento local de  $v \cdot dt$ .

3. Efecto de la erosión de:  $-ay \cdot dt$ , en la cual  $a$  es un coeficiente que determina la erosión. Con un valor grande aumenta la erosión y, por lo tanto, podemos designar  $a$  como *coeficiente de erosión*.

A base de esto podemos escribir:

$$dy = v \cdot dt - 50 \cdot dt - ay \cdot dt \text{ o diviendiendo por } dt:$$

$$y' + ay - (v - 50) = 0, \text{ que es la ecuación diferencial tipo}$$

$$y' + Py - Q = 0, \text{ en que } P = a, \text{ y: } Q = v - 50$$

$$y = e^{-at} \int e^{at} \cdot [117,8 \cos(\pi + \frac{2\pi}{8}t) + 117,8 - 50] \cdot dt + K \cdot e^{-at}$$

$$y = \frac{67,8}{a} + K \cdot e^{-at} + 117,8 J \quad 5a), \text{ siendo } J \text{ en este caso:}$$

$$J = e^{-at} \int e^{at} \cos(\pi + \frac{2\pi}{8}t) \cdot dt$$

Para determinar  $J$  procedemos de la misma manera que se utilizó anteriormente bajo 4b), sólo que aquí el exponente es algo diferente.

Encontramos:

$$J = \frac{16a \cdot \cos(\pi + \frac{2\pi}{8}t) + 4\pi \cdot \text{sen}(\pi \frac{2\pi}{8}t)}{16a^2 + \pi^2} \quad 5b)$$

Introduciendo 5b) en 5a) obtenemos:

$$y = \frac{67,8}{a} + K \cdot e^{-at} + \frac{1884,8}{2} \cos(\pi \frac{2\pi}{8}t) + \frac{1479,6}{16a^2 + 9,87} \text{sen}(\pi \frac{2\pi}{8}t) \quad 5c)$$

Definido el coeficiente de erosión se puede determinar la constante  $K$ , recordando que  $y = 0$ , cuando  $t = 2,35$ . Para los coeficientes de erosión  $a = 0,1$ ;  $a = 0,2$ ; y  $a = 0,9$  tenemos respectivamente:

$$y = 678 - 684,4 e^{-0,1t} + 18,8 \cos(\pi + \frac{2\pi}{8}t) + 147,6 \text{sen}(\pi + \frac{2\pi}{8}t) \quad 5d)$$

$$y = 339 - 341,0 e^{-0,2t} + 35,9 \cos(\pi + \frac{2\pi}{8}t) + 140,9 \text{sen}(\pi + \frac{2\pi}{8}t) \quad 5e)$$

$$y = 75,3 - 256,9 e^{-0,9t} + 74,3 \cos(\pi + \frac{2\pi}{8}t) + 64,8 \text{sen}(\pi + \frac{2\pi}{8}t) \quad 5f)$$

A base de las ecuaciones 5d), 5e) y 5f) hemos determinado la altura del terreno en el punto axial para los diferentes estudios entre  $t = 2,35$  y  $t = 8$ . Estas alturas están puestas en el gráfico para tres coeficientes de erosión (fig. 9).

El coeficiente de erosión nos dice si la erosión es fuerte (coeficiente alto, por ejemplo, 0,9) o débil (coeficiente bajo, por ejemplo, 0,1). En el primer caso la topografía de la región axial no alcanza valores tan altos (curva 0,9) como en el segundo caso (curva 0,1).

*Situación después de  $t = 8$ , cuando se ha terminado el solevantamiento local.* En esta fase debemos contar solamente con dos factores:

1. Hundimiento general.
2. Efecto de la erosión.

El aumento de la altura causado por este fenómeno es:

$$dy = -ay \cdot dt - 50 dt \quad \text{o dividiéndolo por } dt: \quad y' + ay + 50 = 0$$

Refiriéndonos a los casos anteriores, determinamos:

$$y = -\frac{50}{a} + K \cdot e^{-at} \tag{6a}$$

Para determinar la constante  $K$  debemos introducir en la ecuación 6a) los valores de  $y$ , que obtenemos de 5d) y 5e), cuando  $t = 8$ . Los coeficientes de erosión  $a = 0,1$  y  $a = 0,2$  dan las siguientes ecuaciones:

$$y = -500 + 1895 e^{-0,1t} \tag{6b}$$

$$y = -250 + 2399 e^{-0,2t} \tag{6c}$$

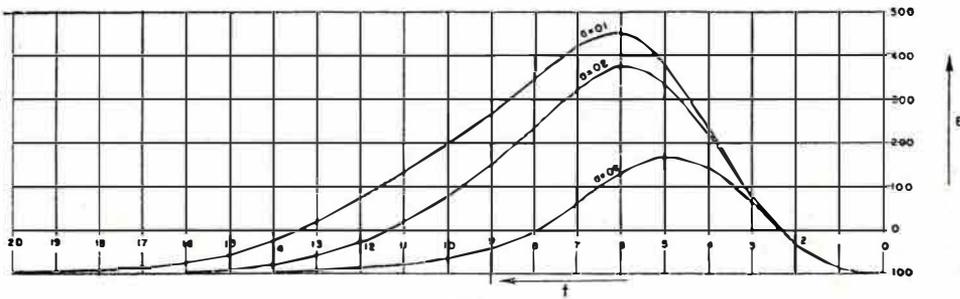


Fig. 9

La tercera ecuación para  $a = 0,9$  no necesitamos determinarla, porque la región axial ya ha llegado a la superficie del mar cuando  $t = 8$ , según 5f).

Con la ayuda de las ecuaciones 6b) y 6c) se puede determinar la situación desde  $t = 8$  en adelante, hasta que la región axial llega de nuevo a la superficie del mar, que es  $t = 13,3$  para la curva  $a = 0,1$  y  $t = 11,3$  para la curva  $a = 0,2$  (véase fig. 9).

*Situación cuando la región axial ha llegado de nuevo debajo del agua.*  
En este caso debemos contar con los siguientes fenómenos:

1. Hundimiento general.
2. Sedimentación por el aporte de material arcilloso.

Refiriéndonos al caso anteriormente tratado, se define el aumento de la altura  $y$  causado por los mencionados fenómenos durante el tiempo  $dt$ , de la siguiente manera:

$$dy = -50 \cdot dt + 50 \left(1 - \frac{y}{100}\right) \cdot dt$$

Elaborándolo y dividiendo por  $dt$ :

$$y' + \frac{1}{2}y = 0$$

Esta ecuación tiene como solución:

$$y = K \cdot e^{-\frac{1}{2}t} \quad 7a)$$

Para determinar la constante  $K$ , por ejemplo, para la curva  $a = 0,1$  introducimos  $t = 13,3$ ,  $y = 100$ ; para la curva  $a = 0,2$ :  $t = 11,3$ ,  $y = 100$  y para la última curva  $a = 0,9$  se pone  $t = 8$ ,  $y = 100$ .

Determinadas las constantes podemos definir las tres curvas con las siguientes ecuaciones:

$$a = 0,1 \quad y = 77290 e^{-\frac{1}{2}t} \quad 7b)$$

$$a = 0,2 \quad y = 28430 e^{-\frac{1}{2}t} \quad 7c)$$

$$a = 0,9 \quad y = 5461 e^{-\frac{1}{2}t} \quad 7e)$$

Con las ecuaciones 7b), 7c) y 7e) se puede ahora definir la situación de la región axial debajo del agua. Vemos de la ecuación general que  $y$  solamente se pone cero, cuando  $t$  es infinitamente grande, es decir, que las curvas que están representadas por la ecuación general y que definen la situación debajo del mar como están indicadas en la fig. 9 se aproximan asintóticamente a la línea  $-100$ . Aunque teóricamente la región axial no va a llegar nunca más a una profundidad de  $-100$  metros debajo de la superficie del mar, vemos que en práctica la alcanza ya bastante rápidamente: así resulta que la región axial para las curvas  $a = 0,1$  y  $a = 0,2$  ya llega a una profundidad de  $-96,5$  metros en los tiempos  $t = 20$  y  $t = 18$  respectivamente, y que para la curva  $a = 0,9$  llega a  $-98,2$  metros cuando  $t = 18$ , (fig. 9).

Resumiendo los hechos expresados en la fig. 9, podemos ver que en la región axial el fondo del mar originalmente a  $-100$  m, empieza a subir, al principio muy lentamente (siendo la curva casi horizontal), después más rápidamente (curva más inclinada) por el solevamiento local y deposición de material sobre el fondo; después de 2,35 unidades de tiempo se levanta sobre el nivel del mar y alcanza alturas más (cuando la erosión es moderada, curva  $a = 0,1$ ) o menos altas (cuando la erosión es fuerte, curva  $a = 0,9$ ), para luego bajarse gradualmente hasta el nivel del mar y luego más profundo a  $-100$  debajo de su nivel, situación que alcanza más rápidamente cuando la erosión es más fuerte.

De tal manera, queda bien definida la situación cerca de la región axial, y proseguimos a analizar el resto de la zona de solevamiento.

7.— *Situación para los demás puntos de la sección.*

Antes de todo necesitamos definir la distribución del solevamiento local sobre la sección. Siendo este movimiento positivo y restringido debe tener su fin en algún punto, por ejemplo, en el punto B de la fig. 10. El punto  $A_1$  representa el punto o región axial y  $A_1 - A_2$  la línea de simetría; vamos a tomar en consideración solamente la mitad a la derecha de esta línea, como lo indica la fig. 10. Si  $A_1 - A_2$  representa la velocidad del solevamiento en la región axial durante el tiempo  $t$ , suponemos que esta velocidad disminuye hacia B siguiendo una curva sinusoidal. La misma relación vale para la distribución de la elevación que obtienen los puntos por este movimiento positivo.

