

REPUBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y PETROLEOS
SERVICIO GEOLOGICO NACIONAL



BOLETIN GEOLOGICO

VOL. VIII

ENERO — DICIEMBRE 1960

NUMEROS 1—3



BOLETIN GEOLOGICO

VOLUMEN VIII ENERO - DICIEMBRE 1960 Nos. 1 - 3

CONTENIDO

NOTAS CIENTIFICAS:

RADELLI, L. — El basamento cristalino de la península de la Guajira (con cinco figuras) 5-32

ESTUDIOS GEOLOGICOS:

RAASVELDT, H. C. — Conglomerados, transgresiones, regresiones, hiatos y facies en relación con sollevamientos tectónicos (con veintiuna figuras) 33-74A

SOLÉ DE PORTA, N. — Contribución a la palinología del Terciario del norte de Colombia (con cinco planchas y sesenta y una figuras) 75-94

LANGENHEIM, JEAN H. — Late paleozoic and early mesozoic plant fossils from the Cordillera Oriental of Colombia and correlation of the Girón formation (con cinco planchas y treinta y seis figuras) 95-132

RESTREPO A., HERNÁN. — Reconocimiento geológico de la región Boavita-La Uvita, Departamento de Boyacá (con dos fotografías, cuatro planchas y siete esquemas) 133-168

SARMIENTO ALARCÓN, ALBERTO. — Estudio experimental de abrasión en guijarros (con veintisiete figuras) 169-226

EL BASAMENTO CRISTALINO DE LA PENINSULA DE LA GUAJIRA

POR
L. RADELLI

SERVICIO GEOLOGICO NACIONAL
BOGOTA, 1961

55398

CONTENIDO:

RESUMEN	9
RÉSUMÉ	9
RIASSUNTO	9
SUMMARY	9
INTRODUCCIÓN	11
Agradecimientos.	11
ROCAS SEDIMENTARIAS	13
<i>Región de Cuiza: Rocas Sedimentarias Cretácicas</i>	14
<i>Región de Ipapure-Cojoro: La Serie Cojoro</i>	15
ROCAS METAMÓRFICAS	16
Migmatitas	18
Rocas Igneas	23
DISCUSIÓN	28
BIBLIOGRAFÍA	30

RESUMEN

El presente trabajo trata de la petrografía y de la génesis de las rocas cristalinas de la península de La Guajira.

Se presta particular atención a la descripción y a la génesis de las rocas granitizadas (migmatitas) y a sus relaciones con las ectinitas y con las masas intrusivas de la región.

Se discute al final la sucesión de los ciclos orogenéticos que dieron a la región su configuración actual.

RÉSUMÉ

L'auteur expose les travaux (pétrographie et genèse) exécutés sur les roches cristallines de la presqu'île de La Guajira (Colombie).

En particulier il s'intéresse à la description et à la genèse des roches granitisées (migmatites) et à leurs relations reciproques, aux ectinites et aux masses intrusives de la region.

A la fin il fait des reflexions sur les cycles orogeniques qui ont donné a la region sa configuration actuelle.

RIASSUNTO

L'autore espone il lavoro (petrografia e genesi) eseguito sulle rocce cristalline della penisola della Guajira (Colombia).

In particolare s'interessa alla descrizione e alla genesi delle rocce granitizzate (migmatiti) e alle loro reciproche relazioni, alle ectiniti e alle masse intrusive della regione.

Infine fa delle riflessioni sui cicli orogenetici che hanno dato alla regione la sua configurazione attuale.

SUMMARY

The present study deals with a work executed by the Author on the crystalline rocks of the Peninsula of Guajira (Colombia).

The author points out particularly the description and the genesis of the granitized rocks (migmatites) and their reciprocal relations, the ectinites and the intrusive rocks of the region.

At the end he makes some discussions about the orogenetic cycles which gave the region its present features.

INTRODUCCION

En septiembre de 1960 el A. ha participado, por cuenta del Servicio Geológico Nacional de Colombia, en los trabajos de campo necesarios para la elaboración del mapa fotogeológico de la península de La Guajira.*

Afloran en la región estudiada rocas sedimentarias y cristalinas.

Las formaciones sedimentarias, de edad mesozoica y cenozoica, son bastante conocidas, debido a los trabajos estratigráfico-paleontológicos de H. BÜRGL¹, y especialmente de O. RENZ². Los datos sobre las formaciones cristalinas, que constituyen la parte central de la península y la Serranía del Carpintero, al norte, son hasta este momento muy escasos, y se deben casi exclusivamente a STUTZER³.

Los trabajos de campo de la misión en que participó el A. versaron por lo tanto, más que todo, en el estudio de las formaciones cristalinas y de sus relaciones con las sedimentarias, donde éstas prometían una posibilidad de datación de los fenómenos magmático-metamórficos.

Agradecimientos

El A. quiere agradecer a todos los integrantes de la comisión geológica 1960 a La Guajira, señores G. Champetier de Ribes, G. Weecksteen, R. Quintero, sin cuya colaboración no habría sido posible la elaboración del presente trabajo, y de manera muy especial al señor G. Champetier de Ribes por las sugerencias que tuvo la amabilidad de hacer durante la interpretación de los problemas más importantes y por la reducción del mapa fotogeológico original.

* En publicación por cuenta del S. G. N. de Colombia.

ROCAS SEDIMENTARIAS

1. — REGION DE NAZARET

Por lo que se dijo anteriormente, el estudio directo de las formaciones sedimentarias se realizó en el sector NE de la península, en una zona comprendida aproximadamente entre Nazaret Santa Rosa Punta Es ada.

Desde abajo hacia arriba la sucesión litológica comprende las siguientes facies: conglomerados, areniscas, calizas.

a) LOS CONGLOMERADOS

Los conglomerados se observan hacia Punta Espada.

Las rocas tienen color rojizo y son muy heterogéneas, debido a la presencia de fragmentos lidíticos y de guijarros poco redondeados de neises en una pasta granular. En las partes de grano más fino la roca está compuesta por cuarzo, plagioclasa, ortosa y microclina detríticos, y por pequeñas cantidades de clorita y moscovita. El cemento es calcáreo y muy escaso.

El cuarzo es muchas veces poiquilítico: a menudo da lugar a estructuras enladrilladas, y recristalizó durante los procesos diagenéticos de la roca.

La plagioclasa muestra varias fracturas, rellenas por calcita. *Ortosa* y *microclina* son menos abundantes que la plagioclasa, y la primera está por lo general más alterada que la segunda.

Los accesorios más comunes son: circón, magnetita y apatito.

El grado de conservación de los feldespatos indica que la roca se originó en condiciones de rápida sedimentación y rápido transporte, es decir, durante una fase de fuerte transgresión marina y *activo tectonismo*.

La escasez de elementos coloreados depende de su más fácil transporte.

La roca se puede clasificar como conglomerado arcósico.

b) LAS ARENISCAS

Por disminución gradual del grano los conglomerados pasan a areniscas, de grano progresivamente menor.

Las areniscas tienen una composición mineralógica distinta a los conglomerados, debido a una mayor abundancia de elementos filíticos y feldespáticos mucho más alterados.

La facies arenácea más profunda es una grauvaca de grano medio-fino que aflora en el valle de Nazaret hacia Punta Espada. La roca tiene color rojizo, debido a un pigmento ferruginoso; contiene abundantes minerales filíticos en pequeñas láminas (anfíbol, moscovita) y feldespatos casi completamente alterados, mientras que la calcita es muy poca. En esta facies son abundantes los amonites no determinables.

Intercaladas en estas areniscas feldespáticas también se encuentran facies casi puramente cuarzosas con poca calcita.

La calcita es en su mayor parte secundaria y se halla en pequeñas cavidades de la roca, que se deben a fenómenos diagenéticos de deshidratación con pérdida de volumen.

Muy características son en estas areniscas cuarzosas unas cavidades romboidales en las cuales la calcita sustituye, con sucesivos crecimientos, al material arcilloso, dando a la roca cierto carácter novaculítico.

c) LAS CALIZAS

De las facies arenáceas se pasa gradualmente a areniscas calcáreas y calizas arenáceas hasta llegar a calizas puras fosilíferas que constituyen los relieves que limitan el valle entre Nazaret y Punta Espada. Se trata de calizas grises, que se hallan en bancos de notable espesor y en estratos de hasta unos decímetros de grueso, en las cuales los fósiles son abundantes y muchas veces bien conservados.

En los riscos más cercanos al mar las calizas presentan las formas características de la erosión marina, por lo cual marcan una línea de costa reciente. En el último sector de la loma cretácea hacia Nazaret, la caliza es localmente cristalina y contiene estructuras irregulares en forma de festones oscuros discordantes con un espesor máximo de algunos metros. Es posible que estas estructuras y la local cristalinidad de la roca estén en relación con fenómenos dinámicos, pero no se puede excluir una acción de la intrusión de Sí pana (v. a.), la cual, en tal caso, tendría edad post-cretácea.

2. — REGION DE CUIZA: ROCAS SEDIMENTARIAS CRETACICAS

En la zona de Cuiza se encuentra, sobre las migmatitas, una serie de rocas sedimentarias detríticas, sin fósiles, que constituyen una especie de isla alargada y con fuerte relieve.

La base de la serie está constituída por un conglomerado arcósico con grandes elementos cuarzoso-feldespáticos y guijarros de neis.

La matriz de la roca está compuesta principalmente por cuarzo y feldespatos (ortosa, a veces micropertítica, microclina y plagioclasa) bien conservados.

Los elementos coloreados están representados por poca moscovita y sericita.

El cemento es principalmente cuarzoso.

La calcita es poco abundante y siempre tiene posición intersticial.

El accesorio más común es el *circón*.

La serie sigue con una arcosa de grano más fino, en la cual los feldespatos están más alterados y hay mayor cantidad de elementos filíticos.

La parte superior de la serie está constituida por una arenisca feldespática de color oscuro y grano medio-fino con cemento sobre todo hematítico.

El *cuarzo* es el mineral más abundante, y presenta formas de compenetración debidas a disolución diferencial. Los *feldespatos* están fuertemente alterados y sólo se pueden apreciar unas maclas en las plagioclasas. La *calcita* es sindeposicional y por lo general intersticial.

Este rápido examen permite afirmar que se trata de una serie transgresiva que se depositó en condiciones de activo tectonismo cerca de la costa. Debido a su similitud con las rocas detríticas cretáceas del Norte de la península, se consideran, así como O. RENZ⁸, de la misma edad.

3. — REGION DE IPAPURE-COJORO: LA SERIE COJORO

Los sedimentos que afloran en esta región están constituidos por rocas prevalentemente arenáceas de grano medio o fino, de color rojizo. Estas rocas han sido detenidamente descritas desde el punto de vista geológico-estratigráfico por O. RENZ⁸, a cuyo trabajo se remite, y reunidas por este autor bajo la denominación de "Serie de Cojoro".

Lo que más interesa anotar aquí es el yacimiento, ya observado por RENZ, de estas rocas sobre las volcanitas ácidas que este autor pone en relación con los análogos terrenos volcánicos de la formación "La Quinta", de la Serranía de Perijá.

Debido a nuestros conocimientos directos acerca de las relaciones de la formación "La Quinta" con las riocitas que afloran en esa cordillera, de las cuales se tratará en un trabajo futuro, es nuestra opinión que es la "Serie Cojoro", de RENZ, la que corresponde a la formación "La Quinta", y que estos terrenos derivan, por lo menos en su gran parte, de la erosión de más antiguos (ercínicos) relieves volcánicos, en un ambiente prevalentemente continental o subcontinental, interesado por momentáneas invasiones marinas.

El establecimiento de condiciones continentales al comienzo del Mesozoico (Triás?), hay que ponerlo en relación con la existencia de un fenómeno orogenético, documentado por la discordancia bien conocida de los terrenos triásico-jurásicos de la formación "La Quinta" sobre el Paleozoico en la Serranía de Perijá; con este mismo fenómeno orogenético están relacionadas las manifestaciones magmáticas de las cuales se dijo.

El análisis microscópico confirma, por otra parte, esta manera de ver.

Las areniscas finas de la "Serie Cojoro" de RENZ están constituidas prevalentemente por cuarzo poco redondeado, por plagioclasa más o menos alterada y por un cemento arcilloso o ferruginoso, y son totalmente parecidas a las de la formación "La Quinta" en la Serranía de Perijá.

Hacia la base de la serie, las areniscas tienen grano más grueso y, además de estos minerales, en granos de mayores dimensiones, contienen clorita, granos de óxidos de hierro y, lo que es más interesante, pequeñas masas de roca volcánica, en las cuales a menudo se observan microlitas de plagioclasa en una masa fundamental vítrea rojiza.

La equivalencia de la "Serie Cojoro" de RENZ con la formación "La Quinta", parece además documentada por la presencia en ambas de parecidas manifestaciones magmáticas: filones de microdiorita (?) intensamente alterada, se pueden en realidad observar a la base de la montaña de Cojoro, y rocas hipoabisales de la misma naturaleza atraviesan los sedimentos de "La Quinta" a lo largo de la vertiente occidental de la Serranía de Perijá al E de Valledupar.

ROCAS METAMORFICAS

La distribución de las facies

La distribución de las facies es bastante sencilla y regular.

Las formaciones cristalinas tienen un rumbo general EW, así que una sección de N a S permite encontrar una serie de zonas de facies siempre más profundas. Hacia el S la serie cristalina termina contra una falla de rumbo EW, que puso en contacto la parte más profunda de la serie con las formaciones sedimentarias del Cretáceo (v. esquema geológico adjunto).

La sucesión que se encuentra es la siguiente:

Ectinitas, de la zona de las micacitas superiores	} migmatitas homogéneas
neises granitizados	
embrequititas	
migmatitas heterogéneas.	

La serie cristalina está además atravesada por masas plutónicas (Siapana, Parashi, Ipapure) y por las manifestaciones filonianas de éstas.

LAS ECTINITAS

Las ectinitas constituyen el sector septentrional del macizo cristalino de la península.

La formación presenta pliegues bastante apretados, ligeramente asimétricos, debido a su tendencia a tumbarse hacia el S; salvo variaciones locales, debidas a falla, el rumbo de los pliegues es EW.

Se trata de una serie pelítica con niveles arenáceos y otros, muy característicos, de calizas no fosilíferas, que obtuvo su facies actual por un metamorfismo de bajo grado.

Las rocas son finamente esquistosas y a veces muy ricas en sericita.

Por lo general, bajo el microscopio en sección delgada, se aprecian también pequeñísimas láminas neogénicas de moscovita.

En la zona de Nazaret el carácter de la formación es principalmente arenáceo. Las rocas son claras, finamente esquistosas y de grano muy fino. La masa fundamental está constituida por abundante cuarzo, menor cantidad de feldespatos y por los minerales neogénicos: clorita, zoisita y moscovita. En unos bancos calcáreos, comprendidos en la formación, se observa, bajo el microscopio, la recristalización de la calcita y la neoforación de delgadas capitas de antigorita.

Al S de Parashi, donde la formación está mejor expuesta, la facies dominante es de esquistos pelíticos con pliegues a escala microscópica, con intercalaciones de "schistes elongés". Bajo el microscopio las rocas resultan constituidas por una trama tupida de clorita, sericita y a veces moscovita en la cual está inmerso el cuarzo en pequeños gránulos, a menudo con estructura de mosaico. Además se observan materia orgánica y cubitos de piritita.

Al W de Barile afloran esquistos pelíticos cloríticos finamente replegados, caracterizados por una estructura en franjas de distinta composición y naturaleza: las partes oscuras están constituidas por fieltros muy finos en los cuales sólo se reconocen pequeñas láminas de moscovita; las partes claras por cuarzo en granos por lo general menudos.

También en este sector, así como en el de Río Retiro, en las cercanías de Montecarlo, están comprendidos en esta formación niveles de calizas. Se trata de calizas ligeramente arenáceas, sobre las cuales la erosión operó selectivamente, poniendo en relieve las delgadas capitas (2-5 mm) constituidas por cuarzo prevalente.

La observación microscópica permite reconocer también en estas calizas unas capitas antigoríticas y a veces moscovíticas.

La Serranía del Carpintero, en el extremo norte de la península también está constituida por ectinitas poco metamórficas. Las rocas aquí más difundidas son: facies conglomeráticas esquistosas rojizas; cuarcitas grisáceas; esquistos arcillosos, abigarrados (verdosos, rojo vinosos, morados). Numerosas manifestaciones de cuarzo lechoso, a veces en filones de algunos metros de ancho, más a menudo en una red de pequeños filoncitos, han producido un endurecimiento de la mayor parte de estas rocas.