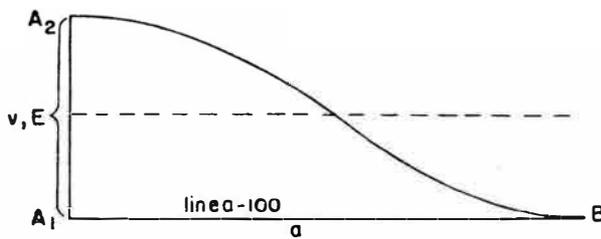


Fig. 10

Para la distribución de la velocidad podemos suponer:

$$v_s = \frac{1}{2} v \cdot \cos x + \frac{1}{2} v \tag{8a)}$$

en la cual ecuación "v" es la velocidad definida por 1b), o suponiendo que la distancia  $A_1B = 2000$  m, y que la distancia  $A_1C$  de un tercer punto C entre  $A_1$  y B, sea  $d$  metros, podemos definir de una vez:

$$v_s = \frac{1}{2} v \cdot \cos \frac{\pi \cdot d}{2000} + \frac{1}{2} v \tag{8b)}$$

De la misma manera se obtiene la elevación, que los varios puntos de la sección, van a ocupar por el solevamiento:

$$E_s = \frac{1}{2} E \cdot \cos \frac{\pi \cdot d}{2000} + \frac{1}{2} E \quad (8c)$$

E está definido por 2b).

Se necesita ahora analizar los fenómenos de erosión y sedimentación relacionados con el hundimiento general y solevamiento local sobre toda la sección. Es conveniente fraccionar los fenómenos en sus aspectos básicos, analizar cada aspecto para luego juntarlos a todos de nuevo en un solo procedimiento coherente. La línea MM representa el nivel del mar en la fig 11; FB es el nivel a  $-100$  m debajo de la primera, FA es el eje del solevamiento, que tiene su valor máximo en esta vertical y que se extiende hasta el punto B. Desde el punto B en adelante sólo hay hundimiento general y sedimentación. Suponemos que en un cierto tiempo  $t$  se haya levantado la culminación según la línea AC y que la topografía continúa debajo del agua según la curva CB para proseguir a  $-100$  m en la dirección de D. Suponemos que después de un breve tiempo adicional de  $t$  la topografía se ha subido hasta  $A' - C'$  y si no consideramos por un momento la erosión y la sedimentación, debe continuarse en el tiempo  $t + t$  debajo del agua según la curva  $C' - B' - D'$ , si  $BB'$  representa el hundimiento del fondo del mar durante el tiempo  $t$ , o sea,  $50 t$  m a base de lo supuesto en el capítulo 4. Introducimos ahora la erosión, que durante  $t$  haya quitado la zona hachadura, bajando la topografía hasta la línea  $A'' - C''$ . Este material debe depositarse sobre el fondo marino  $C' - B' - D'$  junto con el material arcilloso de la sedimentación general, levantando el fondo hasta  $C'' - B - D$ . La línea de la costa que originalmente se encontró en el punto C se ha desplazado durante el procedimiento hasta  $C''$ , y sedimentos se depositaron entre  $C' - C'' - B - D - D' - B' - C'$  (área punteada de la fig. 11).

La mayor parte del material erodado se depositará cerca de la estructura, pero más lejos éste disminuirá en cantidad y se mezclará con el material arcilloso, que hemos supuesto que se depositará continuamente en la cuenca, y todavía más lejos van a predominar las mencionadas arcillas

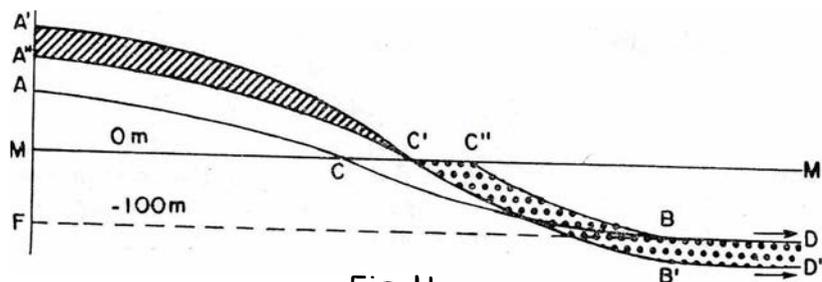


Fig. 11

y se reducirá siempre más la proporción del material proveniente de la estructura.

De acuerdo con este principio generalmente aceptado en la sedimentología, supongamos que la sedimentación del material erodado procede según una función exponencial.

Esta función es en general del tipo

$$y = K \cdot e^{-cx} \tag{9)}$$

en la cual  $c$  y  $K$  son constantes que se pueden escoger de tal manera que la función de mejor modo se adapte a las condiciones geológicas.

La ecuación está representada gráficamente en la fig. 12a por la curva  $C''-D$ ;  $C''-E$  corresponde con la constante  $K$ , porque  $y=K$  cuando  $x=0$ . La constante  $c$  podemos variarla entre  $c=0$  y  $c=\infty$ ; en el primer caso obtenemos una recta paralela a  $ED'$  y a una distancia  $K$  de  $ED'$ ; en el segundo caso se divide la curva en dos rectas, que son  $C''E$  y  $ED'$  respectivamente (ecuaciones:  $x=0$  y  $y=0$ ). Con un pequeño valor de  $c$  obtenemos una curva semejante al número 1 de la fig. 12a, es decir, que los sedimentos son llevados muy lejos, como si hubiera una fuerte corriente que los empujara, y no hay gran diferencia en espesor de los sedimentos cerca a la estructura y más lejano a ésta. Con grande

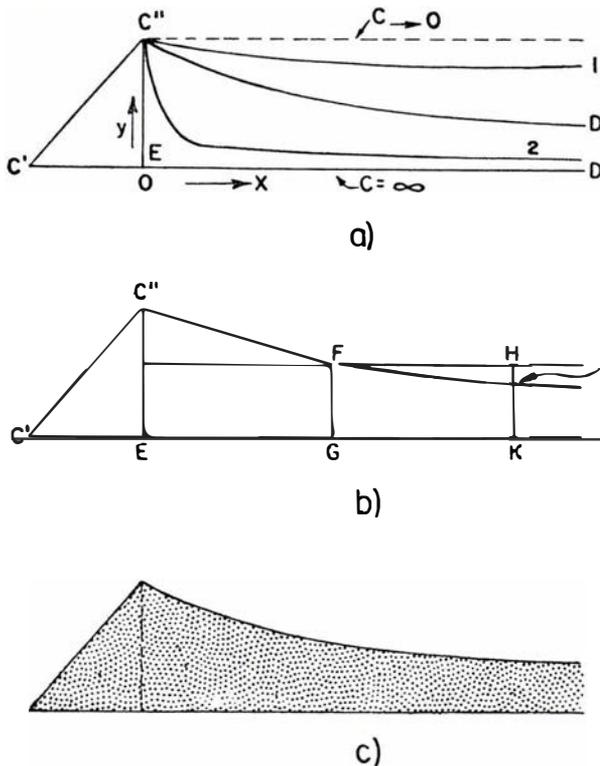


Fig. 12



- LEYENDA
- 100% material orono-clástico
  - 75-100% "
  - 50-75% "
  - 25-50% "
  - 0-25%
  - Serie peri genética

Fig. 13

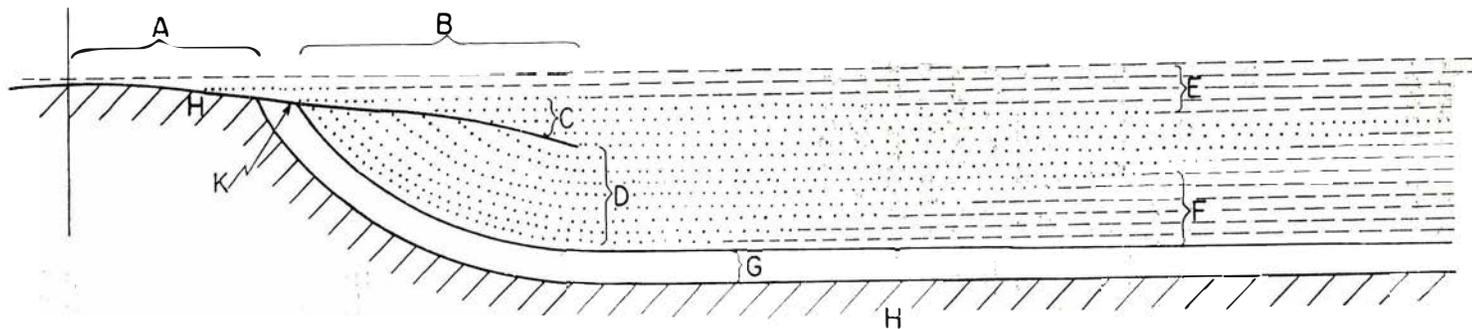
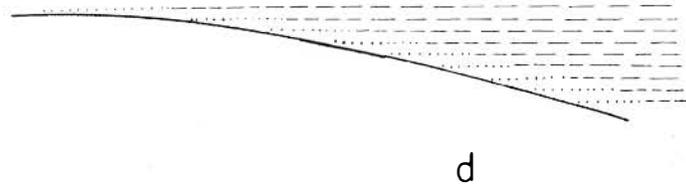
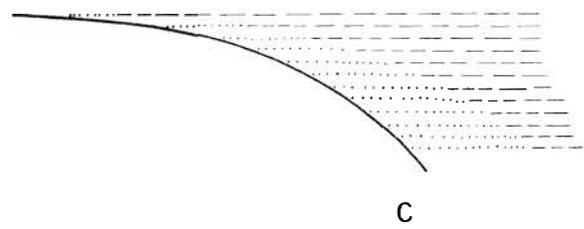
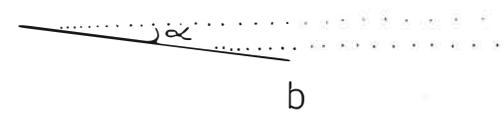
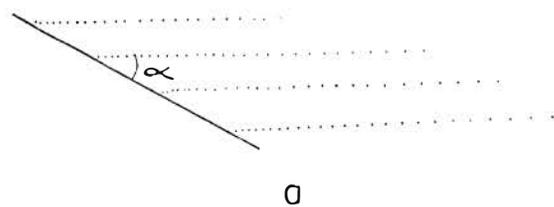


Fig.14



valor de  $c$  se obtiene una curva de la forma de número 2, en el cual caso casi no hay fuerza de empuje en las aguas y se amontonan los sedimentos cerca a la estructura, mientras que poco material es transportado lejos mar adentro.

Una característica de la curva es que se aproxima asintóticamente a ED' y que  $y$  se acerca a cero cuando  $x$  crece infinitamente. Prácticamente, sin embargo, el caso es así ya que después de una cierta distancia más o menos grande (de acuerdo con el valor que damos) a  $c$  se ha disminuído el material erodado de tal manera que no se le puede descubrir en el cuerpo de arcillas, que normalmente se depositan en la cuenca.

Para determinar el porcentaje de material clástico proveniente de la estructura local en relación con la deposición de arcillas, partimos de un concepto simple pero por su carácter general, geológicamente bien aceptable, concepto que se explicará a base de la fig. 12b. Sea C''FI la curva de distribución de los clásticos provenientes de la estructura, y sea FG = HK el espesor de las arcillas que se depositarían sobre el fondo del mar si no estuviera presente el solevamiento local. Suponemos ahora que entre C''E y FG hay 100% de material proveniente de la

estructura local y que por el vertical HK hay  $\frac{IK}{HK} \cdot 100\%$  de este material y  $\frac{HI}{HK} \cdot 100\%$  de arcillas. El porcentaje de arcilla aumenta todavía más hacia la derecha.

Naturalmente, los dos sedimentos no están en realidad separados y se mezclan entre sí desde la vertical FG hacia HK, así que resulta una deposición homogénea como lo sugiere la fig. 12c. Para acercarnos más a las condiciones de la fig. 11 añadimos el triángulo EC'C'', y si nos imaginamos el eje C'ED' algo curvo, podemos comparar la fig. 12a directamente con la fig. 11, estando las letras puestas en semejantes posiciones y observamos que el punto E se obtiene en la fig. 11 cuando se baja una perpendicular de C'' sobre C'B'.

La parte del material depositado, que viene de la culminación, debe ser igual a la cantidad del material erodado, que es la parte hachurada de la fig. 11.

Si el volumen del último es  $\Delta V$ , tenemos, entonces:

$$\text{volumen del triángulo} = \frac{1}{2} K^2 \cdot \cot \phi$$

$$\text{volumen desde C'' E en adelante: } \int_{\infty}^0 y \cdot dx = \int_{\infty}^0 K \cdot e^{-cx} \cdot dx = \frac{K}{c}$$

$$\text{entonces } \Delta V = \frac{1}{2} K^2 \cdot \cot \phi + \frac{K}{c} \tag{10}$$

En esta ecuación son funciones del tiempo  $t$  las siguientes cantidades desconocidas:  $\Delta V$ ,  $K$  y  $\phi$ ; el valor de  $c$  podemos considerarlo como constante y una razón de  $1/2000$  parece apropiada.

Un desarrollo matemático riguroso nos envolvería en infinitas complicaciones y como la matemática nos sirve solamente de guía para definir algo el curso de los pensamientos, recurrimos a métodos gráficos aproximados, aplicando la fórmula 10).

Para desarrollar los fenómenos envueltos en forma objetiva, partimos de la situación que el fondo del mar se encuentra originalmente a  $-100$  m de profundidad por toda la extensión de una sección, de acuerdo con las suposiciones hechas anteriormente y determinamos la situación después de  $t = 1$ ,  $t = 2$ , etc., hasta que se haya finalizado con todo el procedimiento de solevantamiento, erosión, etc.

La elaboración de los fenómenos en diferentes etapas del tiempo ( $t$ ) puede proseguir de la siguiente manera:

Precisamente, la situación para  $t = 2$ , entonces poco antes de que la estructura llegue a la superficie del agua. Introduciendo  $t = 1$  en ecuación 3), encontramos  $E' = -38,3$  y como el fondo del mar se encontraba originalmente cuando  $t$  era cero a  $-100$  m, esta línea  $t = 0$  está a  $-138,3$  m después de  $t = 1$ . El fondo se encuentra realmente más alto por la sedimentación de la arcilla que mientras tanto se ha efectuado; por las ecuaciones 4a) y 4c) ya sabemos que el fondo del mar está ahora a  $10,8$  m, contado desde el nivel  $-100$ , o sea a  $-89,2$  m. Se han depositado entonces  $138,3 - 89,2 = 49,1$  m de arcilla al final de  $t = 1$ . De la misma manera se determina  $E$  a  $-114,5$  y el fondo a  $31,7$  m para  $t = 2$ ; se depositaron  $114,5 - 31,7 = 82,8$  m de arcilla durante dos unidades de tiempo, o sea  $82,8 - 49,1 = 33,7$  m durante el tiempo entre  $t = 1$  y  $t = 2$ .

Con la ecuación 8d) se puede determinar la altura de puntos intermedios de la línea de tiempo  $t = 0$  para la fase  $t = 2$ ; y con las mismas fórmulas anteriormente mencionadas en combinación con 8d) se calculan las líneas  $t = 1$  y  $t = 2$ . El resultado se puede observar en la fig. 13.

A continuación se puede determinar para la región axial la altura de la línea de tiempo  $t = 0$  cuando  $t = 2,35$  estando ésta a  $-85,1$  metros. De este valor se deduce que se han depositado  $85,1 - 82,8 = 2,35$  m de sedimentos entre  $t = 2$  y  $t = 2,35$ .

Después de  $t = 2,35$  se levanta la estructura sobre el nivel del agua, y al final de  $t = 3$  se encontraría en la posición indicada con una línea interrumpida, en la fig. 13, si no hubiera participado la erosión. Supongamos ahora que la erosión, considerando el caso extremo, es tan fuerte que se lleva todo el material que sobresale del mar, es decir, el que se encuentra entre la línea interrumpida y la línea horizontal a  $0$  m (punteado en la fig. 13 para  $t = 4$ ). El Volumen del material contenido en las mencionadas líneas se determina gráficamente y a base de este valor se calcula la constante  $K$  de la ecuación 10), y se define con 9) la distribución de los sedimentos que se depositan entre las líneas de tiempo  $t = 2,35$  y  $t = 3$ , ya que el material empieza a sedimentarse apenas que la región axial se levanta arriba del agua, tiempo en el cual empieza la erosión, que es en  $t = 2,35$ .

De la misma manera se procede para fijar la situación después de  $t = 4$ ,  $t = 5$ , etc.

Anotamos que al principio encontramos valores para  $K$ , que son inferiores a  $50$  m y por mezclarse el material procedente de la estructura con la deposición general de la arcilla vamos a obtener un espesor de  $50$  m de sedimentos entre  $t = 2$  y  $t = 3$ . Pero ya rápidamente, cuando el

volumen del material erodado va creciendo, resultan valores de  $K$  que son superiores a 50 m. De acuerdo con esto podemos observar que los complejos entre las líneas de tiempo  $t = 3$  y  $t = 4$  como también entre  $t = 4$  y  $t = 5$  alcanzan espesores superiores a 50 m. Hasta  $t = 5$  hay *regresión* del mar y se aleja la línea de costa del eje de simetría; de  $t = 5$  en adelante recede la costa hacia la mitad de la estructura y hay *transgresión* hasta que el mar cubra toda la estructura de nuevo antes de  $t = 8$ . Después de  $t = 8$  se acaba el levantamiento local y toda la estructura baja por el hundimiento regional y queda cubierta con arcilla mientras el mar se pone siempre más profundo en la parte donde antes estaba la culminación (ver fig. 13, estadio  $t = 10$ ).

Con la fórmula 9) se pueden determinar para cada complejo los sitios donde el material proveniente de la estructura ocupa 100%, 76%, 54%, 32% u 8% del total de los sedimentos, introduciendo para  $y$  valores de 50, 38, 27, 16 y 4 respectivamente, y calculando  $x$  que acompaña estos valores, según 9). Estos valores son promedios entre dos líneas de tiempo  $t_2$ ,  $t_3 - t_3$  y  $t_3 - t_4$ , etc., y uniendo los valores con líneas obtenemos líneas de igual porcentaje de material proveniente de la estructura.

Para facilitar el expresarnos sobre estos fenómenos llamaremos "orón" cada estructura, aunque local, pero que sobresalga del nivel del mar y que dé lugar a erosión, y "serie *orono-clástica*" los sedimentos clásticos provenientes de ella.

Llamaremos *peri-genéticos* los otros sedimentos que se forman *alrededor* de la serie orono-clástica. Ellos provienen de otras regiones y no tienen conexión genética con esta serie.

Si queremos indicar que estos sedimentos *peri-genéticos* son también de carácter clástico podemos referirnos a ellos como material *peri-clástico*.

Las líneas arriba mencionadas, y dibujadas en la fig. 13, son entonces líneas de igual porcentaje de material orono-clástico y dividen la masa de sedimentos en cuerpos que contienen 100% de orono-clásticos, de 100 a 76% de orono-clásticos (o 0 a 24% *peri-clásticos*), etc. Por indicar una constante composición de material se les pueden también considerar en cierto modo como líneas de facies de igual litología, es decir *isolito-faciales*. Las líneas *isolito-faciales* cortan las líneas de tiempo oblicuamente.