Masas gábrico-serpentinicas comprendidas en las ectinitas

Están comprendidas en esta parte de la serie cristalina varias masas gábricas concordantes (Monte Ruma, Carimaya), por lo general serpentinizadas, así como la serpentina del Cabo de la Vela.

Las rocas gábricas tienen color verde oscuro y se componen de una malla de antigorita y bastita, y de grandes láminas de clorita perfectamente transparentes. Localmente la antigorita tiene carácter de asbesto. A veces se observan ajo el microscopio también pequeños restos lixiviados del primitivo anfíbol. En una muestra colectada en la vertiente S del Monte Ruma, además de anfíbol no pleocroico en pequeñas fibrillas que dan lugar a tramas muy finas, se reconocen también restos de plagioclasa (labradorita) maclada según la ley de la albita y epidota. Como accesorios se hallan en estas rocas magnetita en cantidades variables y calcita.

La serpentina del Cabo de la Vela, que constituye con su típica morfología en formas agudas el relieve costero, se compone principalmente de antigorita con estructura de mallas a veces groseras en la cual se encuentran abundantes granulaciones de magnetita. En algunos puntos, como por ejemplo en las cercanías del faro, se observan filones ácidos en cuya masa están repartidos paquetes o capitas de minerales anfibólico-piroxénicos con disposición paralela, así que la roca resultante se puede clasificar como brecha eruptiva. Por contener minerales primarios estos filones se formaron con anterioridad a la serpentización.

MIGMATITAS

Al S de la zona de las ectinitas se extiende una región migmatizada en la cual se pueden distinguir las siguientes facies: neises granitizados (Nazaret), embrequitas festoneadas y amigdaloides (Montecarlo), migmatitas heterogéneas (Cuiza). En todas estas facies hay septa reconocibles de ectinitas incluyendo niveles de caliza, poco o nada metasomáticas. Gran número de filones aplíticos y pegmatíticos atraviesan en todo sentido las migmatitas. El contacto entre las migmatitas y las ectinitas es casi siempre muy definido, de tipo banco a banco.

1. — MIGMATITAS HOMOGENEAS

a) NEISES GRANITIZADOS

En el sector de Nazaret las migmatitas están representadas por neises claros, esencialmente cuarzoso-feldespáticos con escasos elementos coloreados, de esquistosidad solo parcialmente reconocible y de grano grueso. La estructura de las rocas es cristaloblástica, con tendencia a la porfiroblástica, debido al desarrollo de los cristales de plagioclasa y de las pertitas ortoclásicas ocasionalmente presentes. Los minerales más abundantes son cuarzo y plagioclasa.

El cuarzo es granoblástico y se halla en gránulos menudos o en lentejones recristalizados con estructura de mosaico. Siempre tiene extinción ondulada. *La plagioclasa* tiene composición An 30 y forma idioblastos peciloblásticos. Presenta a veces deformaciones post-cristalinas y fracturas rellenas por cuarzo recristalizado. Asociadas con estos minerales se hallan menores cantidades de albita y ortosa en xenoblastos peciloblásticos. Localmente, como, por ejemplo, en las muestras colectadas en la carretera de Nazaret a Santa Rosa, albita y ortosa dan lugar a estructuras pertíticas bien desarrolladas. Los minerales melanocratos, muy escasos, están representados por anfíbol moscovita, biotita, clorita y epidotas.

Del *anfíbol* sólo hay algunos restos, intensamente lixiviados y corroídos, muchas veces incluidos en los minerales siálicos, principalmente en el cuarzo. La moscovita forma láminas de diferentes dimensiones y estructuras lepidoblásticas sin mostrar una orientación privilegiada.

Biotita y *clorita* (pennina) se encuentran por lo general asociadas en estructuras alargadas fibrosas, en las cuales prevalece la clorita, constituyendo la biotita sólo láminas pequeñas.

Las *epidotas* comprenden miembros zoisíticos y ferríferos. Los cristales de ambas especies son de dimensiones muy pequeñas y caracterizados por un definido idiomorfismo; se hallan preferencialmente asociados a las micas y constituyen la casi totalidad de las inclusiones en la plagioclasa. Como accesorios hay: apatito, óxidos de hierro y localmente titanita.

También si es difícil establecer la paragénesis completa de estas rocas, del examen de las relaciones recíprocas de sus minerales resulta un importante aporte alcalino, especialmente sódico.

Esta formación de neises granitizados está atravesada por numerosos filones de anfibolitas, por lo general de rumbo SW-NE.

Las anfibolitas tienen textura esquistosa, estructura granoblástica y su masa fundamental se compone principalmente de anfibol y poca plagioclasa.

El *anfibol* pleocroico de amarillento a verde oscuro, con ángulo de extinción $Z:c = 17^\circ$, es una *hornblenda* verde, que a veces presenta pequeños bordes alterados a clorita.

La *plagioclasa* es básica y fuertemente alterada con origen de diminutas láminas micáceas, zoisita y productos de aspecto terroso. Como accesorios se observan óxidos de hierro e ilmenita con núcleo ferroso.

También las anfibolitas han sido afectadas por el proceso metasomático que granitizó a los neises: en la trama granoblástica de anfibol se introdujeron albita peciloblástica, a veces finamente maclada y cuarzo, que muchas veces incluye pequeñas partes de los cristales de anfibol. La intensidad menor de la inyección sólo se debe a la mayor resistencia que oponen las anfibolitas al desarrollo de estos fenómenos.

b) EMBREQUITAS

Embrequitas festoneadas y embrequitas amigdaloides constituyen un extenso sector al S del precedente y están bien expuestas en varios afluentes del Río Chimare (en particular en el Río Retiro, donde se observan en contacto con las ectinitas) así como en la localidad El Paraíso.

b-1) *Embrequitas festoneadas*

La facies predominante es de embrequitas anfibólicas festoneadas, constituyendo la amigdaloides sólo pequeñas masas localizadas.

Estas rocas están constituidas por dos partes netamente distintas: un paleosoma especialmente anfibólico y un neosoma cuarzoso-feldespático.

Las relaciones cuantitativas entre las dos partes de la roca son muy variables dentro de un mismo afloramiento: en unos puntos el neosoma sólo constituye delgadas capas en la masa básica del paleosoma, en otros forma estratos que alcanzan un espesor de varios metros. La estructura de las rocas es cristaloblástica con tendencia lepidoblástica en el paleosoma anfibólico.

Paleosoma

El anfibol presenta por lo general los caracteres de la *hornblenda*: pleocroísmo de amarillento a verde y ángulo de extinción $Z:c = 18^\circ - 20^\circ$; pero no es raro un anfibol con carácter glaucofánico, pleocroico de verde pálido a verde azulado y ángulo de extinción pequeño.

Constituye láminas de dimensiones medias y grandes, y muchas veces es dilavado y cloritizado.

Asociada con el anfibol y a menudo en crecimientos sobre éste se encuentra muchas veces *biotita* en pequeñas láminas fuertemente pleocroi-

cas y parcialmente cloritizadas y a veces moscovita en láminas de varias dimensiones que pueden dar lugar a estructuras lepidoblásticas.

El *cuarzo* que se halla en la masa del paleosoma se presenta en estructuras enladrilladas formadas por pequeños granos o en lentes de contorno dentado y tiene extinción ondulada.

Neosoma

La masa ácida del neosoma se compone principalmente de *cuarzo* y *plagioclasas* con menor cantidad de *feldespato potásico*.

El *cuarzo* se halla en grandes cristales alotriomórficos y en filoncitos que atraviesan todos los demás minerales de la roca.

Las *plagioclasas* están representadas por *oligoclasa* (An 30) y por *albita* casi pura.

La *oligoclasa* tiene tendencia idioblástica, por lo general está maclada según la ley de la *albita* y es fuertemente peciloblástica, incluyendo gran número de diminutos prismas de *epidota*. A veces da lugar a *porfiroblastos* incluyendo entonces partes del paleosoma.

La *albita* forma granos alotrioblásticos, venitas granoblásticas y delgados halos en la periferia de la *oligoclasa* y de la *ortosa*.

Ortosa y *microclina* no son muy abundantes y constituyen sólo alotrioblastos de dimensiones medias o pequeñas. Su abundancia aumenta sólo en las partes donde una ligera cataclasis ha facilitado el camino a los grandes iones potásicos. En unos puntos de la masa ácida se observan concentraciones de minerales coloreados: principalmente *epidotas* y *moscovita* en cristales de notables dimensiones, a los cuales se asocia *clorita* derivada de la alteración de restos de *anfíbol* incluidos por el neosoma.

Por lo que se refiere a los minerales siálicos la sucesión paragenética parece ser la siguiente: 1) *cuarzo* I, 2) *oligoclasa*, 3) *ortosa* y *microclina*, 4) *albita*, 5) *cuarzo* II.

Los accesorios más comunes son *apatito*, *titanita* y óxidos de hierro, mientras que el *granate* aparece sólo localmente y en cantidades muy variables en las *anfíbolitas* y la presencia de la *turmalina* es excepcional.

Apatito y *titanita* parecen pertenecer al neosoma.

El *granate* presenta abundantes fracturas y una alteración bastante avanzada dando lugar a *moscovita*, *clorita* y *epidota*, que indican procesos de diaftoresis.

b-2) *Embrequitas amigdaloides*

Esta facies de *embrequitas*, en la cual el neosoma, además de constituir festones tiende a separarse en forma de amígdalas u ojos, parece reducida, en la región de La Guajira, a pequeñas porciones de la formación de las *migmatitas homogéneas*.

A pesar de su escasez son de gran interés debido a que son las únicas *migmatitas homogéneas* de la región en las cuales el aporte de iones potásicos ha sido relevante.

Buenos afloramientos de estas rocas se encuentran en los alrededores de Mojara (SW) y particularmente en las cercanías de El Paraíso. En ambos casos la textura de la roca se debe a una alternación de capas cuarzo-feldespáticas y de capas micáceas más delgadas; las micas se encuentran modeladas en superficies curvas alrededor de los porfiroblastos de ortosa y microclina que constituyen las amígdalas.

Dichas amígdalas alcanzan en la roca de El Paraíso 4-5 cm de diámetro máximo, mientras que son menores (1-2 cm) en la de Mojara.

La estructura de la masa fundamental es granoblástica.

El mineral más abundante es el *cuarzo*, del cual se reconocen dos generaciones. La primera generación pertenece a la parte más antigua de la roca y se halla en capas de estructura granoblástica, en las cuales se observan cristales de distintas dimensiones de contorno dentado que tienen extinción ondulada. La segunda generación constituye filoncitos muy limpios que atraviesan todos los demás minerales de la roca y corresponde por lo tanto a la parte más reciente del neosoma. De feldespatos hay el potásico y varios miembros de la familia de las plagioclasas.

El feldespato potásico se halla en forma de *ortosa* en las rocas de Mojara y principalmente de *microclina* en las de El Paraíso: en ambas constituye los lentejones que caracterizan esta facies.

El miembro genéticamente más antiguo de la familia de las plagioclasas es una oligoclasa 15-20 An, que se halla en cristales finamente maclados y ligeramente alterados. En las rocas de Mojara la oligoclasa tiene marcada tendencia porfiroblástica y a constituir pequeños lentejones.

Más difundida que la oligoclasa es la *albita*, de origen posterior.

Al contrario de la oligoclasa, la *albita* nunca es maclada y se halla en granos pequeños o en filoncitos granoblásticos.

La sucesión paragenética de los minerales siálicos es la siguiente:

- 1) cuarzo I, 2) oligoclasa, 3) ortosa y microclina, 4) albita,
- 5) cuarzo II.

Los minerales melanocratos están representados por biotita oscura, fuertemente pleocroica, por moscovita en menor cantidad, pero a veces en láminas de grandes dimensiones, y por epidotas en general idioblásticas.

Como accesorios se observan circón y apatito, parte del cual pertenece al neosoma y documenta un estadio neumatolítico del proceso de granitización.

2. — MIGMATITAS HETEROGENEAS

Las migmatitas heterogéneas afloran en la zona suavemente ondulada y fuertemente erosionada que se extiende al N y al SO de la laguna de Cuiza. Estas están constituídas por la asociación, generalmente concordante, de una roca granitoidea leucocrática en forma de filones, de estratos, de lentes y de una roca metamórfica, más o menos inyectada, principalmente anfibólica. La textura de la formación es la típica de las *epibolitas*. En los paquetes anfibolíticos aislados por el material granitoideo se pueden observar todas las transiciones de anfibolitas no metasomáticas a embrequitadas festoneadas.

Los paquetes anfibolíticos menos inyectados han resistido más la erosión y sobresalen en el terreno algunos metros dando lugar a pequeños montículos alineados y alargados, de rumbo aproximadamente EW.

La masa granitóidea tiene color muy claro y macroscópicamente muestra una textura planar, por la disposición aparentemente orientada de los diminutos restos de minerales filíticos. Bajo el microscopio la textura resulta ser isotrópica, ligeramente nebulítica, debido a la acumulación local de los escasos elementos coloreados.

Muy abundantes son las estructuras en tabiques (*structure cloisonnée*) debidas a la intercalación de gránulos de albíta entre los más grandes cristales de feldespato potásico y las estructuras pertíticas.

El *cuarzo* es el mineral más abundante. Constituye granulaciones menudas y cristales irregulares de grandes dimensiones, con extinción ondulada y frecuentemente con estructuras en mosaico. Es el último de los minerales formados: corroe, penetra e incluye todos los demás minerales de la roca.

Muy difundida es una *pertita ortoclásica*, que a menudo alcanza grandes dimensiones: está constituida por franjas de albíta que alternan con ortosa casi en igual cantidad. A veces la albíta está muy finamente maclada y corresponde a una mezcla con 5-8 An: la ortosa está casi siempre alterada dando origen a diminutas láminas de sericita.

Alrededor de las pertitas están comúnmente presentes delgados halos de albíta pura.

Además de participar en la constitución de las pertitas el feldespato potásico se halla en forma de *ortosa* y de *microclina*, en cristales de tamaño grande o mediano. A diferencia de la microclina, siempre muy fresca, la ortosa presenta por lo general una alteración que da origen a pequeñas láminas sericíticas y a material de aspecto terroso.

Las plagioclasas son menos abundantes y están representadas por *oligoclasa ácida* (12-15 An) y *albíta*. La oligoclasa se halla en cristales idiomórficos y alotriomórficos, y siempre está maclada según la ley de la *albíta*. La albíta sólo constituye gránulos alotriomórficos sin maclas. Los minerales coloreados son muy escasos: pequeñas cantidades de sericita, moscovita y clorita dan lugar a tramas irregulares en las cuales además se halla poca epidota.

Como accesorios sólo se observan unos cristales de apatito y circón.

Las partes anfibólicas tienen textura esquistosa y estructura grano-blástica: están constituidas por *hornblenda* en idióblastos de varias dimensiones, sobre los cuales se observan crecimientos de pequeñas láminas de *biotita* y por poca plagioclasa básica profundamente alterada.

En algunos puntos hay granate y titanita como accesorios.

En consecuencia de los fenómenos de inyección el anfíbol se altera en clorita (penina) y la transformación aumenta al aumentar el aporte ácido.

El mismo material de aporte varía con la intensidad de la metasomatosis.

En las facies poco inyectadas, dentro de la trama anfibólica penetran principalmente oligoclasa, albíta y cuarzo, y sólo cuando la metasomatosis es muy avanzada a estos minerales se junta el feldespato potásico.

Metamorfismo de contacto de las migmatitas

Las migmatitas heterogéneas están en contacto en su sector NW con rocas poco metamórficas, que en la parte más próxima al contacto fueron modificadas por acción térmica y atravesadas por pegmatitas procedentes de la región granitizada. Se trata de un paquete de filitas carbonosas (Budner-Schiefer) fuertemente hendibles, de textura esquistosa y grano fino, constituidas por abundante cuarzo que se halla en un fieltro poco resoluble de sericita, moscovita y abundante materia carbonosa en estructuras alargadas, atravesadas hacia el N por varios filones de cuarzo lechoso.

Por acción térmica del frente de las migmatitas estas rocas han recrystalizado casi completamente y se formaron minerales correspondientes a un grado de metamorfismo mucho más avanzado.