De la fig. 13 podemos deducir que un hiato, una discordancia de ángulo pequeño, está presente en medio de la serie orono-clástica, que este hiato es solamente de pequeña extensión en comparación con la que tiene toda la serie orono-clástica.

## 8. — *Análisis de las consecuencias*

La serie orono-clástica, que se relaciona directamente con el movimiento orogénico local, se encuentra entonces como una lente envuelta en la serie *peri-genética* (E, F, de la fig. 14). Esta última no tiene relación alguna con el orón local. La lente tiene su mayor espesor cerca del orón local y disminuye gradualmente alejándose de éste. La distancia a la cual se transportan los sedimentos orono-clásticos depende mayormente de la fuerza erosiva (coeficiente de erosión) que, a su turno, depende de la altura máxima del orón, de la dureza o blandura de las rocas y, además, de factores climatológicos.

Al principio del solevantamiento, cuando el orón está todavía bajo, los sedimentos orono-clásticos son transportados menos lejos, que después cuando el orón ya tiene más altura. Esto causa que el contacto litológico entre las dos series orono-clástica y peri-genética corte oblicuamente los planos isócronos. El contacto inferior entre las dos series es *cronológicamente progresivo*, y el contacto superior *cronológicamente retrocesivo* en dirección centrífuga del orón. En dirección centripeta vale lo contrario, y esta ley nos permite determinar si nos acercamos o nos alejamos del orón.

En la serie oronoclástica se pueden distinguir dos partes (C y D) separadas por un hiato *intra-formacional* cerca del orón (zona B), hiato que crece en importancia orón-adentro (zonas K y A). La serie G de la figura 14 corresponde al tiempo en que ha empezado el movimiento orogénico, pero cuando el orón no había sobresalido todavía del nivel del mar. Este solevantamiento submarino pudo haberse expresado con la formación de sedimentos especiales, por ejemplo, de carácter litoral o seminerítico, pero estas facies en los alrededores de la región axial deben perderse por la erosión consecutiva que recorta la serie en K.

La parte inferior (D) de la serie oronoclástica es una *facies regresiva*, porque se formó durante el tiempo en que la línea litoral regresaba mar adentro.

La parte superior (C) representa, al contrario, una *facies transgresiva*, porque la línea de costa se iba desplazando hacia el orón, después de que éste desarrolló su levantamiento máximo y empezó a hundirse.

Según las circunstancias se presentan diferentes aspectos en la parte transgresiva de la serie oronoclástica. Si el levantamiento orogénico es mucho más fuerte que la erosión, entonces la transgresión se efectuará sobre un tronco de orón más elevado, lo que resulta en un *ángulo transgresivo* ( $\alpha$ ) relativamente alto (fig. 14b). Este ángulo se reduce cuando la erosión es fuerte en comparación con el solevantamiento (fig. 14c).

En el primer caso hay todavía una considerable deposición oronoclástica (fig. 14d), mientras que el espesor de estos sedimentos es muy reducido en el segundo caso, en el cual los cantos aflojados por las ondas del mar no se transportarán mar adentro sino que quedan *in situ*, formando el *conglomerado transgresivo* de la fig. 1. De acuerdo con las circunstancias locales, como la fuerza de marea y el carácter de los sedimentos, este conglomerado puede ser de grano grueso o menos grueso, pero siempre representará una capa relativamente delgada y, por esto, son, según toda la apariencia, las arcillas perigenéticas las que están en posición transgresiva.

Es este un fenómeno que se puede observar en la naturaleza (por ejemplo, en el caso "Gualanday superior-La Cira"): *muchas veces la serie oronoclástica* (Gualanday superior) *no se encuentra en contacto directo con las rocas de que proviene el material, sino son las arcillas perigenéticas* (La Cira) *que cubren discordantemente y transgresivamente el subsuelo que originó la serie oronoclástica.*

Los fenómenos cerca de la región axial, donde se presenta el hiato, se pueden recopilar a base de la fig. 15, de la siguiente manera: Verticalmente se ha orientado el eje de tiempo, desde  $t = -10$  (10 unidades de tiempo antes del principio del movimiento orogénico), hasta  $t = +10$ . Horizontalmente desde la línea JH hasta E, las *distancias* desde la región axial (JH).

El gráfico representa entonces esquemáticamente lo que sucedió a lo largo de esta sección en el curso del tiempo. La zona entre JEH representa el hiato estratigráfico, que aumenta hacia la región axial. Es decir:

1. Que hay deposición continua —sin hiatus— de E hacia K.
2. Que en el corte I el sedimento de edad  $t = 6,7$  yace inmediatamente sobre estratos de edad  $t = 0,6$ , faltando los sedimentos intermedios que corresponden a  $6,7 + 0,6 = 7,2$  unidades de tiempo.
3. Que en el corte II una capa de edad  $t = 7,2$  yace sobre la capa de edad  $t = 6,2$ , faltando los sedimentos que abarcan 13,4 unidades de tiempo.
4. Que en el corte III, donde el hiato es máximo, faltan 7,3 9,8 17,1 unidades de tiempo en la sedimentación.

El área JEH, que marca el hiato, se divide en dos zonas: la superior o JEA muestra el hiato por no-deposición, encontrándose el orón arriba del mar; la inferior AEH indica qué horizontes se erosionaban durante todo el movimiento orogénico, es decir, que el área ACN se erosionó desde  $t = 2,35$  (momento en que la estructura se elevó sobre el nivel del mar) hasta  $t = 3$ , y así:

el área NCDP se erosionó entre  $t = 3$  y  $t = 4$   
 el área PDEFQ se erosionó entre  $t = 4$  y  $t = 5$   
 el área QFGR se erosionó entre  $t = 5$  y  $t = 6$   
 el área RGH se erosionó entre  $t = 6$  y  $t = 7,3$  cuando el mar cubrió la estructura.

La curva AE representa la línea de costa en regresión e indica, por ejemplo, que el sitio B correspondía a la costa en el tiempo  $t = 2,7$ ; el sitio C en el tiempo  $t = 3$ , y D en el tiempo  $t = 4$ . La curva EJ indica la posición de la costa en transgresión. El litoral empieza a retirarse, cuando  $t = 4,4$ , desde E hacia J, llegando a los sitios de los cortes I, II y III en los tiempos  $t = 6,7$   $t = 7,2$  y  $t = 7,3$  respectivamente.

La línea LM representa el límite cronológico hasta donde pueden llegar los más viejos sedimentos oronoclásticos. EK es el isócrono que corresponde a la máxima extensión del orón. Entre las dos líneas isocronales EK y LM se encuentra la parte regresiva de la serie oronoclástica, y entre EK y JS la parte transgresiva, aunque se comprenderá que precisamente en los puntos M y S no habrá material oronoclástico sino solamente perigenético, porque el límite litológico oronoclástico-perigenético es cronológicamente progresivo desde A hacia M, y cronológicamente retrocesivo desde J hacia S.

Como la curva JE está poco inclinada, se puede deducir que la fig. 15 ilustra el caso de erosión fuerte en comparación con el solevantamiento. El caso contrario se manifestaría en una línea JE mucho más inclinada (compárense las figuras 15a y 15b).

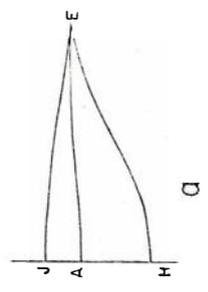
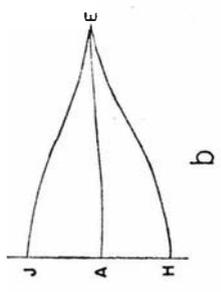
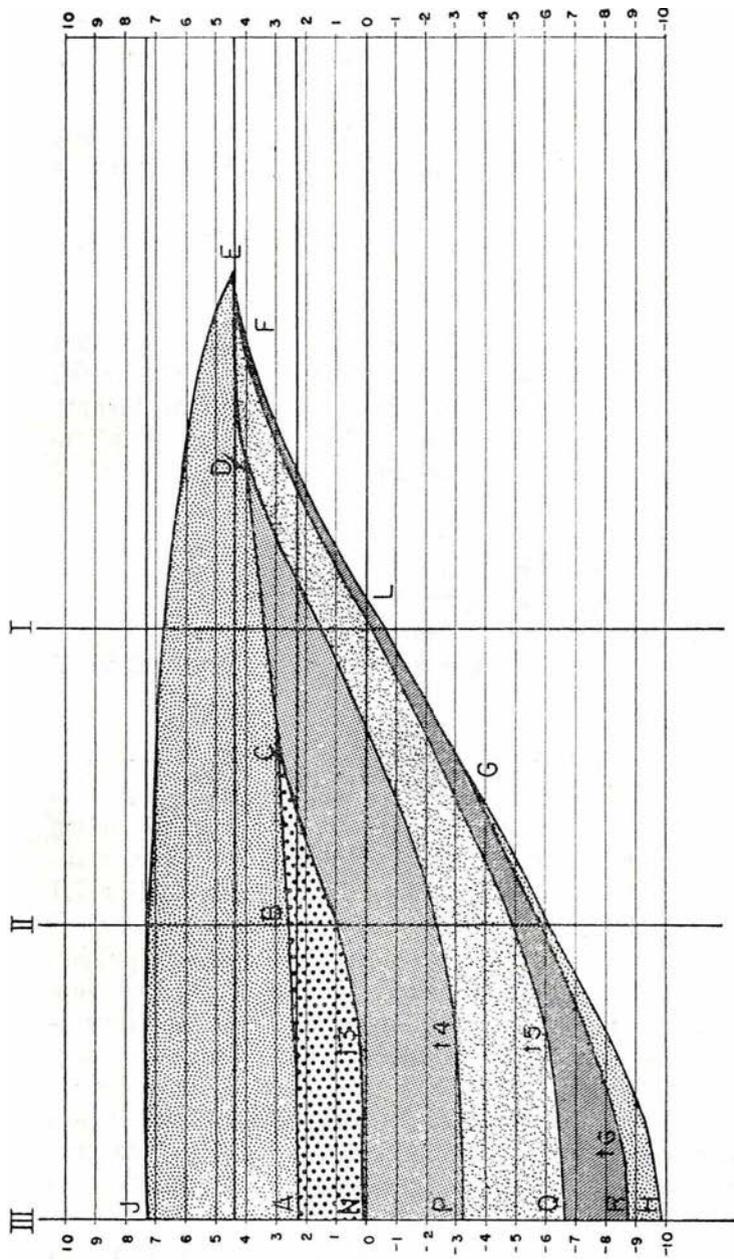


Fig. 15

## 9. — *Ritmicidad.*

Los fenómenos conectados con el levantamiento orogénico fueron desarrollados en los capítulos precedentes a base de movimientos graduales lo que nos dio como resultado una lente de clásticos orogénicos con líneas iso-lito-faciales bastante regulares (fig. 13). Esto no es así en la naturaleza. Al contrario hay muchas irregularidades en la litología de una serie, y dicho con más precisión, hay capas de grano grueso alternándose con capas de grano fino. Se puede observar una cierta *periodicidad* o *ritmicidad* en estas alternaciones.

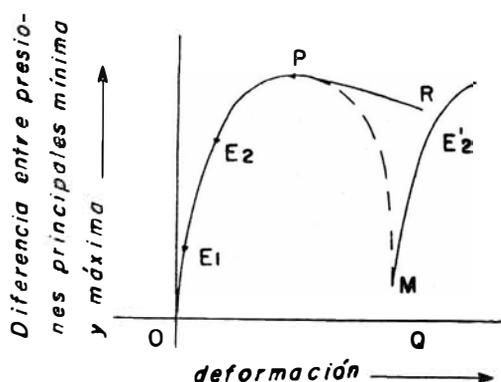


Fig. 16

Hay varios fenómenos que pueden causar una periodicidad en la sedimentación, pero la mayor causa yace en el modo peculiar como reaccionan los materiales a la deformación. En la geología se habla muchas veces de *fuerzas* y se dice, por ejemplo, que una “fuerza desde el Sureste” ha causado tal y tal deformación. Esto es en realidad inapropiado porque “fuerza” es fundamentalmente una abstracción utilizada en la mecánica, donde se puede considerarla como una resultante que reemplaza muchas tensiones o atracciones infinitesimales que accionan sobre cuerpos *limitados* y *aislados*, como, por ejemplo, en el caso de una bala disparada en el aire o de un vagón sobre rieles.

Con relación a cierta unidad material que tiene coherencia con otras materias que la rodean como, por ejemplo, una unidad geológica (anticlinal, sinclinal, etc.), con el resto de la corteza terrestre, se puede solamente hablar de *presiones* o *tensiones internas*. Precisando el estado de presión (o de tensión) en un punto infinitesimal de la materia se pueden, en principio, suponer solamente tres posibilidades, que son las siguientes:

Los extremos de los vectores de presión, alrededor del punto, yacen:

1. En la superficie de una esfera (caso de la presión hidrostática, la cual es igual en cualquier dirección).
2. En la superficie de un elipsoide de rotación (dos ejes iguales).
3. En un elipsoide con los tres ejes diferentes, ejes que corresponden a las tres *presiones* (respectivamente tensiones) *principales*.

Solamente los últimos dos casos pueden conducir a deformaciones en el sentido estricto de esta palabra \*, las cuales se basan precisamente en la diferencia de las tensiones principales. Cuando la diferencia entre las principales presiones, entre la máxima y la mínima (llamada brevemente *presión diferencial*) alcanza cierta magnitud, empieza a ceder o a deformarse el material. Este se aplasta en la dirección de la máxima presión principal y se dilata en la dirección de la mínima presión principal. La tercera situación de presión es la más frecuente en la corteza terrestre: el eje más pequeño del elipsoide de presión está entonces orientado verticalmente y el material cede hacia arriba.

Según muchas investigaciones (por ejemplo las de GRIGGS, sobre mármoles y cuarcitas), se efectúan las deformaciones de la siguiente manera (fig. 16): Al principio hay sólo deformación *elástica* ( $0 E_2$ ), primero proporcionalmente con la presión diferencial ( $0 E_1$ ), después sin proporcionalidad ( $E_1 E_2$ ). Luego hay deformaciones *permanentes* ( $E_2 P$ ) que se convierten en puramente *plásticas* ( $P R$ ). Para iniciar la deformación plástica hay que introducir una cierta presión diferencial (que corresponde en el gráfico con la altura del punto P sobre OQ), pero para continuarla se necesita menos presión diferencial (altura de R sobre OQ)<sup>1</sup>. La curva P R es algo teórica, porque puede realizarse solamente en el laboratorio, donde es posible continuar suministrando presión. En la naturaleza bajará la curva cuando el material, cediendo plásticamente, haya satisfecho la presión diferencial interna, que está temporal y parcialmente anulada. Habrá entonces una recaída de la presión diferencial, por ejemplo, hasta M (curva P M). Luego aumentará de nuevo la presión ( $M E'_2$ ) deformación elástica, etc., y se repite el proceso. La presión diferencial no puede aparentemente superar un cierto valor máximo que corresponde al punto P<sup>2</sup>.

Por consiguiente el solevantamiento orogénico no se efectúa gradualmente, sino a golpes, es decir, con una cierta periodicidad y ésta se refleja en los sedimentos por alternación de clásticos de grano grueso y otros de grano menos grueso (véase fig. 17).

Las rocas estratificadas reaccionan diferentemente a la presión que las macizas y homogéneas<sup>3</sup>. Las primeras ceden a la presión por plegamiento en el cual una capa se desliza sobre la otra. Este plegamiento, sin embargo, no es posible sin una simultánea deformación plástica, aunque

\* Una compresión hidrostática convierte una esfera de materia en otra más pequeña pero no cambia su *forma*, es decir, no la *deforma*.

<sup>1</sup> Suponiendo que la deformación se efectúa muy lentamente.

<sup>2</sup> Véase "Addenda" al final de este estudio.

<sup>3</sup> Cuando estas últimas ceden a la presión se desarrolla la *esquistosidad* (cristalina).

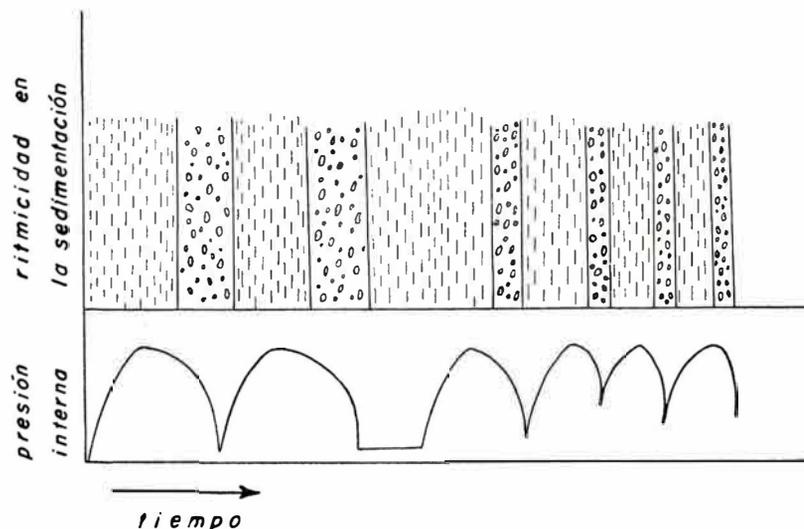


Fig. 17

esta es mínima y local (véase fig. 17b), y así también en este caso debe obedecer la deformación a la curva de la fig. 16, formándose una ritmicidad de acuerdo con la fig. 17.

En las vastas regiones que están sometidas a presión interna, hay siempre inhomogeneidades: núcleos más resistentes y otros menos resistentes. La deformación empieza naturalmente en las partes más débiles, pero si los sedimentos en esas partes han cedido ya varias veces a la presión, con la correspondiente deformación plástica, entonces disminuye localmente la presión interna para aumentar en los alrededores. Por lo tanto es probable que luego la deformación siga por algún tiempo en otro sector. De tal manera sucede que en una zona local se repitan las fases de cataclismo una tras otra durante algún tiempo, y que después rige un apreciable intermedio de tranquilidad entre los dos períodos de deformación rítmica.

Durante los tiempos tranquilos hay posibilidades de que se formen sedimentos de tipo muy diferente a los clásticos. Cuando el aporte de material oronoclástico ha cesado casi completamente, pueden formarse alrededor del orón unas deposiciones organogénicas de poca profundidad que no podrían desarrollarse más lejos del orón, donde el mar es hondo. En este sentido se puede, por ejemplo, pensar en las calizas de arrecife. Estas deposiciones las podemos reunir bajo el título (*peri*) orono-genéticas, en contraste con las orono-clásticas y peri-genéticas.

Es obvio que la presencia local de intercalaciones oronoclásticas u oronogenéticas en una serie perigenética tiene importancia en el estudio de posibles yacimientos petrolíferos, porque aumentan las posibilidades de acumulación.