La materia carbonosa ha recrystalizado en láminas de *grafito*, lo cual origina en la roca superficies de fractura brillante. El *cuarzo* se reordenó en capas de estructura granoblástica con cristales de dimensiones medias o medio-grandes. Existen todavía pequeños fieltros de minerales filíticos, pero la mica está mucho más desarrollada y en la parte más rica en alúmina tuvieron origen *distena* y *silimanita*. La *distena* aparece en granos irregulares de color ligeramente azul, pleocroicos de azul pálido a incoloro, con fuerte relieve y colores de interferencia bajos.

La *silimanita* forma pequeños prismas de extinción recta a veces reunidos en copetes.

Algunos cristales con contorno hexagonal llenos de inclusiones que dan al mineral un aspecto terroso podría ser de *cordierita pinitizada*.

ROCAS IGNEAS

Rocas ígneas, tanto intrusivas como efusivas, están abundantemente representadas en la península de La Guajira, y de éstas se tratarán aquí las principales.

Las intrusivas constituyen los plutones de Siapana y de Parashi, masas magmáticas introducidas en zonas más altas en las cuales se originaron. Las efusivas están localizadas en el sector costanero meridional (región de Ipapure-Cerro de la Teta), y se hallan en relación estrecha con más profundas rocas intrusivas (granodiorita de Ipapure).

Las masas intrusivas son de pequeñas dimensiones y pertenecen a un ciclo orogénico-magmático posterior al que produjo la granitización descrita de parte de la península.

a) LA GRANODIORITA DE SIAPANANA

El plutón de Siapana constituye una cúpula intruída en las migmatitas homogéneas, que han sido levantadas alrededor, como se puede observar magníficamente desde la pista de El Paraíso a Siapana.

La composición mineralógica de la granodiorita es muy constante y sencilla: cuarzo abundante, oligoclasa, ortosa y microclina, biotita son los minerales esenciales; moscovita, circón, apatito, poca epidota y óxidos de hierro son los accesorios.

La estructura es holocristalina ipidiomórfica. Hay que destacar algunas estructuras monzoníticas y las mirmequitas en las plagioclasas en contacto con la ortosa. La biotita está frecuentemente alterada a clorita, especialmente en la parte del plutón más próxima a Nazaret.

En la primera colina al NW de Siapana, en la periferia del plutón la masa intruída ha digerido casi completamente unos estratos anfibólicos preexistentes: dentro de la granodiorita se observan así franjas o festones oscuros (biotítico-anfibólicos) con longitud de un centenar de metros y con espesor de algunos centímetros. A causa de esta estructura, STUTZER ⁹ pensaba, debido probablemente a que no examinó todo el plutón, sino este punto periférico, en la existencia de un granito néisico, mientras que en la granodiorita no hay ninguna traza de metamorfismo.

En la extremidad NW del plutón paquetes de rocas metamórficas antiguas forman grandes "pendants" dentro de la granodiorita.

Fenómenos propiamente de contacto puede que sean los que se observan en un "septum" de ectinitas comprendidas en las migmatitas, en las cercanías de Nazaret: de un nivel de calizas se originaron los llamados mármoles de Nazaret, que contienen pequeñas minas de oro, mientras que en las micacitas apareció la biotita.

Fenómenos filonianos

La masa granodiorítica está atravesada con cierta frecuencia por filones de distinto espesor de rocas de color verde oscuro o verde gris, de estructura porfírica, que por su mayor resistencia a la erosión dan lugar en los ríos a pequeños saltos de agua.

Se trata de microgranitos y microgranodioritas, cuya estructura porfírica se debe a la presencia de fenocristales ortosi-plagioclásicos en una masa fundamental de cuarzo, microlitos de plagioclasa y pequeñas láminas de biotita. La presencia de abundantísimas estructuras micropegmáticas confiere a las rocas cierto carácter granofírico.

Muy difundidos están también los filones pegmatíticos y aplíticos que, además de atravesar la granodiorita, siguen en los terrenos encajantes. Están compuestos por cuarzo, plagioclasa, ortosa, moscovita y a veces por granate.

b) EL PLUTON DE PARASHI

La masa intruída circunscrita de contornos definidos de Parashi subió a colocarse en la zona de las ectinitas, debido a fallas que desplazaron violentamente esta formación.

Es conveniente describir en primer lugar la morfología de la región y después la litología del plutón.

Se trata de un territorio esencialmente plano, atravesado en dirección NS por un alineamiento de pequeñas colinas alargadas, con altura

relativa a la planicie de 20-30 metros aproximadamente, de poca anchura y con perfiles redondeados.

La parte plana está constituida por una granodiorita anfibólico-mi-cácea, que en donde no aflora directamente se halla a unos pocos metros de profundidad, constituyendo entonces una base impermeable que permite muchas veces cavar pozos para agua. La composición de la granodiorita es sencilla: cuarzo abundante, plagioclasa, a veces zonada (30 An en la periferia, 35 An en el núcleo), ortosa, biotita, actinolita, con apatito, circón, titanita como accesorios.

Las colinas están formadas por una facies hipoabisal con cuarzo automorfo del mismo magma.

La masa fundamental de la roca es microcristalina ácida; los fenocristales son de plagioclasa, ortosa y especialmente de cuarzo, que puede llegar a un diámetro hasta de un centímetro. Los minerales melanocratos están representados por anfíbol casi siempre completamente alterado a clorita y poca biotita.

El magma intruído solidificó por lo tanto en dos fases distintas.

Después de una primera fase en condiciones profundas en la cual cristalizó la granodiorita, el magma restante subió a lo largo de fallas NS y cristalizó en condiciones hipoabisales, dando origen a los grandes filones descritos, que atravesaron también terrenos encajantes desplazados por las fallas. No se observan fenómenos de contacto sino muy delgados filoncitos cuarzo-feldespáticos que atraviesan las ectinitas por pocos metros.

Manifestaciones filonianas

Proviene del plutón de Parashi todo un conjunto de filones básicos y ácidos que penetran muy adentro en las ectinitas encajantes.

Los filones básicos están constituidos por *microdioritas anfibólicas* y *microcuarzodioritas anfibólicas* de estructura porfirica, en las cuales anfíbol (actinolita) y plagioclasa (andesina ácida a labradorita) forman los fenocristales, mientras que la pasta microcristalina se compone de cantidades variables de cuarzo, microlitos de plagioclasa, poca ortosa y pequeñas láminas de anfíbol y biotita.

Los filones ácidos están representados por aplitas rosadas cuarzo-so-ortoclásicas con poca plagioclasa.

c) GRANODIORITA, MICROGRANODIORITA Y RIODACITAS DE LA REGION DE IPAPURE-CERRO DE LA TETA

A pesar de las diferentes facies que aquí se encuentran, es preciso tratar en un solo capítulo de las rocas ígneas que se hallan en este sector de la península, debido a las estrechas relaciones que existen entre ellas, es decir, por su pertenencia a un solo complejo geológico, o en otras palabras, por depender la presencia de estas diferentes facies sólo del proceso de emplazamiento de un único magma.

La sucesión de las facies es la siguiente: al centro de todas las rocas ígneas una granodiorita en un valle plano; a la periferia de ésta, es decir

al pie de los relieves, una estrecha e irregular franja de microgranodiorita; alrededor, constituyendo a los relieves, las riodacitas, en las cuales el grado de cristalinidad disminuye progresivamente hacia la periferia.

Así como resulta de esta descripción, y como será precisado en la descripción petrográfica, este complejo debe entenderse como unitario, y las riodacitas y las microgranodioritas como "techo" del plutón granodiorítico.

c-1) *Las riodacitas.*

Son, estas rocas, de color muy claro, blanco o débilmente rosado, de grano menudo, en las cuales el solo mineral reconocible macroscópicamente es el cuarzo.

Bajo el microscopio, en sección delgada, en las muestras de las rocas que se hallan más lejos de la granodiorita, como por ejemplo, el Cerro de la Teta, además del cuarzo se reconocen algunos cristales de anfíbol y clorita en una masa diminuta micro o hipocristalina en la cual abundan las esferulitas.

En las muestras colectadas en zonas más cercanas de la masa intrusiva, se hallan los mismos minerales, pero aumentan progresivamente en cantidad y tamaño los minerales coloreados y empiezan a individualizarse cristales de plagioclasa.

El cuarzo constituye por lo general cristales perfectamente automorfos; algunas veces también se halla en formas alargadas o en pequeños festones; siempre presenta fenómenos de reabsorción magmática.

El anfíbol tiene pleocroísmo bien reconocible y ángulo de extinción Z:c pequeño.

La clorita es por lo general perfectamente transparente y se halla en láminas bien delimitadas o en asociaciones fibroso-radiadas. Algunos cristales presentan colores de interferencia azulosos y se pueden referir a la variedad penina.

c-2) *Las microgranodioritas.*

De estas rocas se pasa con transición gradual a las microgranodioritas de la corona periférica de la masa intrusiva.

Las microgranodioritas tienen estructura microporfírica, debido al desarrollo primeramente de los fenocristales idiomórficos de plagioclasa y subordinadamente de anfíbol en una masa microcristalina. Los minerales de esta roca son los mismos que los de la anterior.

El cuarzo es menos abundante que en las riodacitas y no es idioformo; al contrario, ocupa posición intersticial y hace por lo general parte de la masa fundamental.

La plagioclasa, idiomórfica, está por lo general maclada según la ley de la albita, y da lugar a veces a cristales débilmente zoneados; tiene muchas inclusiones, entre las cuales elementos anfibólicos. Su composición corresponde a 35 An.

El anfíbol, ligeramente pleocroico, se encuentra dilavado y casi siempre intensamente cloritizado. En los cristales frescos se puede medir un ángulo de extinción $Z:c = 20^\circ$.

Los accesorios más difundidos son: apatito, óxidos de hierro y pequeños granos de epidota ferrífera.

c-3) *La granodiorita.*

Esta roca tiene macroscópicamente color gris claro o ligeramente verdoso, y se pueden reconocer a simple vista prismas de anfíbol que pueden alcanzar una longitud hasta de un centímetro.

La estructura es granular holocristalina ipidiomórfica. El grano es medio.

La composición mineralógica que resulta al análisis microscópico es la siguiente: componentes esenciales son cuarzo, plagioclasa, ortosa, biotita, anfíbol; los accesorios clorita, apatita, circón, óxidos de hierro.

El *cuarzo*, muy abundante, es por lo general alotriomórfico y constituye granos irregulares de tamaño medio, que penetran y corroen los demás minerales de la roca, primeramente anfíbol y biotita. Pero en algunos casos también se halla en cristales idiomórficos, bien delimitados.

La *plagioclasa* constituye los mayores cristales presentes en la roca. Se halla en grandes idiomorfos maclados, según albita o albita-Karlsbad. A menudo presenta estructuras débilmente zoneadas, a veces con disposición invertida con respecto al orden normal de cristalización. Corresponde en promedio a una composición con 35% An. Muchas veces está sericitizada, y la sericitización interesa primeramente la parte central de los fenocristales mayores.

La *ortosa*, presente en cantidad subordinada, es distintamente alotriomórfica y se ajusta al contorno de la plagioclasa y de los minerales melanocratos. A menudo es algo micropertítica.

Biotita y *anfíbol* se hallan en cantidades recíprocamente variables de punto a otro de la masa intrusiva. Por lo que se refiere al tamaño de los cristales, en vía general, los de anfíbol son los más desarrollados.

El pleocroísmo del anfíbol no es muy marcado (de verde pálido a casi incoloro); el ángulo de extinción $Z:c = 15-20^\circ$; se trata, por lo tanto, de una *hornblenda*.

También en esta roca el anfíbol está muchas veces cloritizado, y la cloritización se desarrolla desde la periferia hacia el centro de los cristales. La clorita que se origina es penina.

Los accesorios presentan sus caracteres normales.

d) EL GRANITO APLITICO TURMALINICO DE IPAPURE

Al norte de Ipapure, en ambas vertientes del valle constituido por la granodiorita descrita, se observan, atravesando las lavas, algunos filones de granito claro-rosado ricamente turmalinífero.

La turmalina, de color negro, da lugar en la roca a estructuras de estrellas, cuyos elementos pueden alcanzar fácil los dos y más centímetros de longitud.

La masa fundamental de la roca, como se observa bajo el microscopio en sección delgada, es holocristalina panalotriomórfica y está compuesta por cuarzo, ortosa y plagioclasa, tal vez ligeramente más abundante que el feldespato potásico.

El *cuarzo* constituye granos alotriomórficos y a veces diminutas granulaciones. Es el último mineral formado, y corroe y penetra todos los demás.

La *plagioclasa* está maclada según la ley de la albita, tiene composición de oligoclasa y es, dentro de los minerales claros de la roca, el solo que a veces tenga una ligera tendencia hacia el idiomorfismo.

La *ortosa* siempre es alotriomórfica, no maclada y alterada.

La *turmalina* constituye prismas idiomórficos y es fuertemente pleocroica con absorción *o»e* (verde botella-amarillento pálido).

En las secciones transversales se reconocen las trazas del prisma trigonal y una estructura zonar. Algunos cristales se hallan penetrados por el cuarzo.

Accesorios son: granos de óxido de hierro y algunos pequeños cristales de apatito.

También, si no existen elementos ciertos de datación, es posible que este granito sea relacionado con la actividad magmática andina más joven (terciaria). Una prueba de esto se puede ver en la falta de turmalina en las rocas detríticas mesozoicas de la región, a pesar de que la turmalina es un mineral que resiste perfectamente a la acción de la erosión y del transporte.

DISCUSION

Así como ha sido descrita, la constitución geológico-petrográfica actual de la península de La Guajira es el producto de varios ciclos orogénicos superpuestos.

Siendo opinión del A., basada en el tipo de yacimiento y en la presencia de unas características "minettes", que las rocas anfibólicas, filonianas y masivas, son de origen orto, la parte basal actualmente granitizada hasta la zona de las micacitas superiores parece corresponder a la siguiente sucesión de fenómenos.

En un primer ciclo orogénico-magmático, antiguas rocas fueron atravesadas por un magma básico, localizado en la parte central de la península (zona Cuizá-Montecarlo), que envió sus manifestaciones filonianas en la serie de cubertera. Al final de un sucesivo ciclo orogénico, soluciones procedentes de abajo han invadido la serie regional, constituyendo un frente de migmatitas, que llegó hasta la zona superior de las ectinitas.

Al interior del frente ácido en migración hubo una diferenciación en base al distinto radio iónico de los elementos alcalinos en ellos presentes.

Se originaron así en la parte más externa las actuales migmatitas homogéneas, principalmente plagioclásicas en donde ligeros fenómenos de cataclasis no han favorecido el paso de los grandes iones potásicos; y las migmatitas heterogéneas, ricamente potásicas, en las partes más profundas de la serie.

Varios hechos objetivos confirman la idea de que el fenómeno de granitización de La Guajira es postectónico o, como máximo, tarditectónico.

Si el fenómeno de la granitización es sintectónico, una superficie de erosión hace ver una serie de anticlinales granitizados y de sinclinales con núcleo de ectinitas; en otras palabras, el frente de las migmatitas se presenta en este caso como una superficie ondulada. Al contrario, si el mismo fenómeno es postectónico, el frente de las migmatitas es plano y la superficie de erosión pone en evidencia, de una parte a otra de esto, dos dominios por completo separados: de una parte las ectinitas, de otra las migmatitas. Como es el caso de La Guajira.

Además, un aporte de materia en fase sintectónica da lugar a facies en las cuales se aprecian los plegamientos facilitados por el estado pseudo-plástico de las rocas en transformación y, por la contemporánea cataclasis, a facies de tipo agmatítico. Estos fenómenos y estas facies no existen en La Guajira, en donde sólo ocasionalmente se observaron pequeñas brechas cementadas por el neosoma ácido, y éstas se presentan como zonas de fractura absolutamente secundarias y no alcanzan sino algunos metros de espesor; la inyección también en las facies más profundas se desarrolló en forma concordante. Toda la región cristalina se presenta como un anticlinal y la granitización aumenta hacia el núcleo. El flanco meridional de la estructura falta debido a la gran falla EW, que puso en contacto la parte más profunda de la serie granitizada con los terrenos sedimentarios del Creta.

Sobre el tipo del material neosomático y su origen se puede decir que, en las partes en las cuales es preponderante, presenta una facies "*granitoidea*" en el sentido de "*plutónica*": en otras palabras, no parece producto de un fenómeno metasomático interno a una antigua serie, sino más bien proveniente de una masa granítica profunda. La presencia de epidota y moscovita en todas las rocas granitizadas hace pensar en un fenómeno de diaftoresis en la meso-epizona.

Acerca de la edad de estos fenómenos, también si es difícil llegar al detalle, se puede decir que la granitización parece ser precámbrica o calcedoniana, la diaftoresis ercínica.

A los magmas granodioríticos que han dado origen a las rocas ígneas de Siapana, Parashi e Ipapure se puede, debido a lo que se ha observado en la región de Ipapure y a la analogía de composición mineralógica, que sugiere se consideren estas rocas como diferentes manifestaciones de un solo acto magmático, asignar edad Ercínica.

El granito turmalínico de Ipapure puede ser puesto, al contrario, en relación con la orogénesis terciaria, debido a la cual se abrieron las fosas del Río Chimare y de Jigoín, e innumerables otras fallas que caracterizan el estilo tectónico de la península.

Concluyendo, la serie cristalina de la península de La Guajira corresponde a la siguiente combinación de facies:

Y	ectinitas de la base de la zona de las micacitas superiores		
M ²	migmatitas homogéneas	neises granitizados embrequitadas festoneadas embrequitadas amigdaloides	orogenia precambriana? caledoniana?
M ¹	migmatitas heterogéneas	epibolitas	
G _i ¹	granodioritas	plutón de Siapana plutón de Parashi granodiorita de Ipapure	orogenia ercínica
P	riodacitas	riodacitas de Ipapure-Cerro de la Teta	
G _i ²	granito	Granito turmalínico de Ipapure	orogenia terciaria

BIBLIOGRAFIA

- ¹ BÜRGL, H., 1958.—Informe N° 1300. Servicio Geológico Nacional. Geología de la Península de la Guajira.
- ² CAROZZI, A. V., 1960.—Microscopic sedimentary Petrography. Wiley and Sons, 1960.
- ³ GROSSE, E.—Terciario Carbonífero de Antioquia, 1926.
- ⁴ JUNG, J., ET ROQUES, M.—Introduction a l'étude zoneographique des formations cristallophylliennes. Bull. Serv. de la Carte geol. de la France, N° 235, Tome L 1952.
- ⁵ JUNG, J.—Précis de Petrographie. Masson, París.
- ⁶ PICCOLI, G., 1958.—II problema delle migmatiti attraverso mezzo secolo di ricerche. Period. Min. 27.
- ⁷ RAGUIN, E., 1957.—Geologie du granite. Masson, París.
- ⁸ RENZ, O.—Geología del Sureste de la Península de la Guajira (Colombia). Memoria del III Congreso geol. venezolano. Tomo I. 1960.
- ⁹ STUTZER, O.—Contribución a la geología de la península de la Guajira. Est. Geol. Off. Tomo II, 1917-1933, pagg. 211-243.

PLANCHAS

PLANCHA I

Neises granitizados

- Foto 1. Deformaciones post-cristalinas en la plagioclasa maclada (Nx, 200 X).
Foto 2. Porfiroblasto de plagioclasa maclada peciloblástica (Nx, 200 X).
Foto 3. Micropertita: las franjas claras son de albita (Nx, 200 X).
Foto 4. Micropertita peciloblástica: las franjas negras son de albita; las inclusiones principalmente de epidota (Nx, 100 X).



1



2



3



4

PLANCHA II

Varios tipos de pertitas en las migmatitas heterogéneas de Cuiza

- Foto 5. Cristales de plagioclasa maclada y corroída en la ortosa que incluye también láminas de moscovita (Nx, 200 X).
- Foto 6. Micropertita: albita maclada e isorientada en la ortosa ligeramente alterada (Nx, 400 X).
- Foto 7. La foto muestra la típica estructura en tabiques (structure cloisonnée): entre la microclina (derecha) y la micropertita (izquierda) hay una franja de albita granoblástica. En la micropertita, las franjas claras son de ortosa, en la cual se aprecia un principio de alteración; las franjas oscuras son de albita con 5-8 An. (Nx, 100 X).
- Foto 8. Micro-antipertita. Las franjas claras son de ortosa ligeramente alterada; la parte oscura es albita (Nx, 200 X).



5



6



7



8

PLANCHA III

Las tres primeras fotos representan el fenómeno de contacto producido por el frente de las migmatitas.

En la *foto 10* (sección delgada, Nx, 10 X) se observa la variación de textura y la más alta cristalinidad producida por este fenómeno en las filitas carbonáceas representadas en la *foto 9* (sección delgada, Nx, 2 X).

La *foto 11* (Nx, 100 X) hace ver un detalle de la misma roca de la *foto 10*. Se observa un gran cristal de distena (centro de la foto), láminas cristalinas de grafito y cuarzo granoblástico; el mineral redondeado (parte inferior centro) posiblemente sea de cordierita pinitizada.

Foto 12. Estructura monzonítica entre ortosa micropertítica y plagioclasa en la granodiorita de Siapana.



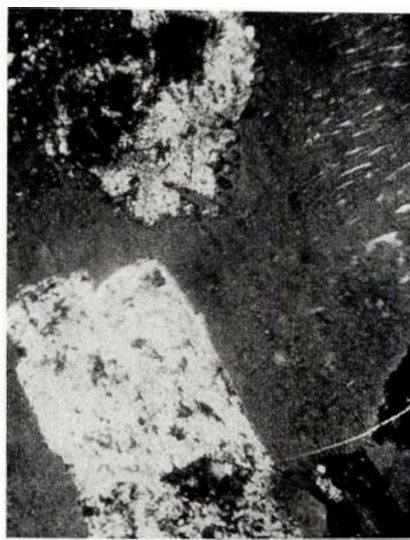
9



10



11

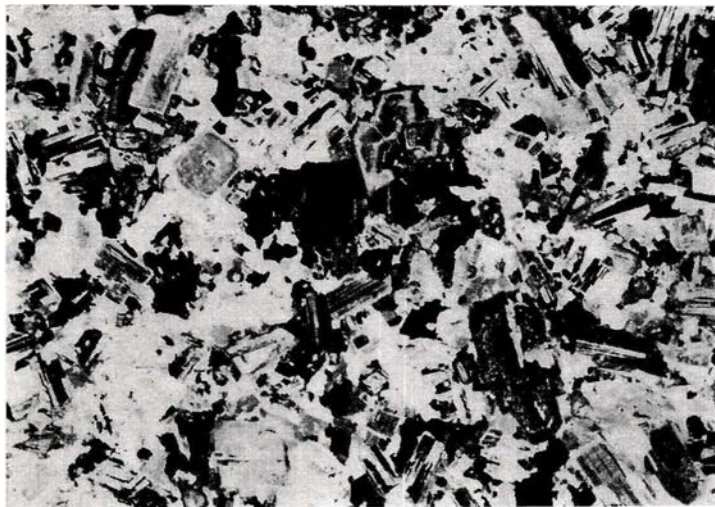


12

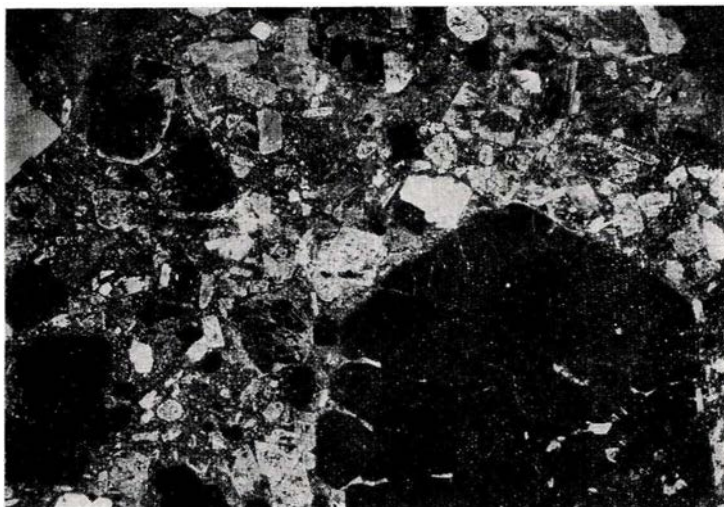
PLANCHA IV

Foto 13. Granodiorita anfibólica de Parashi (sección delgada, Nx, negativo, 3.5 X).

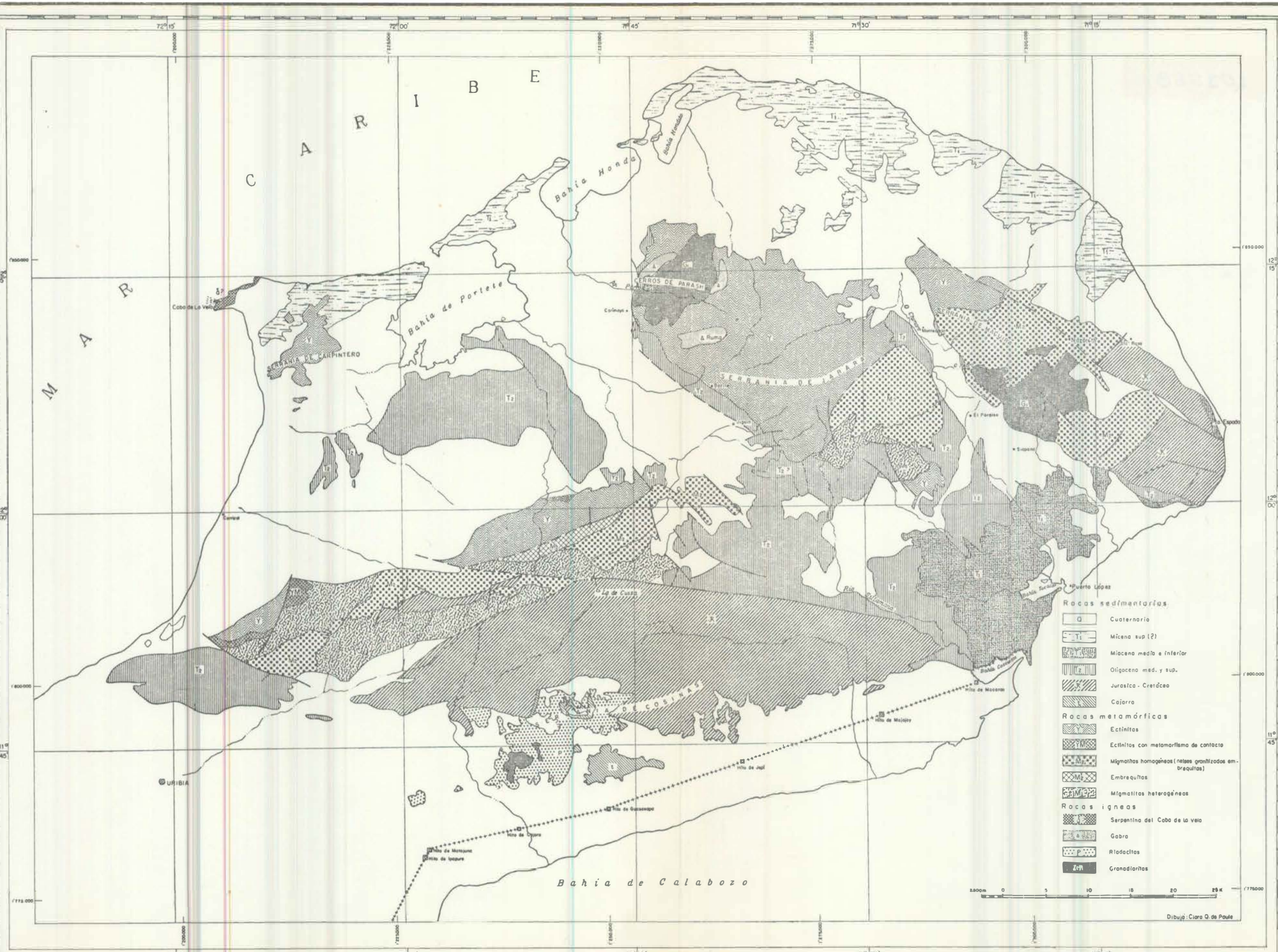
Foto 14. Facies hipoabisal de la misma granodiorita de Parashi. Obsérvese el gran desarrollo de los cristales de cuarzo automorfo (parte inferior derecha). Sección delgada, Nx, negativo, 3.5 X).



13



14



- Rocas sedimentarias**
- Q Cuaternario
 - T1 Mioceno sup (?)
 - T2 Mioceno med. e inferior
 - T3 Oligoceno med. y sup.
 - T4 Jurásico - Cretáceo
 - T5 Cajarro
- Rocas metamórficas**
- M1 Escistitas
 - M2 Escistitas con metamorfismo de contacto
 - M3 Migmatitas homogéneas (nubes granitizadas embreyuadas)
 - M4 Embreyuadas
 - M5 Migmatitas heterogéneas
- Rocas ígneas**
- I1 Serpentina del Cabo de la Vela
 - I2 Gabro
 - I3 Riódacitos
 - I4 Granodioritas

25000 0 5 10 15 20 25 K 1:75000

Dibujó: Clara Q. de Paute

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

A B S T R A C T

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.

R E S U M E N

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*.

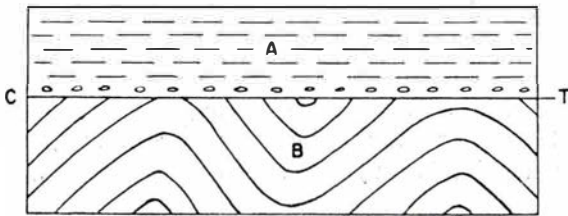


Fig. 1

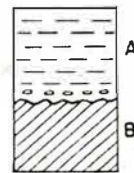


Fig. 2

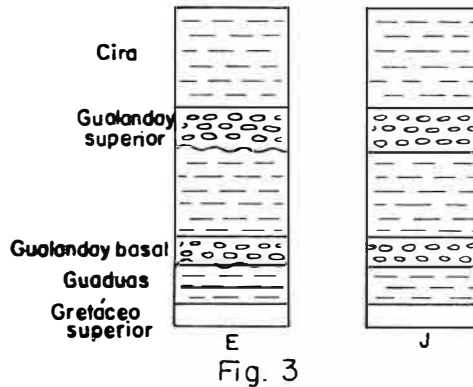
Podemos notar las siguientes peculiaridades:

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.



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.

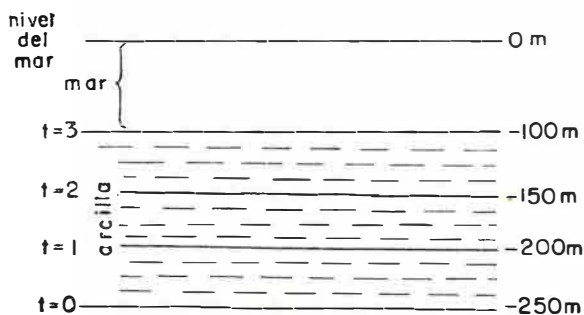


Fig. 4

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

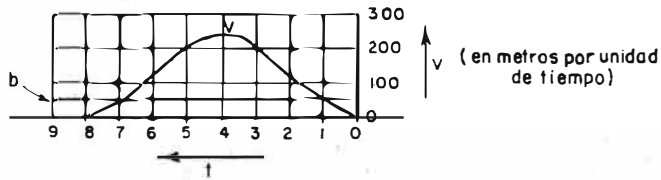


Fig. 5

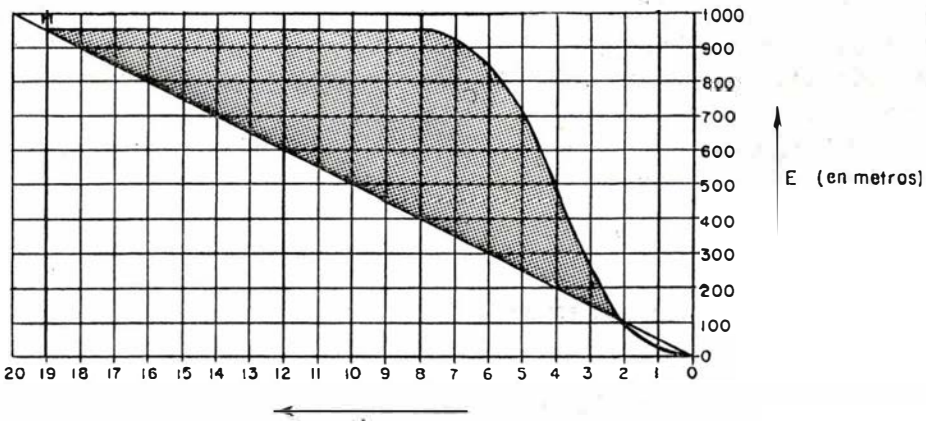


Fig. 6

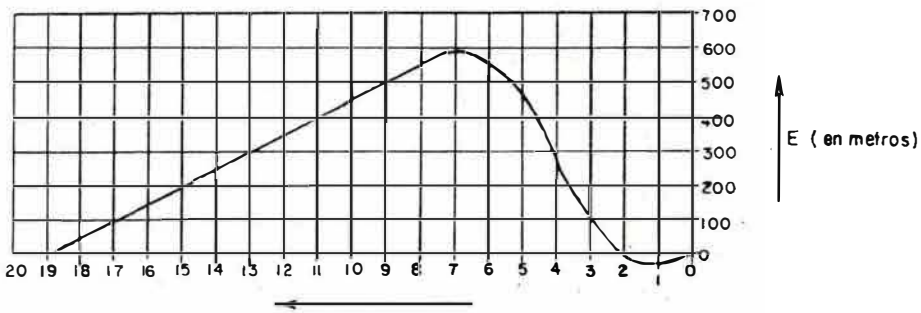


Fig. 7

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.