Región de máximo deformación plástica el deslizamiento de una capa sobre la otra es mínimo

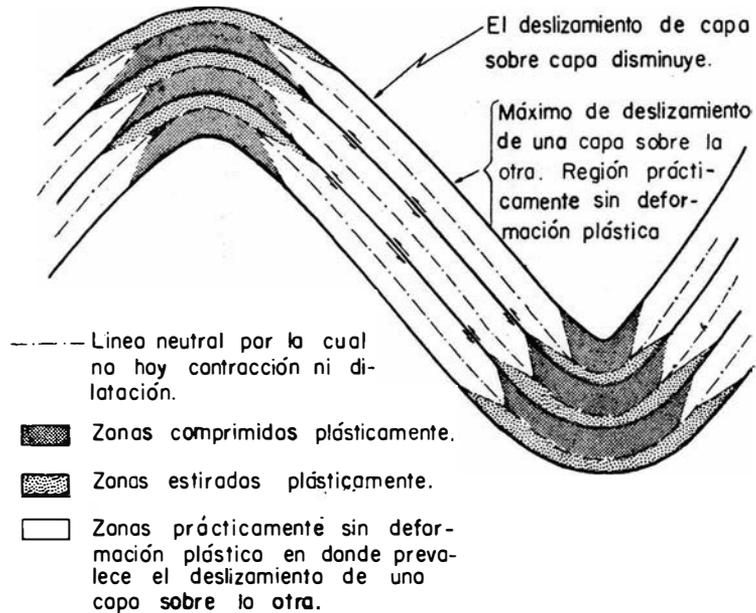


Fig. 17 B: Esquema de las deformaciones en un complejo de estratos plegados:

## 10. — *Correlación estratigráfica por períodos tectónicos*

En el capítulo anterior se mencionó que en períodos de movimiento tectónico ciertas regiones van siempre sometidas a presiones internas. De las primeras causas, que inducen campos de tensión o presión en la corteza terrestre, se sabe todavía muy poco. Lo cierto es, que el movimiento isostático no puede explicar el continuo bajarse del fondo del mar. Esto se puede ilustrar a base de la fig. 18, en la cual suponemos que un material liviano ("sial"), de peso específico 2,8, flota sobre un substrato más pesado ("sima"), de peso específico 3,5. Si llamamos "nivel isostático" el nivel al que subiría el sima no estando cubierto por el sial ni por agua, entonces con esta relación de pesos específicos se puede deducir que para cada columna de sial en equilibrio isostático una quinta parte se encuentra encima del nivel isostático y 4/5 partes debajo\*. Así cada columna de sial permanecería en equilibrio si al quitarle A metros de material encima del nivel isostático se le sustrajeran al mismo tiempo 4 veces A metros debajo del mencionado nivel. Suponiendo como caso general que la erosión es activa solamente desde el nivel del mar hacia arriba podemos concluir que una columna de sial que culmina en una loma de 500 m sobre ese nivel puede dar 2500 metros de material erosional si está continuamente

\* Porque se necesitan 5.A metros de sial para equilibrar los 4.A metros de sima que desplaza el sial debajo del nivel isostático, a base de la relación de densidades, siendo  $5 \cdot 2,8 = 4 \cdot 3,5$ .

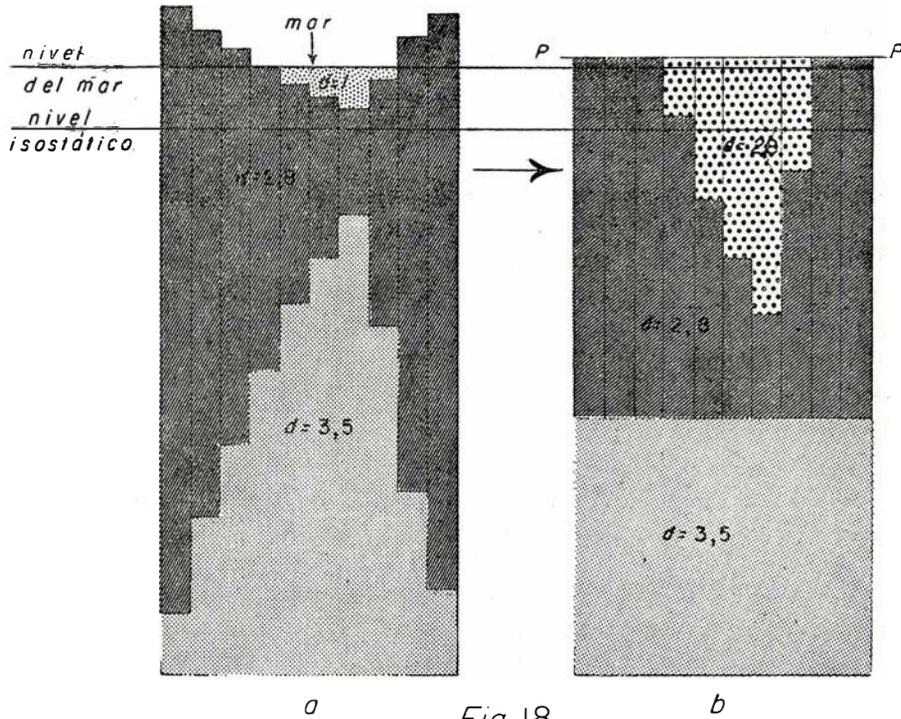
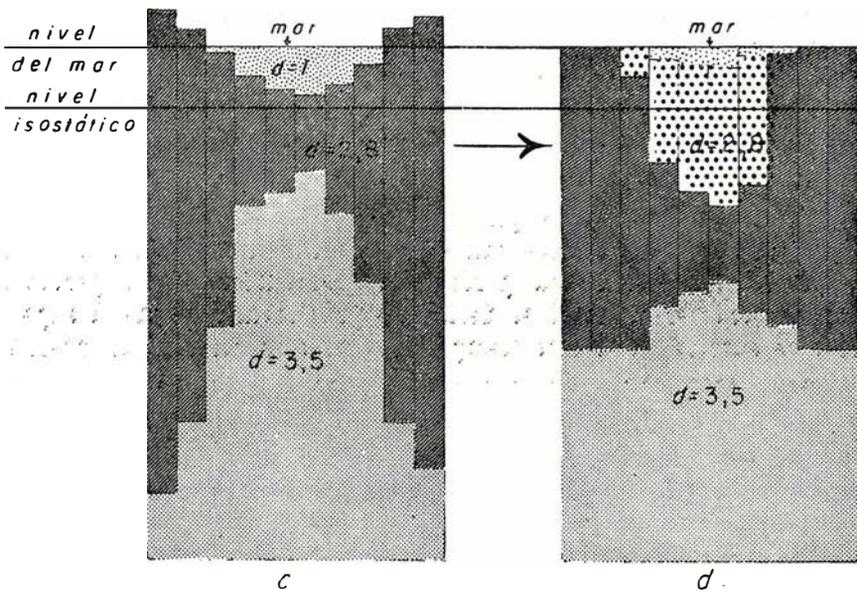


Fig. 18



*mar*
 *sial d=2,8*  
 *sial redepositado d=2,8*
 *sima d=3,5*

en equilibrio isostático \*. De la misma manera se puede deducir que un mar de 100 metros de profundidad puede recibir solamente un espesor de 500 m de sedimentos para llenarse completamente hasta el nivel del mar.

La rellenada se efectúa así: durante los primeros 100 metros de sedimentación sube el fondo del mar 20 metros (1/5 parte) y baja el substrato siálico 80 m. Después de otros 100 metros de sedimentación el fondo habrá subido 40 m. Al final de 300 metros a 60 m., etc., hasta llenarse toda la cuenca marina. Con el movimiento isostático no se puede entonces explicar la deposición de sedimentos de mucho espesor en los casos cuando el fondo marino permanece al mismo nivel.

El resultado final de una cuenca marina local circundada por montañas, como representa esquemáticamente la fig. 18a, será una situación como la indicada en la fig. 18b. La erosión tratará de nivelar todo el paisaje y el movimiento isostático compensatorio en una penillanura (peneplain) local (P-P) por encima del nivel del mar cuando el volumen de montañas es más grande de lo que puede caber en la cuenca (fig. 18b).

Cuando la cuenca del mar es relativamente honda en comparación con las lomas que la rodean (fig. 18c), entonces la erosión y subsecuente sedimentación no pueden llenar toda la cuenca. La situación de la fig. 18b y d se mantendrá indefinidamente y el movimiento isostático compensatorio conducirá por fin a un estado de equilibrio inmóvil.

Por esta razón muchos científicos conectan períodos de deformación tectónica con corrientes de convección en la materia semiplástica (sima) debajo de la corteza terrestre (sial), corrientes éstas que las explican como promovidas por el calor que origina la desintegración radioactiva. Estas corrientes sí podrían explicar el bajarse de una región con el mismo ritmo que la sedimentación.

La hipótesis mencionada y otras semejantes explican los fenómenos sólo hasta cierto punto, porque en el caso en cuestión se necesitaría aclarar además la distribución inhomogénea de rocas radioactivas y la periodicidad de la calefacción.

Más importante que una explicación específica es la idea de universalidad que pudiera relacionarse con estos movimientos. Varios autores suponen que la tierra tiene sus períodos de convulsión y sus períodos tranquilos, de carácter mundial, es decir, que prácticamente toda la superficie terrestre sufrirá en ciertos tiempos una presión diferencial interna.

Siempre deben haber existido varias zonas débiles en las que se efectuaban las deformaciones. Esto da una base para correlacionar varias series oronoclásticas porque se refieren al mismo período diastrófico de extensión mundial.