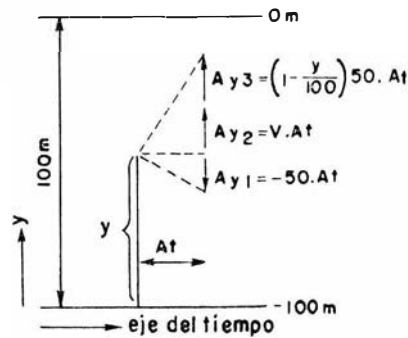


Fig. 8

Durante el pequeño tiempo dt la bajada regional es $50 \cdot dt$, la subida local es $v \cdot dt$. 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):

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

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:

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

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

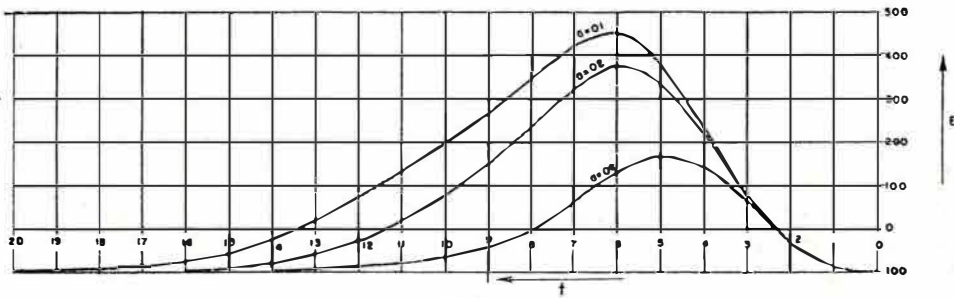


Fig. 9

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.

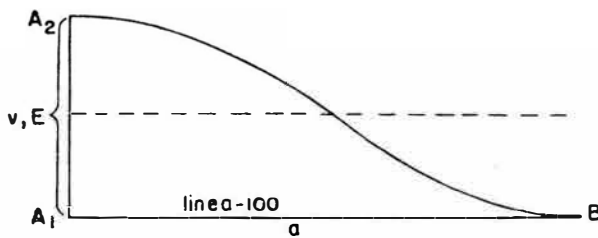


Fig. 10

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

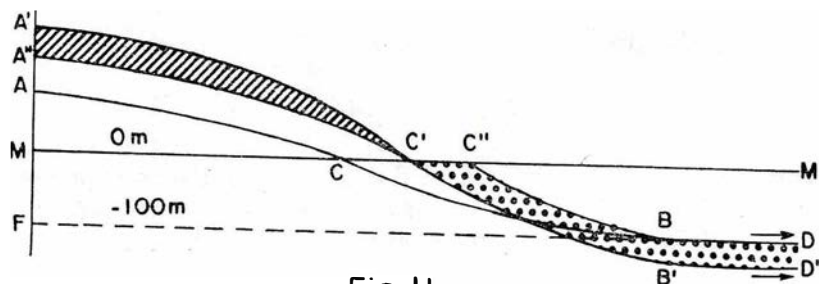


Fig. 11

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

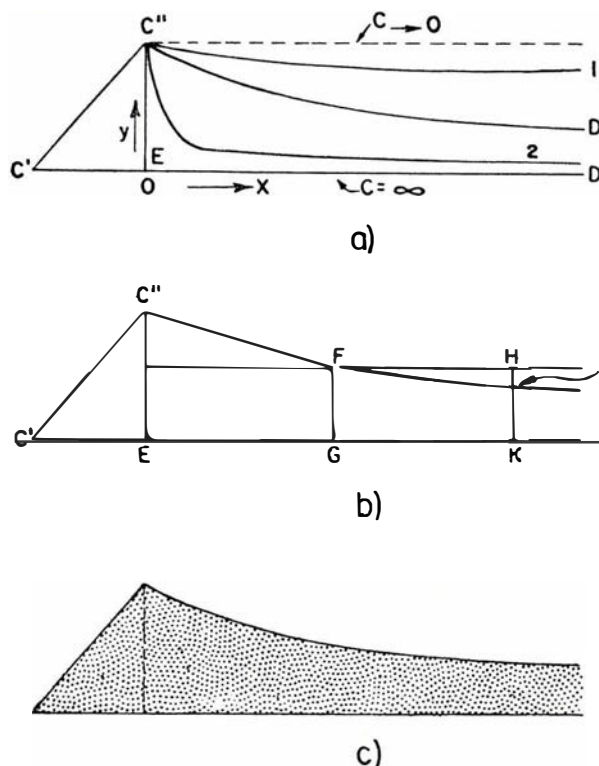


Fig. 12



LEYENDA

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

Fig. 13

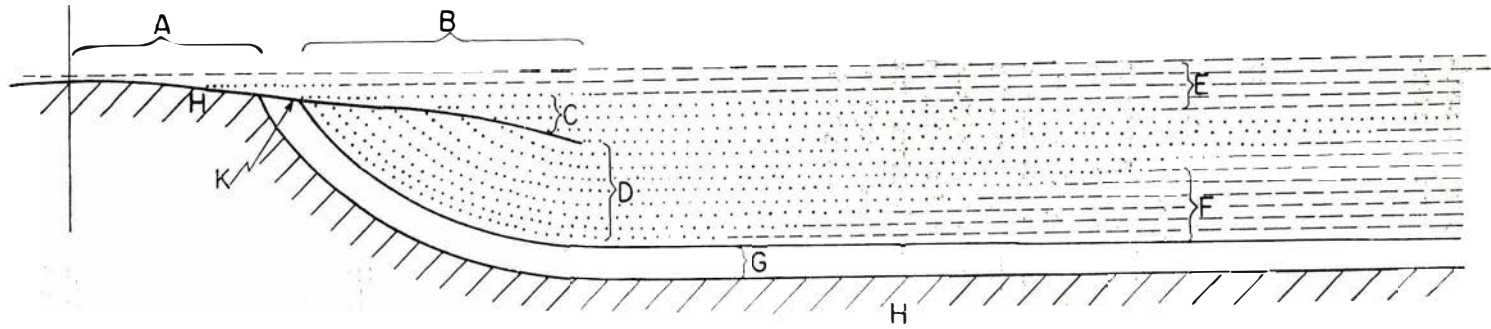
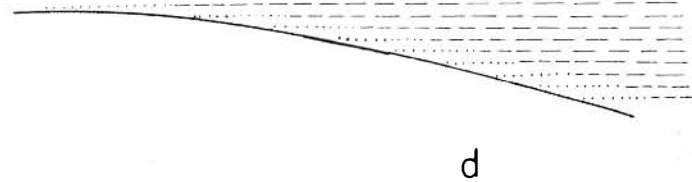
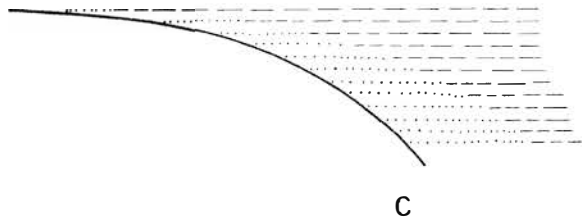
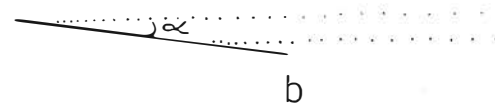
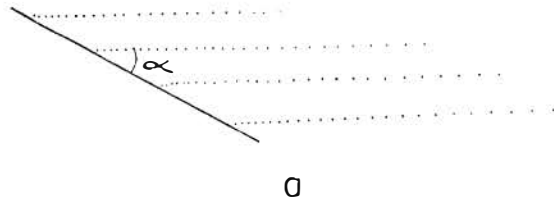


Fig.14



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 ΔV , tenemos, entonces:

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

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

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

En esta ecuación son funciones del tiempo t las siguientes cantidades desconocidas: ΔV , K y ϕ ; 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* (α) 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).

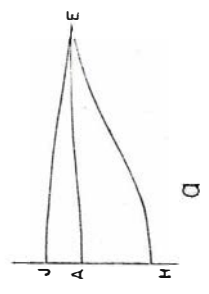
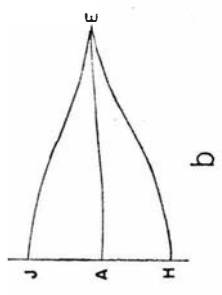
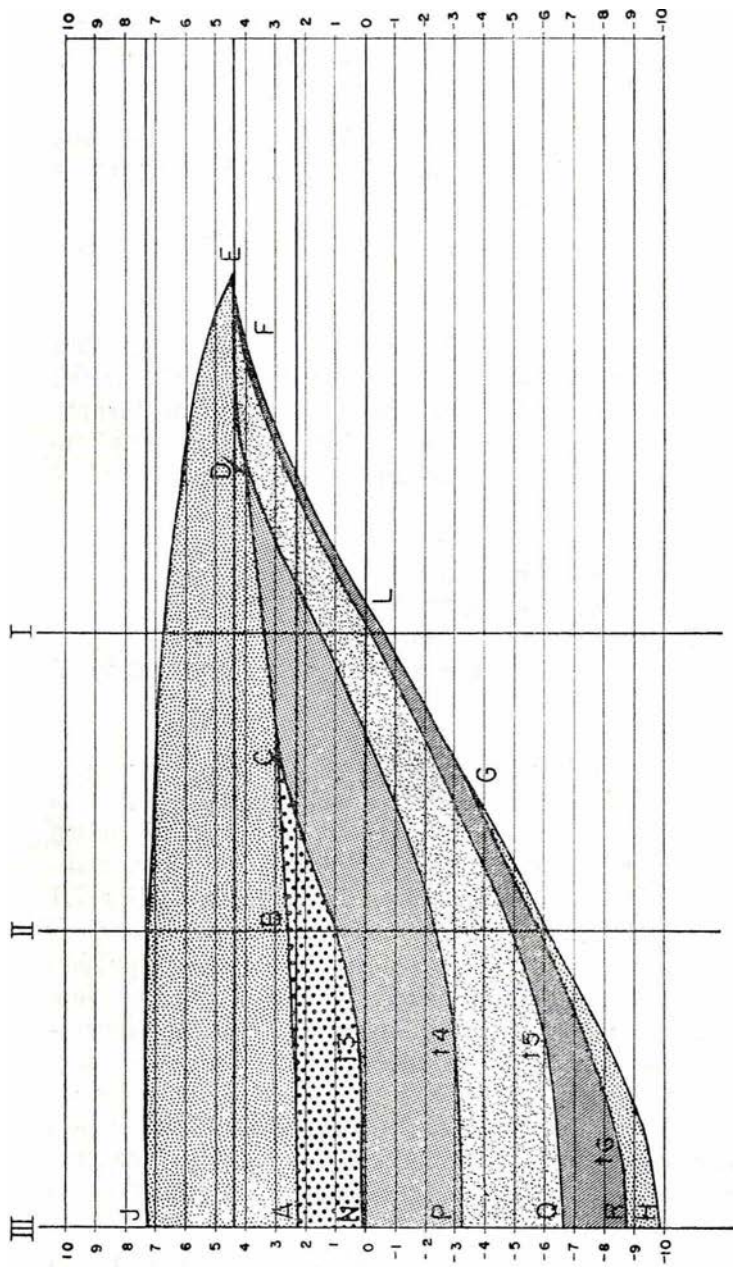


Fig. 15

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.

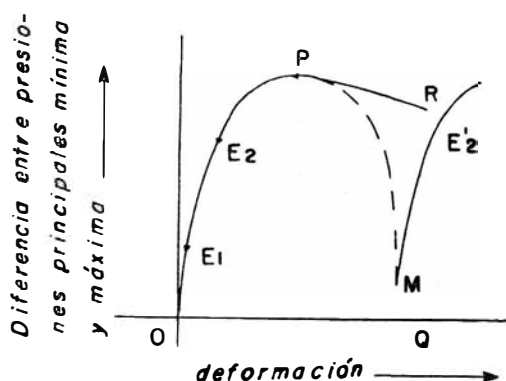


Fig. 16

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 ($E_1 E_2$). Luégo 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)¹. 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). Luégo 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 P².

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 homogéneas³. 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*.

¹ Suponiendo que la deformación se efectúa muy lentamente.

² Véase "Addenda" al final de este estudio.

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

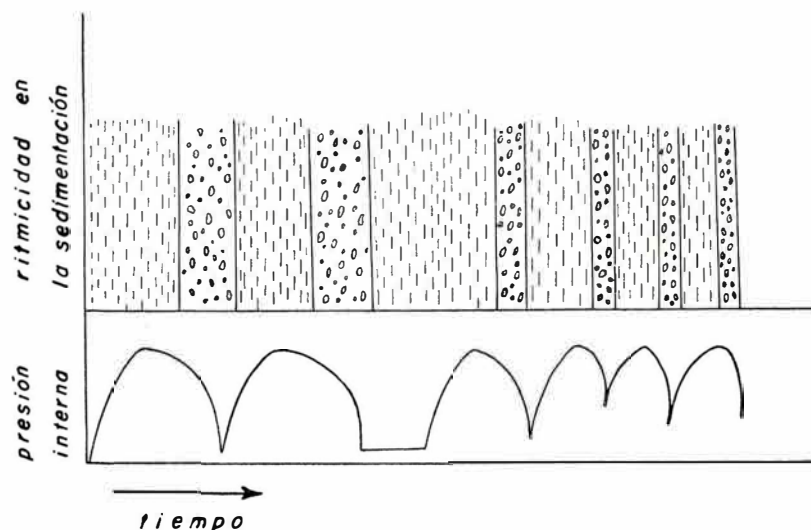


Fig. 17

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 oronogénicas 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

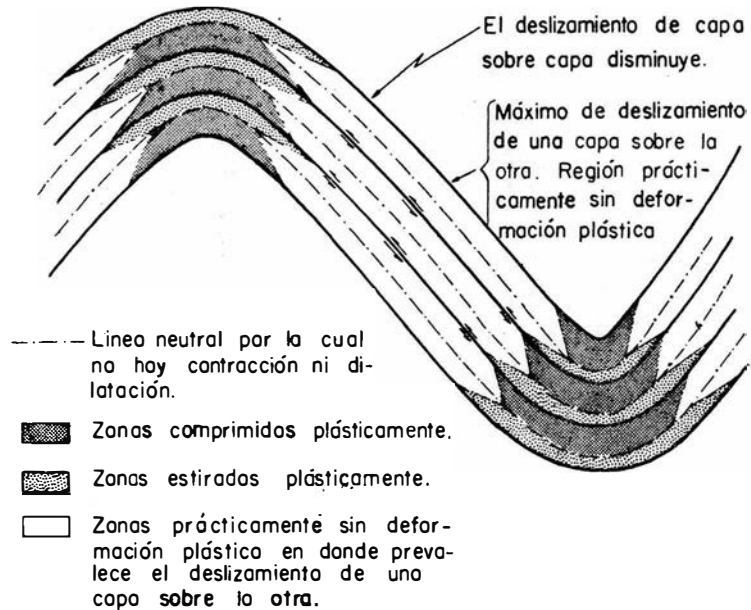


Fig. 17 B: Esquema de las deformaciones en un complejo de estratos plegados:

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 $5 \cdot 2,8 = 4 \cdot 3,5$.

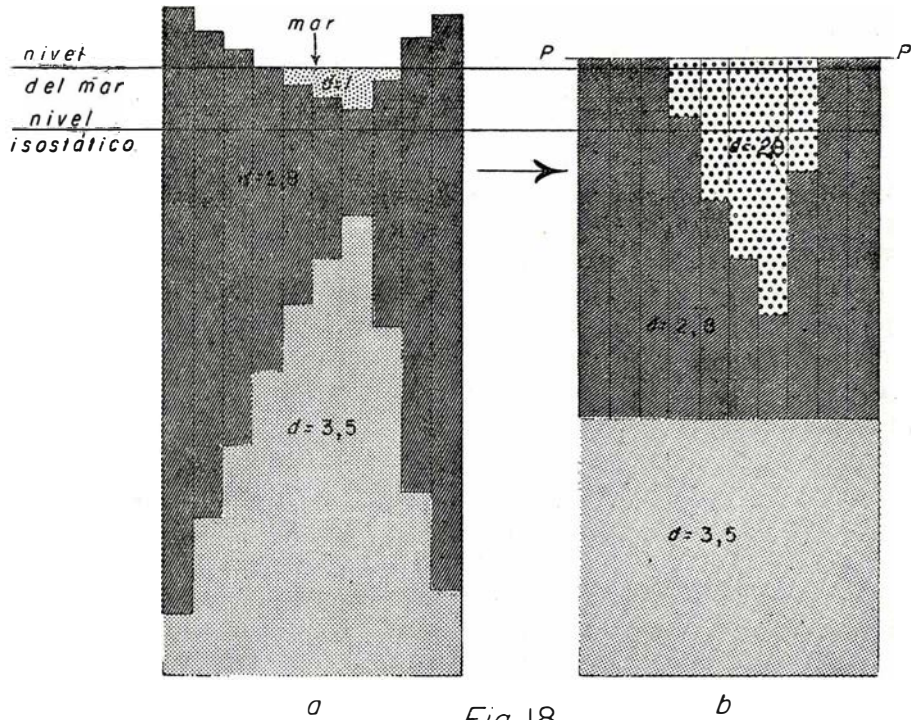
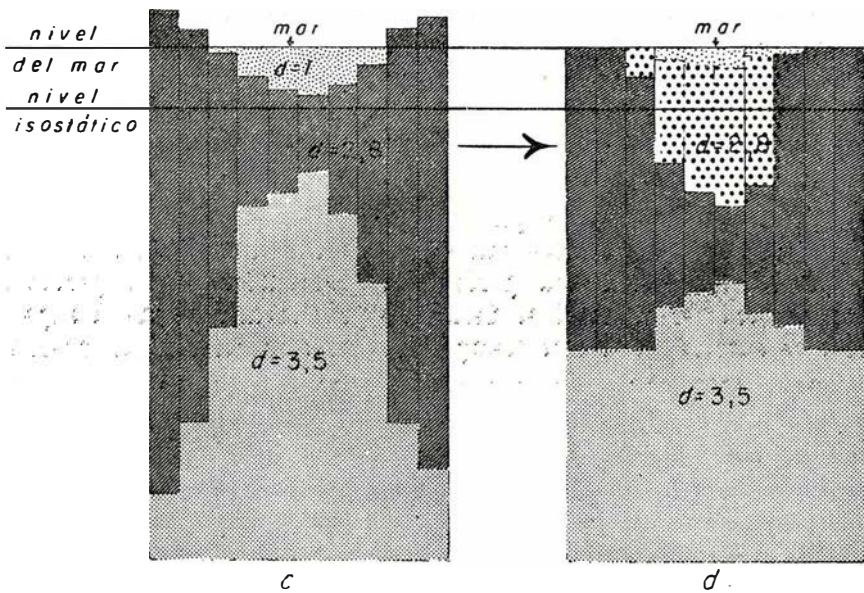


Fig. 18



mar
 sial *d=2,8*
 sial redepositada *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*

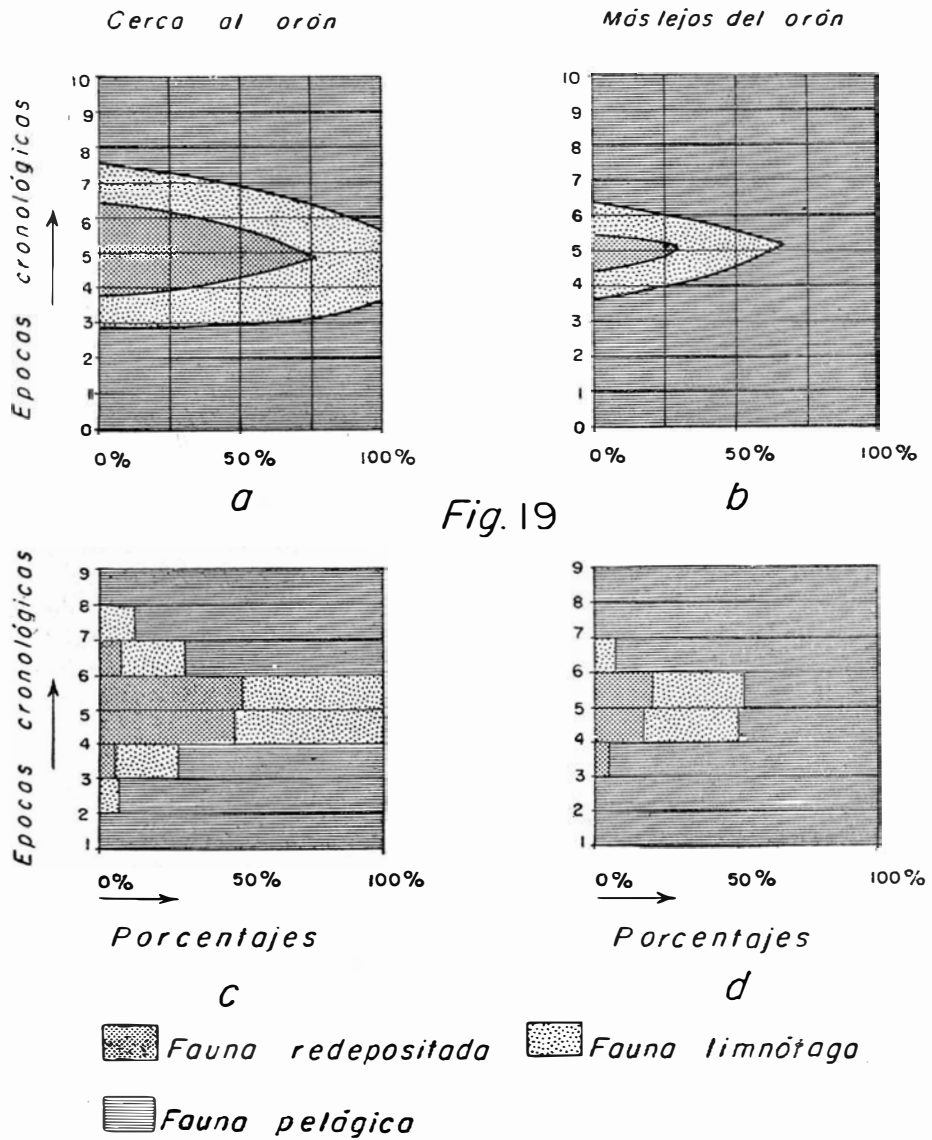
Los fósiles que eventualmente se encuentran en los sedimentos perigenéticos serán pelágicos, porque según las suposiciones se trata de un mar abierto, poco profundo. En este mar las corrientes llevan material detrítico desde el orón, material que es de origen mineral y, en parte, de origen orgánico, 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 redepuestas y limnófilas sobre una zona más limitada en sentido vertical (fig. 19b).

Las figuras 19c y 19d indican los porcentajes de las faunas redepuestas, 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.

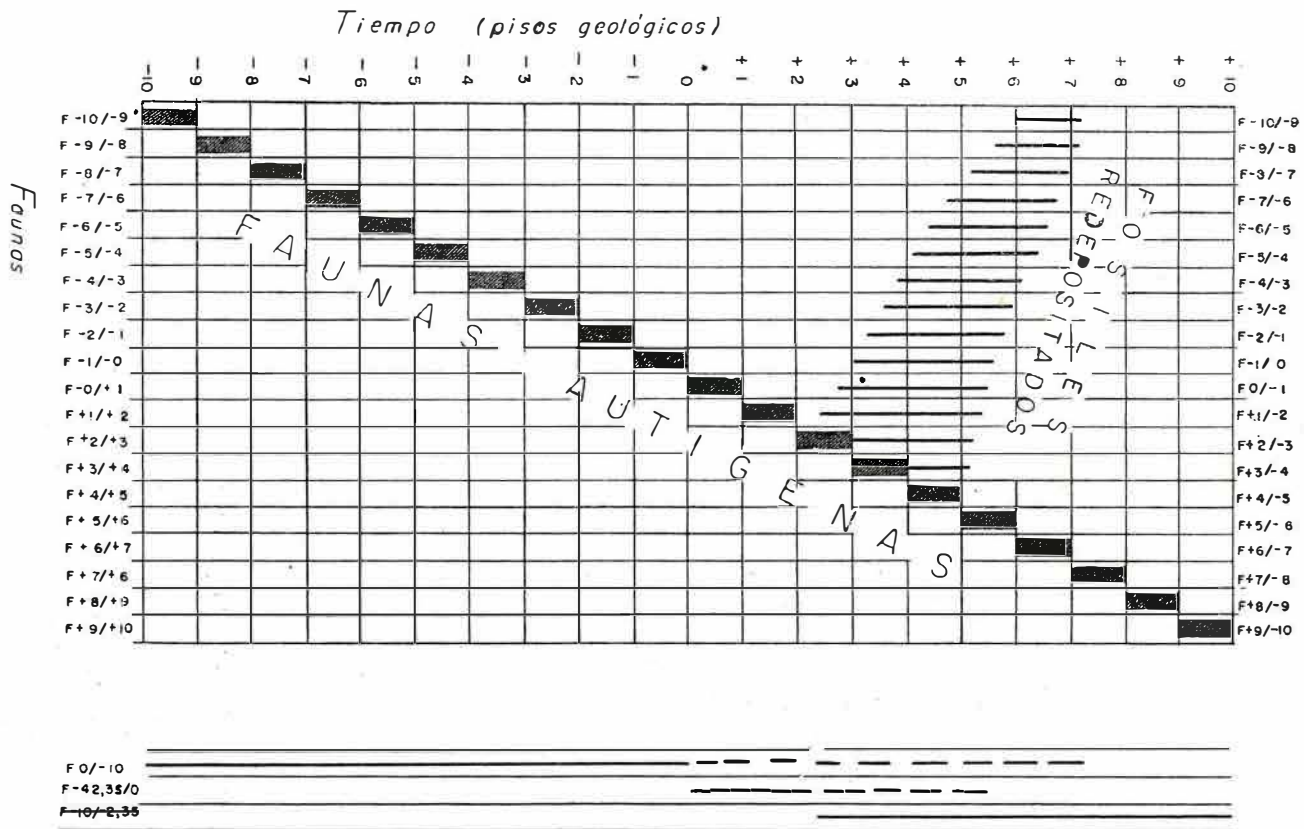


Fig. 20

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 autígenos) 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-

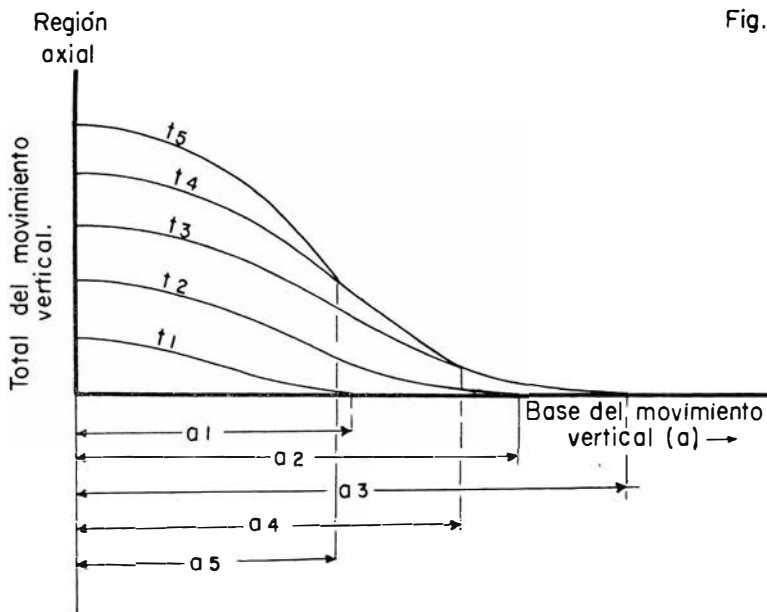


Fig. 21

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.

**CONTRIBUCION A LA PALINOLOGIA DEL TERCIARIO
DEL NORTE DE COLOMBIA**

POR
N. SOLE DE PORTA

INFORME No. 1351

SERVICIO GEOLOGICO NACIONAL
BOGOTA, 1961

55396

CONTENIDO:

RESUMEN	79
INTRODUCCIÓN . . .	81
INTERPRETACIÓN DEL DIAGRAMA PALINOLÓGICO . . .	83
Sistemática	84
BIBLIOGRAFÍA	91

PLANCHAS

PLANCH A I

Figs.

1. Hongo.
- 2 a 5. Hongos. Uredinales.
6. *Verrucatosporites usmensis* (VAN DER HAMMEN) R. POT.
Polypodiaceae.
- 7, 8, 11 y 12. Polypodiaceae.
- 9 y 10. *Polypodiidites?* Polypodiaceae.

Todas las fotografías poseen un aumento de 1000.



1



2



3



4



6



5



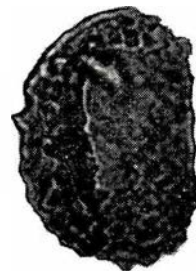
7



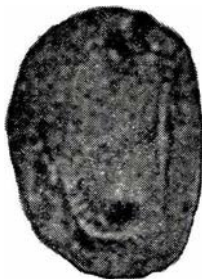
8



9



10



11



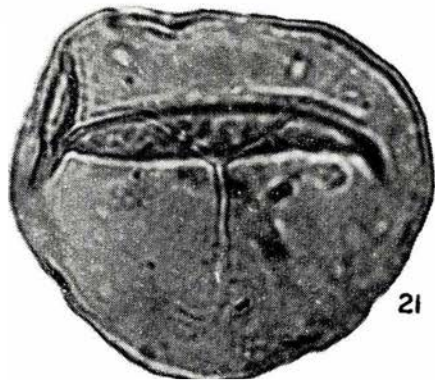
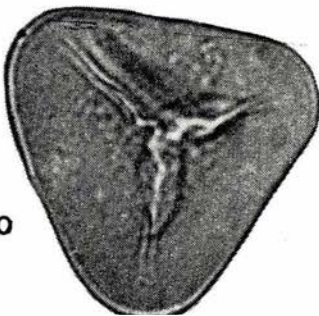
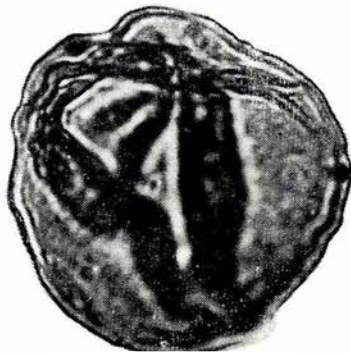
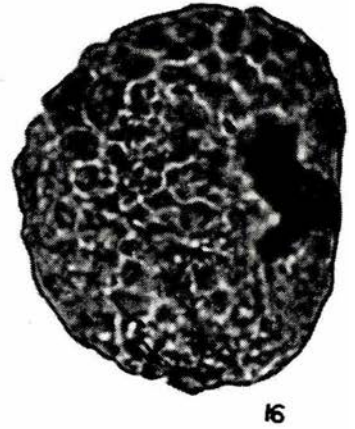
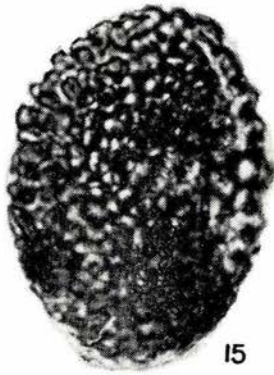
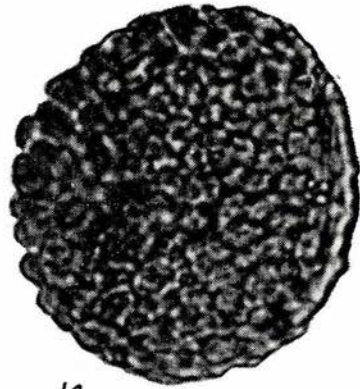
12

PLANCHA II

Figs.