Este punto de vista es algo apresurado, teniendo en cuenta que no se comprenden todavía las relaciones causales entre varios fenómenos, pero por otra parte se debe admitir que un estado de presión en la corteza terrestre durante el cual se forman orones de algún tamaño, no puede

---

\* Los 500 m de material siálico encima del mar, estando también encima del nivel isostático, se pueden quitar si se sustraen también 4 veces 500 m = 2000 metros debajo del nivel isostático. En realidad sube la columna 2000 metros hasta erodarse todos los mencionados 2500 metros.

tener sino cierto carácter regional \*. Esto nos permite hacer correlaciones de series oronocásticas dentro de ciertas zonas de alguna extensión, como por ejemplo, el área que cubre una unidad geológica regional. Las presiones internas, como ya se mencionó anteriormente, causan deformaciones en las partes más débiles, y una vez que estas primeras hayan cedido el terreno, puede bajar localmente la presión la cual en otros lugares aumentará causando por ello en la siguiente fase, deformaciones en estos lugares. Así se puede dividir un período de compresiones internas en varias fases durante las cuales cede el terreno una vez aquí, otra vez allá.

Las correlaciones de unidades oronocásticas no pueden entonces ser precisas porque la serie puede empezar o finalizar en una parte algo más tarde o más temprano que en otra parte. Globalmente, sin embargo, se pueden paralelizar series oronocásticas que pertenecen a un mismo período. De esta manera se obtienen correlaciones aproximadas y provisionales para regiones paleontológicamente poco conocidas. Especialmente se pueden esperar buenos resultados en la correlación de las series oronocásticas que pertenecen a dos cuencas sedimentarias separadas por un orón divisorio, porque son los movimientos del mismo orón los que deben reflejarse en estas dos cuencas.

Este método puede ser particularmente útil cuando se trata de dos hoyas sedimentarias que pertenecen a diferentes provincias faunísticas como ocurre a lo largo de varios tiempos geológicos con los geosinclinales Andinos, oriental (Bogotá) y occidental (Cauca), separados por la Cordillera Central.

## 11. — *Algunas relaciones con la paleontología*

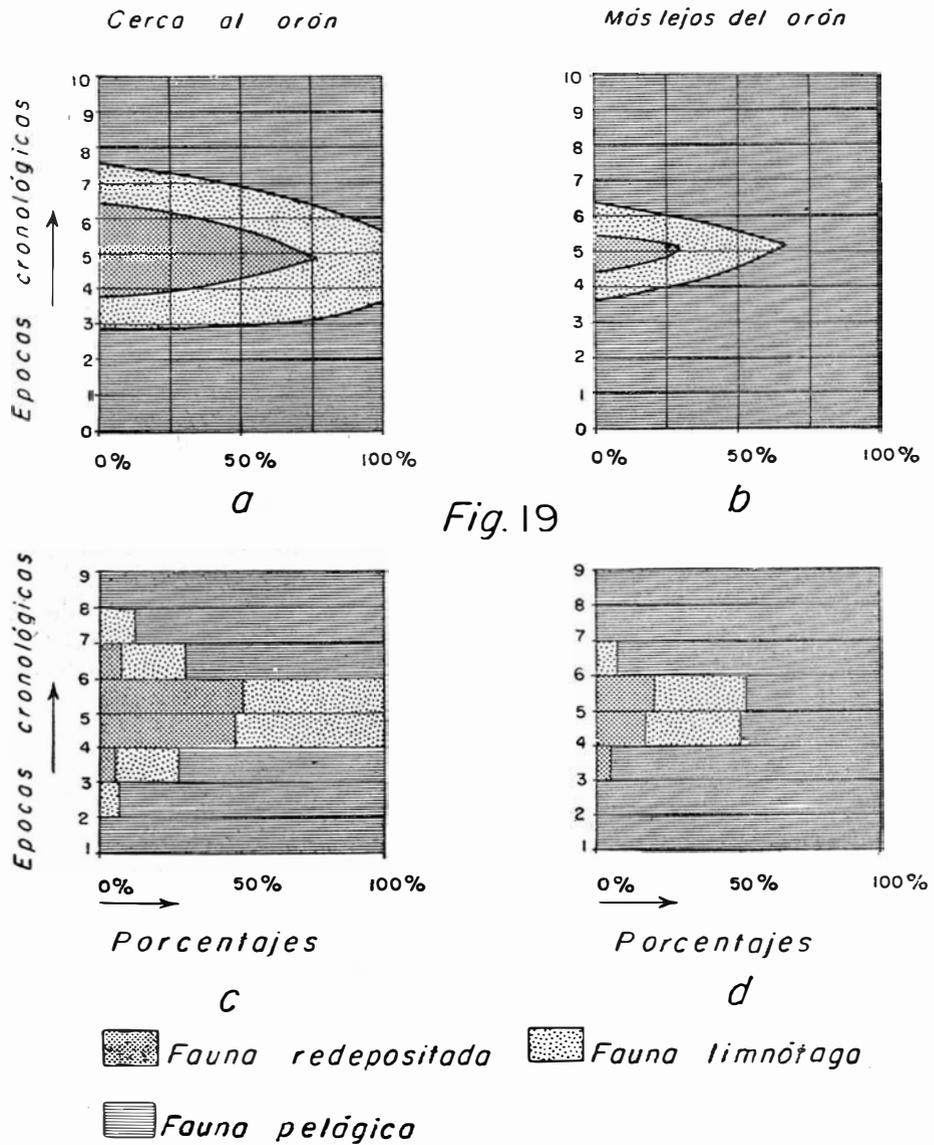
Los fósiles que eventualmente se encuentran en los sedimentos perigenéticos serán pelágicos, porque según las suposiciones se trata de un mar abierto, poco profundo. En este mar las corrientes llevan material detrítico desde el orón, material que es de origen mineral y, en parte, de origen orgánico, como se puede observar en cada río que desemboca en el mar.

Son especialmente las sustancias orgánicas suspendidas junto con el lodo en las aguas, las que atraen ciertos grupos de organismos marinos. Estos, por lo tanto, podemos calificarlos como *limnófilos*. Los fósiles que se encontraban en la parte erosionada del orón, se *redepositarán* en el mar junto con el material oronocástico. Una columna vertical perforada cerca del orón (fig. 19a) puede mostrar un apreciable porcentaje de fósiles redepósitos y limnófilos en donde predominan los sedimentos oronocásticos. Hacia arriba y hacia abajo de los últimos habrá por fin una fauna puramente pelágica.

Semejante fenómeno se observará también más lejos del orón, solamente que hacia allá aumentará el porcentaje de la fauna pelágica, y se distribuirán las faunas redepósitas y limnófilas sobre una zona más limitada en sentido vertical (fig. 19b).

Las figuras 19c y 19d indican los porcentajes de las faunas redepósitas, limnófilas y pelágicas de piso en piso y por las mismas columnas verticales.

\* De acuerdo con el grande espesor de la capa siálica.



Nos faltaría analizar la manera como se distribuye la fauna redepositada en la columna estratigráfica.

Para promover un análisis detallado supongamos que cada piso entre los dos planos cronológicos, como por ejemplo, el piso entre  $t = -10$  y  $t = -9$ , o aquél entre  $t = +3$  y  $t = +4$ , tiene una fauna propia y característica para estos pisos, fauna que se indica respectivamente como  $F - 10/-9$  y  $F + 3/+4$ . Los horizontes cronológicos se colocaron a lo largo de la ordenada (verticalmente en la fig. 20), y las faunas a lo largo de la abscisa (horizontal). Las faunas autóctonas se distribuyen entonces diagonalmente sobre la figura 20 desde la esquina de abajo-izquierda hacia la esquina de arriba-derecha. Esto sigue lógicamente de las suposiciones de las cuales partimos, porque cada fauna ocupará la zona cronológica para la cual es típica.