13. *Polypodiisporites inangahuensis* (COUPER) R. POT. Polypodiaceae.
14. *Polypodiisporites cf. inangahuensis* (COUPER) R. POT. Polypodiaceae.
- 15 y 16. *Polypodiisporites?* Polypodiaceae.
- 17 y 18. Pteridophyta.
- 19 y 21. *Laevigatisporites* (BENNIE y KIDSTON) IBRAHIM.
20. *Cyathidites minor* COUPER. Cyatheaceae o Dicksoniaceae.

Todas las fotografías poseen un aumento de 1000.

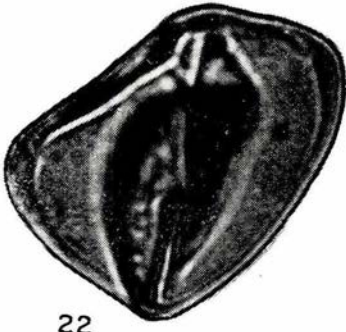


PLANCH A III

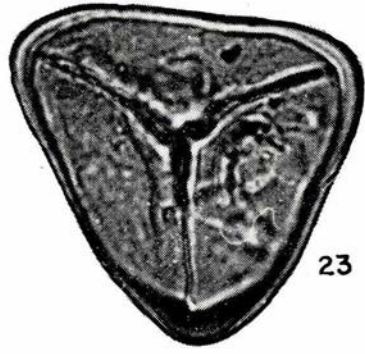
Figs.

- 22 y 23. Cyatheaceae?
- 24. *Lycopodium?*
- 25 y 26. Angiosperma.
- 27. *Lycopodium* sp.
- 28. Sapotaceae.
- 29. *Cyathea* cf. *schanschin* MART.
- 30. *Trilites verrucatus* COUPER.
- 31. Angiosperma.

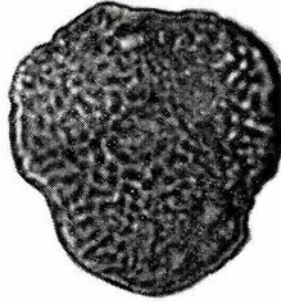
Todas las fotografías poseen un aumento de 1000.



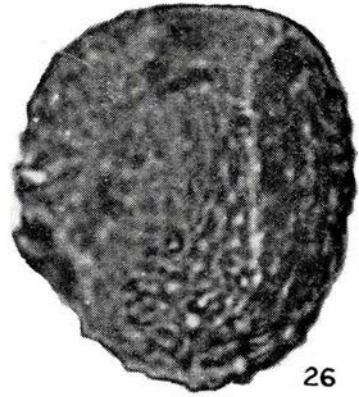
22



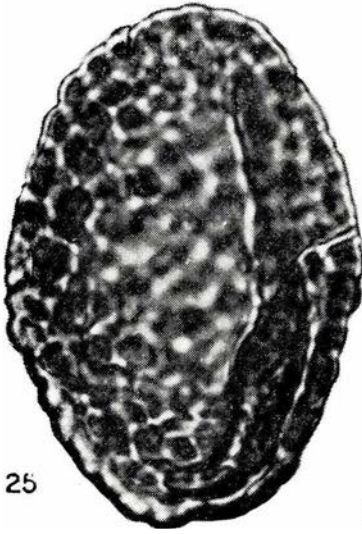
23



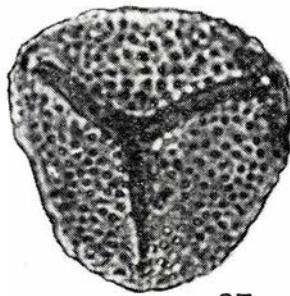
24



26



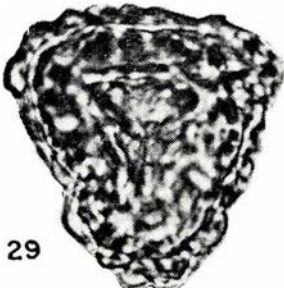
25



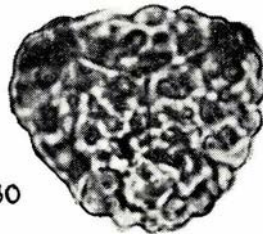
27



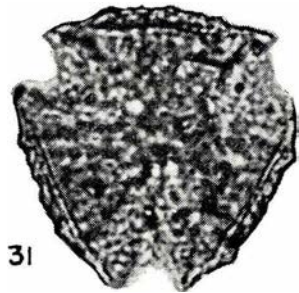
28



29



30



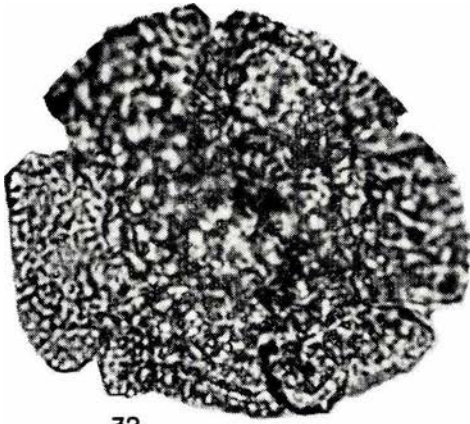
31

PLANCHA IV

Figs.

- 32 y 35. Fagaceae?
33 y 36. *Monocarpites*. Palmae.
34. Angiosperma.
37, 41 y 42. Angiosperma.
38 y 40. *Mauritia* sp.
39. Malvaceae.

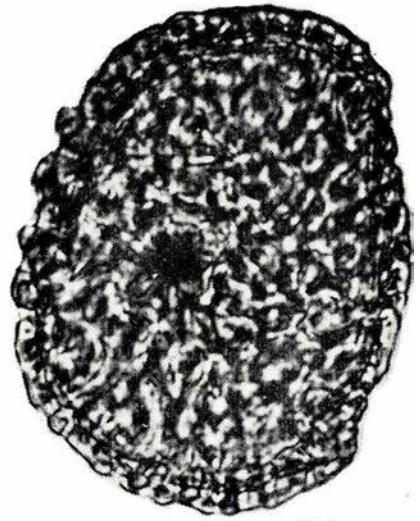
Todas las fotografías poseen un aumento de 1000.



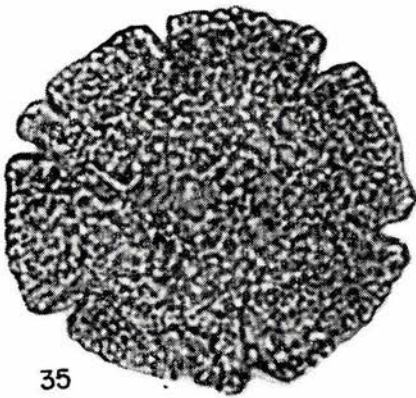
32



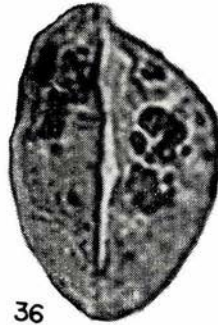
33



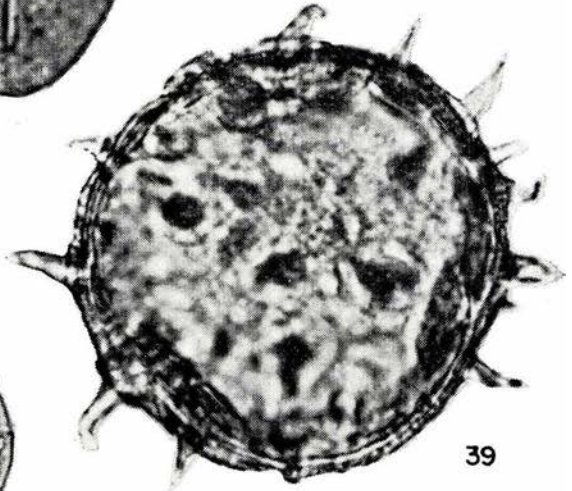
34



35



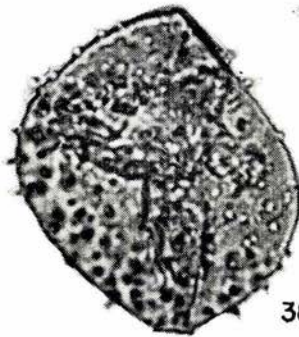
36



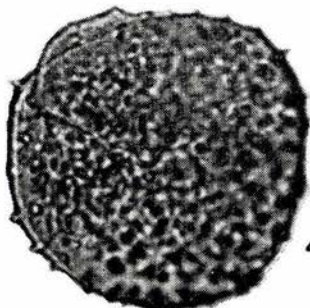
39



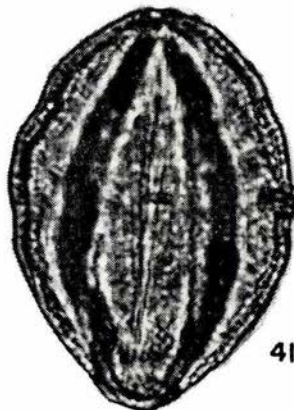
37



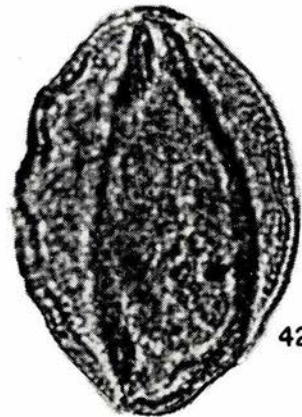
38



40



41



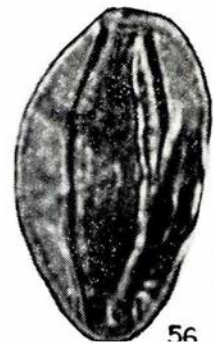
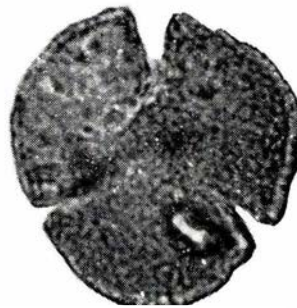
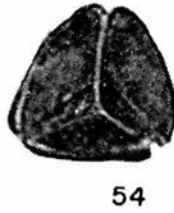
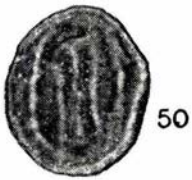
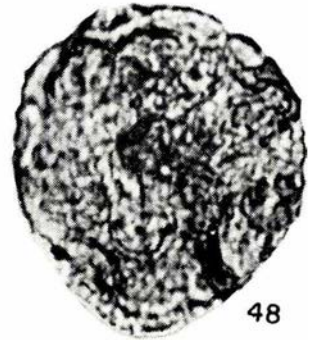
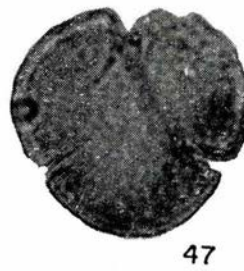
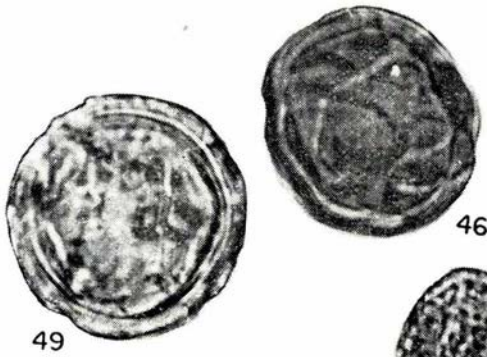
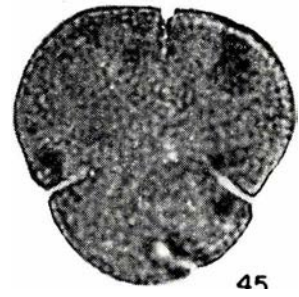
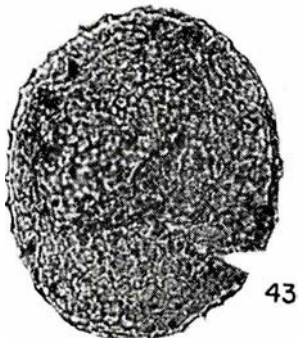
42

PLANCH A V

Figs.

- 43. Angiosperma. X 500.
- 44. *Ilex* sp.
- 45, 47 y 55. *Tricolpites matauraensis* COUPER.
- 46 y 49. *Aspicarpa?* Malpighiaceae.
- 48. Angiosperma. X 500.
- 50. Angiosperma.
- 51 y 53. *Tricolpites* cf. *matauraensis* COUPER.
- 52, 54 y 57. *Rizophora* cf. *mangle* L.
- 56. Angiosperma.
- 58, 59 y 60. *Isobertinia?* Leguminosae.
- 61. Angiosperma.

Todas las fotografías poseen un aumento de 1000, excepto en los casos que se indica.



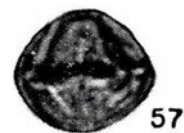
53

54

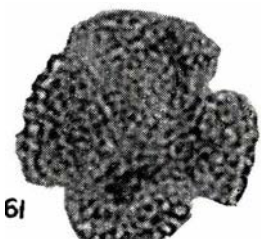
55

56

58



61



R E S U M E N

Se hace un análisis polínico de una serie estratigráfica del Norte de Colombia, perteneciente al Terciario, con una descripción y comentario de los principales granos.

R É S U M É

L'auteur fait une analyse des pollens d'une serie stratigraphique du Nord de la Colombie, appartenant au Tertiaire, avec description et commentaire des principaux types.

Z U S A M M E N F A S S U N G

Im Nachstehenden wird über eine Pollenanalyse einer tertiären Schichtfolge aus dem Norden Kolumbiens berichtet. Die wichtigsten Pollenkörner werden beschrieben und kommentiert und die Ergebnisse in Form.

INTRODUCCION

La presente nota constituye un avance al estudio palinológico del Terciario de la Costa Atlántica colombiana (Departamento de Bolívar).

La serie estudiada tiene unos 700 metros de potencia.

La parte más inferior de la serie consta de una alternancia de arcilla carbonosa sin restos de fauna marina y bancos de esquistos negros. Siguen un conjunto de esquistos carbonosos con restos de Lamelibranquios. El análisis de la microfauna pone de manifiesto la existencia de Catapsydrax stainforthi y Globorotalia mayeri.

La parte superior de la serie está representada por 50 metros de arenisca carbonosa, caracterizada por Bulimina dentoni¹, Globorotalia mayeri, Siphogenerina lamellata y Uvigerina striati-punctata.

La edad se podría atribuir a esta serie, siguiendo las divisiones establecidas por VAN DER HAMMEN (1957 b) al Oligoceno superior y base del Mioceno inferior. No obstante, hay que tener presente las modificaciones que se han introducido recientemente en la estratigrafía del Terciario en la región del Caribe. Los foraminíferos asociados con esta flora no son suficientes para establecer una zonación, y es muy arriesgado deducir una edad definitiva. En dos trabajos, actualmente en prensa (PORTA, 1962 y PORTA y SOLÉ DE PORTA 1962), se discuten ampliamente las edades y correlaciones del Terciario en Colombia. Teniendo en cuenta todos estos resultados es probable que toda la flora corresponda ya al Mioceno.

¹ La microfauna ha sido determinada por el Dr. H. BÜRGL.

INTERPRETACION DEL DIAGRAMA PALINOLOGICO

En el año 1957, VAN DER HAMMEN estableció el diagrama polínico general de Colombia que abarca desde el Maestrichtiano superior hasta el Mioceno inferior. Para la elaboración de este diagrama el autor empleó una nomenclatura artificial (VAN DER HAMMEN, 1956) formada por grupos morfológicos que comprenden desde varias especies hasta más de una familia de la clasificación natural. La inmensa mayoría de estos géneros morfológicos han pasado a la sinonimia (POTONIE, 1956, 1958, 1960).