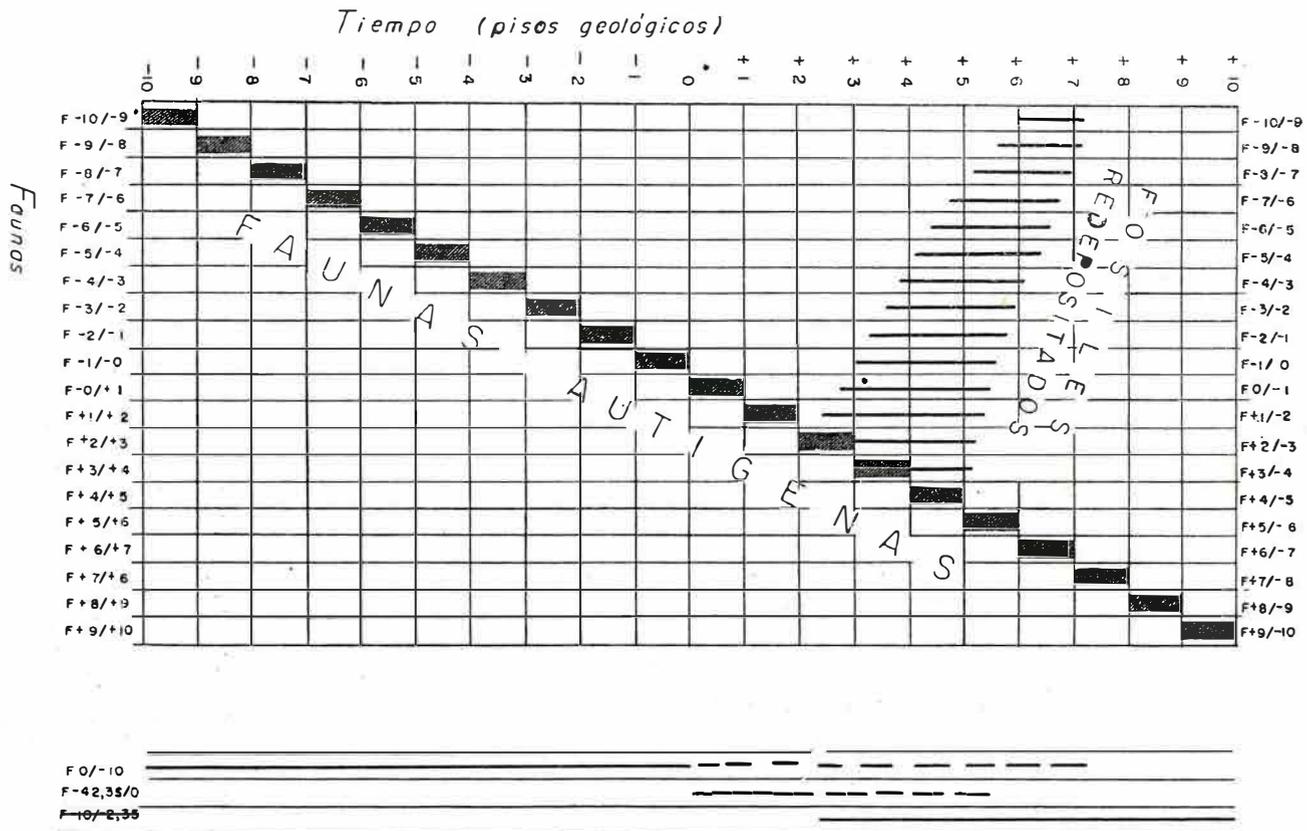


Fig. 20

La fauna redepositada ocupará el campo especial que se destaca en la figura. Se puede anotar que al principio predominan las faunas redepositadas más jóvenes, mientras las viejas se presentan cronológicamente más tarde. Así, la fauna redepositada de  $F 0/-1$  aparece ya en la base del piso  $t + 3/t + 4$ , mientras la fauna  $F - 10/-9$ , que es considerablemente más vieja, se encuentra apenas en la parte inferior del piso  $t + 6/t + 7$ .

Esto está de acuerdo con el hecho de que la erosión penetra por último hasta los estratos más viejos y más profundos, y son ellos, por consiguiente, los últimos en ser transportados y redepositados.

La figura muestra además que los fósiles jóvenes redepositados no se extienden tanto hacia arriba en las formaciones como los fósiles redepositados antiguos. La fauna redepositada  $F + 2/+3$  no llega, por ejemplo, sino a la parte inferior del piso  $t + 5/t + 6$  en contraste con la fauna  $F - 10/-9$  que alcanza a penetrar la base del piso  $t + 7/t + 8$ . Esto se explica con el hecho de que la transgresión del mar durante la fase transgresiva de la serie oronoclástica cubre primero las formaciones más jóvenes cerca al borde del orón y, por último, los pisos más viejos.

La distribución de fósiles autóctonos (o autógenos) según la fig. 20, representa solamente un esquema básico que se puede variar en muchos sentidos. Un ejemplo de la distribución de 3 faunas está indicado en la fig. 20b. Se trata de las faunas  $F - 10/0$ ,  $F 0/+2,35$  y  $F + 2,35/+10$ ; las redepositadas están indicadas con línea interrumpida. De esta figura se puede aprender que en una región con posible erosión y redeposición, la primera aparición de un fósil es mejor criterio cronológico que la desaparición de él.

La relación de la fauna redepositada con la fauna original no será tan regular como la indicada en la fig. 20. En realidad se efectuará una selección al eliminarse o reducirse las formas mecánica o químicamente débiles, etc.

## 12.— *Variaciones del área de un solevantamiento local*

El área en la cual ocurre el solevantamiento local fue considerada constante e invariable desde el principio hasta el fin del solevantamiento. En realidad es muy probable que el área del solevantamiento del subsuelo va extendiéndose con el tiempo, hasta un cierto máximo, para después reducirse de nuevo antes de terminarse todo el movimiento vertical.

Es decir, que la base  $A_1 B$  de la fig. 10, llamada brevemente  $a$ , es una función del tiempo. Si indicamos verticalmente el total del solevantamiento en un gráfico, entonces se puede caracterizar la situación como lo indica la figura 21. Para 5 fases el solevantamiento sigue las curvas desde  $t_1$  hasta  $t_5$ , y las bases correspondientes del movimiento son  $a_1$  hasta  $a_5$ . Hasta  $t_3$  sigue creciendo la base para luego disminuir desde  $a_3$  hasta  $a_5$ , la que alcanza en el  $t_5$ .

Las consecuencias del incremento de la base serían que el hiato intraformacional se manifieste más lejos del orón, pero por lo demás no se introducen nuevos aspectos. La discordancia intraformacional es en reali-

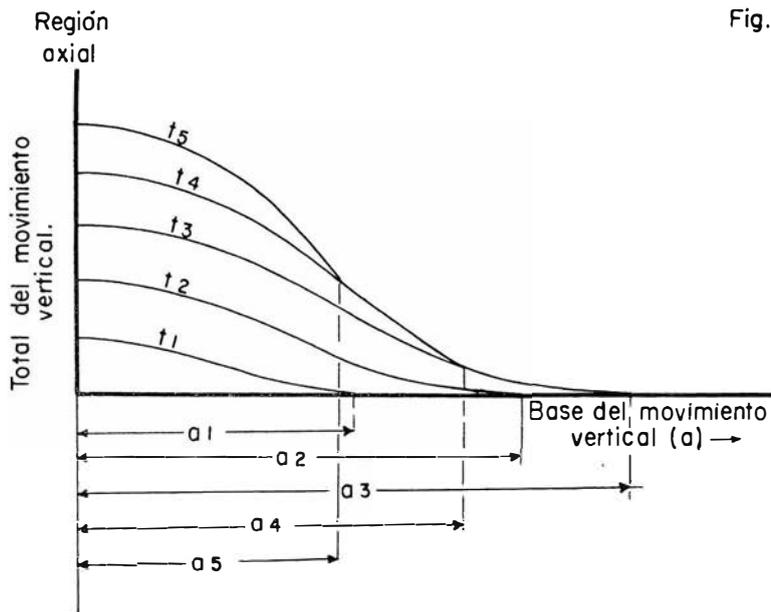


Fig. 21

dad de ángulo muy pequeño y lejos del orón casi imperceptible. El dibujo de la figura 13 como el de las figuras 14 y 15 fue muy comprimido en sentido horizontal para hacer resaltar las relaciones angulares.

### Addenda

El estado de presión se puede analizar, además, de la siguiente manera: Concéntricamente con el elipsoide de presión se puede imaginar una esfera con un diámetro igual al promedio de los ejes del elipsoide, o sea

$$d = \frac{a + b + c}{3},$$

cuando a, b y c son respectivamente los ejes mayor, medio y menor del elipsoide de presión.

Cada estado de presión se puede así considerar como una presión hidrostática (d) sobrepuesta a presiones dirigidas lateralmente, las cuales en una dirección (a) indica el máximo del exceso de presión, en otra (c) el máximo de la relativa falta de presión, o sea el máximo de tensión relativa. A base de estas consideraciones se puede definir la manera como cede el material, y distinguir los siguientes cuatro casos:

1. d es más grande que b: el material se comprime máximamente en dirección del eje a y se dilata en las direcciones b y c, pero más en la de b que en la de c.

2. d es menos grande que b: el material se comprime en las direcciones a y b pero más en la dirección b que en la de a, estirándose bastante por el eje c.

3. d es menos grande que b y además es a = b: compresión de igual magnitud por los ejes a y b, con grande estiramiento a lo largo de c.

4.  $d$  es más grande que  $b$ , y  $b = c$ : gran compresión en una dirección ( $a$ ) y relativamente pequeño pero igual estiramiento en las direcciones  $b$  y  $c$ .

*Deformaciones plásticas* resultan solamente cuando  $d$  sobrepasa cierto valor crítico. Cuando se queda debajo de este valor la roca *se fractura*. Esta mínima presión hidrostática se ha realizado en regiones profundas de la corteza terrestre, situación que se ha caracterizado a veces diciendo que el material se encuentra allí en *estado plástico latente*, aunque también allí se puede fracturar la roca si se trata de deformaciones bastante rápidas.

## G L O S A R I O

*Isócrono*: Planos isócronos son planos de igual tiempo, trazados en una serie de sedimentos.

*Orón*: Levantamiento de una parte limitada de la corteza terrestre, que sube la roca encima del nivel del mar y la expone a erosión. Según el tamaño los orones pueden dividirse en micro y macro-orones.

*Orono-clástico*: Material clástico depositado alrededor del orón que proviene de la erosión del orón mismo.

*Orono-genético*: Se aplica a rocas, generalmente biogenéticas, que se forman en los bordes de un orón, por tener el mar allí menos profundidad que en los alrededores. Se desarrollan predominantemente en tiempos tranquilos.

*Peri-clástico*: Se utiliza el término cuando se quiere indicar que los sedimentos peri-genéticos son de carácter clástico, y que son causados por un movimiento orogénico de gran extensión (macro-orón) encontrándose en el mar, más lejos del macro-orón, varios micro-orones. Los términos oronoclástico y periclástico son entonces relativos porque la misma serie de sedimentos podría llamarse oro-clástico cuando se tiene en mente el macro-orón, pero se la puede calificar periclástica cuando se hace referencia a los micro-orones.

*Perigenético*: Se llaman los sedimentos que se depositan en una cuenca o en una plataforma epicontinental y que no tienen una directa relación genética con los sedimentos orono-clásticos locales.

*Progresivo*: Un contacto litológico se llama cronológicamente progresivo en una cierta dirección, si en esta dirección (el contacto) se encuentra siempre a niveles cronológicamente más jóvenes. Contrario: retrocesivo.

*Retrocesivo*: El contacto litológico se llama cronológicamente retrocesivo para una cierta dirección, si en esta dirección se encuentra a niveles cronológicamente más viejos. Contrario: progresivo.