En el presente trabajo se ha elaborado el diagrama polínico teniendo en cuenta las divisiones establecidas por VAN DER HAMMEN, pero empleando la clasificación natural dentro de lo posible, con el único objeto de poderlo relacionar con el diagrama polínico general.

Los términos morfológicos utilizados en la descripción de los granos de polen y esporas corresponden a los empleados por FAEGRI e IVERSEN (1950).

Los 250 metros basales se caracterizan en general por un predominio de las Angiospermas. En los 35 primeros metros encontramos una ligera disminución de este grupo, que de 65% pasa a 50,9%, mientras que los otros grupos sufren un aumento: Palmas no diferenciadas 9,6%, *Mauritia* 6,7%, Pteridophyta no diferenciadas 10,5%, Polypodiaceae 18,2%, Lycopodiales, Cyatheaceae y Schizeaceae 3,8%.

A partir de aquí las Angiospermas aumentan de una manera progresiva alcanzando a los 150 metros 63% y a los 250 metros llegan a su máximo desarrollo (99,3%), los demás grupos desaparecen completamente, únicamente queda representada la familia de Polypodiaceae (0,6%). La gran abundancia de Angiospermas se debe a la elevada proporción de Rizóforas (90%).

Si sigue un cambio completo en las proporciones. Las Angiospermas experimentan una brusca reducción (9,4%) a favor principalmente de *Mauritia* (34,9%) y Polypodiaceae (28,7%). La proporción de Angiospermas aumenta paulatinamente hasta los 350 metros aproximadamente para experimentar nuevamente un notable aumento (69%), que se conservará salvo ligeras variaciones en todo el resto de la serie. Palmas no diferenciadas, *Mauritia* y Polypodiaceae presentan una reducción (8%, 6%, 7% respectivamente). Debemos señalar que aquí aparece esporádicamente *Astrocaryum* pobremente representado (3%).

Otro cambio importante aparece en la parte superior del diagrama.

El grupo más importante continúa siendo el de las Angiospermas (40%), pero como se ve ha experimentado reducción, mientras que las Palmas no diferenciadas y Polypodiaceae han aumentado (19% y 18% respectivamente). En los últimos 50 metros de la serie las Angiospermas tienden a aumentar bruscamente (63%) sobre los restantes grupos.

La elevada proporción de Rizóforas que, como se ha visto anteriormente, representan casi la totalidad del polen y no vuelven a aparecer en ningún otro punto del diagrama, podría interpretarse como una zona más bien costera debido a la existencia de una oscilación marina. Esta misma particularidad del diagrama se ha puesto de manifiesto al estudiar otra serie en el Departamento del Magdalena, lo que determinaría la generalidad y extensión de este hecho. La validez de esta hipótesis aportaría un nuevo elemento al conocimiento de la Paleogeografía de esta región.

SISTEMATICA

HONGOS

(Pl. 1, fig. 1)

La figura 1, forma enrollada, formada por varias células, no ha sido posible su determinación.

UREDINALES

(Pl. 1, figs. 2 - 5)

Las figuras 2, 3, 4 y 5 representan varias formas de Teleutosporas, bicelulares y pluricelulares. La falta de bibliografía sobre Hongos no permite precisar más. NEUY - STOLZ (1958) figura varias Teleutosporas parecidas a las encontradas en esta serie estratigráfica.

PTERIDOPHYTA

(Pl. 2, figs. 17 y 18)

Las esporas de las figuras 17 y 18 corresponden a la forma trilete, de escultura psilada. La figura 17 presenta una forma triangular, con los brazos de la Y muy marcados que llegan hasta los vértices de la espora; la exina gruesa; la máxima dimensión es de 54 micras. La figura 18 es de forma más redondeada, con exina más delgada, la máxima dimensión es de 48 micras.

CYATHEACEAE

Cyathea cf. *schanschin* MART

(Pl. 3, fig. 29)

Espora de contorno triangular y vértices redondeados. Los brazos de la Y alcanzan los vértices de la espora. Las características morfológicas generales corresponden a las descritas y figuradas como *C. schanschin* por MACKO (1957, Pl. 60, figs. 1 - 15) tanto fósiles como actuales. Las únicas diferencias observadas corresponden al tamaño; según los datos publicados

por MACKO (1957) se deduce que las formas fósiles en general corresponden a los mayores tamaños, por lo contrario en los ejemplares de Colombia alcanza un valor (36 a 40 micras) que queda por debajo de los valores dados por MACKO.

CYATHEACEAE?

(Pl. 3, figs. 22 y 23)

Esporas triletes, de forma subtriangular, con los vértices redondeados, la figura 23 presenta los lados aproximadamente iguales. Los brazos de la Y alcanzan los vértices de la espora. La exina es más bien gruesa con espesor máximo en los vértices. La dimensión máxima es de 49 micras.

CYATHEACEAE o DICKSONIACEAE

Cyathidites minor COUPER

(Pl. 2, fig. 20)

Por la forma general coincide con la especie de COUPER (1958). Espora trilete, de forma subtriangular con los vértices redondeados, los lados del triángulo son más rectilíneos que en *C. minor* y la exina es también más delgada. Las dimensiones son de 42 micras, tamaño comprendido dentro de la variabilidad de la especie dada por COUPER.

POLYPODIACEAE

(Pl. 1, figs. 7, 8, 11 y 12)

Se incluyen en la familia Polypodiaceae dos esporas monolete, con escultura psilada. Las dos formas deben corresponder a especies y, posiblemente, a géneros distintos. La figura 7 presenta unas dimensiones de 46 por 74 micras, la exina es gruesa. La figura 8 mide 42 por 34 micras, de tipo más redondeado y con la exina mucho más delgada.

Las figuras 11 y 12 parecen representar un paso intermedio entre estas formas de escultura psiladas y formas de escultura verrugada. Las verrugas son extraordinariamente bajas, apenas se destacan y dan una superficie suavemente ondulada debido a que son muy numerosas y apretadas.

Verrucatosporites usmensis (VAN DER HAMMEN) R. POT.

(Pl. 1, fig. 6)

Espora monolete. La escultura está formada por verrugas irregulares, la abertura es más bien corta. El tamaño es de 36 por 52 micras aproximadamente. El holotipo figurado por VAN DER HAMMEN (1956, Pl. II,

fig. 7) mide 33 por 50 micras, mientras que en la descripción dada por el mismo autor (1956, pág. 109) las dimensiones son de 33 por 40 micras ¹.

Además, en la misma publicación (Bol. Geol., v. 4, n. 2 y 3) VAN DER HAMMEN da el mismo trabajo en español y en inglés; en la versión española (pág. 109) da esta especie como *usmensoides*, y en la versión inglesa (pág. 116) como *usmensis*; la figura del holotipo para ambas versiones es Pl. II, fig. 7, y consta como *Verrumonoletes usmensoides*. Es posible que se trate de un error tanto en el nombre como en las medidas, ya que como indica la figura del holotipo corresponde a una espora algo alargada y por lo tanto la diferencia entre los dos diámetros tiene que ser mayor. R. POTONIÉ (1960) acepta el nombre de *V. usmensis* de la versión inglesa de VAN DER HAMMEN. Este es un problema difícil de resolver por no disponer del tipo, y por el momento se acepta el nombre de *usmensis*. Las medidas del ejemplar descrito son muy próximas a las de la figura del holotipo.

Polypodiisporites inangahuensis (COUPER) R. POT.

(Pl. 2, fig. 13).

El ejemplar corresponde al figurado por COUPER (1953) como *Polypodiidites inangahuensis*. El tamaño es de 77 micras, es, por lo tanto, muy próximo a las dimensiones dadas por COUPER (74 micras). R. POTONIÉ (1960) considera esta especie como perteneciente al género *Polypodiisporites* R. POTONIÉ (1934). El número, disposición y forma de las verrugas indica que se trata del género *Polypodiisporites*, ya que la anchura de la base de las verrugas es mayor que su altura, mientras que en el género *Polypodiidites* ROSS. (1949) la relación en este sentido está invertida.

Polypodiisporites cf. *inangahuensis* (COUPER) R. POT.

(Pl. 2, fig. 14).

El ejemplar de la plancha 2, fig. 14, por sus características morfológicas corresponde al género *Polypodiisporites*, ya que presenta la anchura de las verrugas mayor que su altura. La forma general del grano es, sin embargo, más circular que en el ejemplar tipo. No obstante se la coloca de una manera provisional a esta especie, ya que prácticamente se encuentra dentro de la variabilidad de las dimensiones dadas por COUPER (1953) y no presenta diferencias morfológicas notables.

Polypodiidites?

(Pl. 1, figs. 9 y 10)

Espora monolete, en forma de judía, con una abertura alargada, escultura formada por verrugas poco numerosas y distribuidas irregular-

¹ No ha sido posible consultar el holotipo.

mente. Tamaño de 24 por 35 micras. Esta espora por la forma y número de verrugas puede corresponder al género *Polypodiidites*, aunque por las dimensiones este ejemplar tiende a ser más redondeado que *P. senonicus* y *P. perverrucatus*.

La figura 10 presenta las verrugas de tipo más cónico, pero las dimensiones del grano guardan la misma proporción que el ejemplar anterior (fig. 9).

Polypodiisporites?

(Pl. 2, figs. 15 y 16)

Estos ejemplares por su aspecto morfológico corresponden a la familia Polypodiaceae. Por el número y disposición de las verrugas podrían pertenecer al género *Polypodiisporites*, aunque se observan algunas diferencias en la morfología de las verrugas. Dados los pocos ejemplares de que se dispone es imposible establecer la variabilidad de estos caracteres y asignarles una determinación más precisa.

Laevigatisporites sp.

(Pl. 2, figs. 19 y 21)

Espora trilete. Escultura psilada con exina delgada. Los brazos de la Y no alcanzan los vértices de la espora. Los ejemplares son algo más pequeños que los figurados por KEDVES (1960). Las dimensiones máximas son para la figura 19, de 41 micras y figura 21 de 56 micras.

LYCOPODIACEAE

Lycopodium sp.

(Pl. 3, fig. 27)

Espora trilete, con escultura foveolar bien marcada. De 38 por 40 micras. Forma subtriangular con los vértices muy redondeados. Los lados tienden a ser convexos. Las ramas de la Y son gruesas y alcanzan casi los vértices de la espora. Se ha comparado con las especies recientes de *Lycopodium* existentes en nuestra colección y por el tamaño coincide bastante con *Lycopodium subulatum* DESV., aunque presenta diferencias en la escultura y en los brazos de la Y, que son mucho más gruesos en la forma fósil.

Lycopodium?

(Pl. 3, fig. 24)

Espora trilete. Por el tipo de escultura podría corresponder al género *Lycopodium*. Los lados son de forma convexa y presentan un pequeño entrante.

INCERTAE

Trilites verrucatus COUPER

(Pl. 3, fig. 30)

Espora trilete, de forma subtriangular en vista polar. Escultura verrugada, la altura de las verrugas puede alcanzar 2,5 micras. El tamaño es de 32 por 36 micras. Este ejemplar coincide con las características dadas por COUPER (1953). Su presencia es muy constante en el Terciario de Colombia.

ANGIOSPERMA

LEGUMINOSAE

Isoberlinia?

(Pl. 5, figs. 58, 59 y 60)

Grano de polen poliplicado, término usado por ERDTMAN (1950) para designar una serie de colpos o pliegues parecidos a colpos paralelos. Estos pliegues o colpos son mucho más estrechos que los de las Ephedras que he podido consultar. Escultura psilada a microrreticulada. El tamaño varía entre 40 a 45 micras. Muy frecuente en los sedimentos de la serie estudiada.

(Pl. 3, figs. 25 y 26)

Grano de polen monocarpado, con el colpo muy largo y rodeado por un marco grueso. Escultura verrugada, las verrugas están bien definidas en la figura 25. Miden 72 micras y 54 micras respectivamente.

(Pl. 3, fig. 31)

Grano de polen tricolporado, con la exina bastante gruesa y se adelgaza progresivamente hacia las proximidades de los colpos. En vista polar presenta una forma subtriangular, con los lados convexos. Escultura microrreticulada. Tamaño del grano 40 micras. Es una forma poco abundante.

(Pl. 4, fig. 34)

Grano de polen inaperturado, con una escultura formada por un gran retículo, de forma irregular. Tamaño de 69 micras.

(Pl. 4, figs. 37, 41 y 42)

Grano de polen tricolpado, de forma alargada en vista ecuatorial con bordes sinuosos. La escultura presenta un microrretículo fino; exina de

2,5 micras. Tamaño de 55 a 58 micras. Muy frecuente. NOREM (1955, Pl. 1, fig. 23) da la misma especie del Eoceno de Venezuela.

(Pl. 5, fig. 48)

Grano de polen stephanoporado. La escultura es baculada - clavada, formando un retículo del tamaño de una micra. Poros rodeados por un anillo de 4,2 micras de grueso. Tamaño del grano 93 micras. Poco frecuente.

(Pl. 5, fig. 43)

Grano de polen con 4 poros, escultura formada por un retículo grande. Tamaño de 92 micras. Poco frecuente.

(Pl. 5, fig. 50)

Grano de polen tricolpado. Escultura formando un retículo muy pequeño. Tamaño del grano 25 micras.

(Pl. 5, fig. 56)

Grano de polen tricolpado, alargado, escultura psilada. Tamaño del grano 46 micras. Frecuente en la serie estudiada.

(Pl. 5, fig. 61)

Grano de polen con cuatro colpos. La escultura forma un retículo muy pequeño. Tamaño del grano en vista polar es de 32 micras. Poco frecuente.

PALMAE

Monocolpites ERDTMAN (1947)

(Pl. 4, figs. 33 y 36)

Grano de polen monocolpado, con el colpo muy largo. Escultura psilada. Exina delgada. Tamaño del grano de 45 micras. Muy abundante. VAN DER HAMMEN (1956) describe como *Monocolpites medius* formas iguales.

Mauritia sp.

(Pl. 4, figs. 38 y 40)

Grano de polen con un solo colpo. Escultura formada por equinas de 1,5 micras de largo, muy características por formar en el punto de inserción con el grano una depresión. Granos típicamente alargados, algo redondeados, generalmente se presentan deformados. El tamaño es de 43 a 45 micras en los granos de la serie estudiada. VAN DER HAMMEN (1956) describe como *Monocolpites franciscoi* formas prácticamente iguales.

MALPIGHIACEAE

Aspicarpa?

(Pl. 5, figs. 46 y 49)

Grano de polen stephanoporado, de forma redondeada; exina gruesa. Tamaño del grano de 30 a 35 micras. Muy frecuente.

SAPOTACEAE

(Pl. 3, fig. 28)

Grano de polen tricolporado, con escultura psilada. El tamaño del grano es de 23 por 27 micras. Poco abundante.

FAGACEAE?

(Pl. 4, figs. 32 y 35)

Por su morfología se identifica con el género *Nothofagus* y muy probablemente a la especie *menziesii* (HOOK.) OERST., figurada por COUPER (1960, Pl. 8, fig. 1). Forma poco frecuente en los sedimentos estudiados.

MALVACEAE

(Pl. 4, fig. 39)

Grano de polen de forma circular, triporado, con los poros grandes y rodeados por un anillo. Escultura formada por equinas de 8 a 10 micras de largo, exina de 2 micras. Tamaño del grano 61 micras. Forma poco frecuente.

AQUIFOLIACEAE

Ilex sp.

(Pl. 5, fig. 44)

Grano de polen tricolpado, con colpos deprimidos en el ecuador. Escultura clavada. Tamaño del grano 34 micras. Poco frecuente.

RIZOPHORACEAE

Rizophora cf. *mangle* L.

(Pl. 5, figs. 52, 54 y 57)

Grano de polen redondeado, achatado por los polos, en algunos casos algo deformados. Escultura psilada a finamente microrreticulada. Con tres colpos simétricamente dispuestos, poco pronunciados y con un poro alargado ecuatorial bien visible. La exina tiene un espesor máximo de 1 micra. El tamaño del grano es por término medio de 17,5 micras, con una amplitud de variación de 14,7 a 20 micras. Al compararlo con el

polen de *R. mangle* reciente, se observa como única diferencia un tamaño menor. La amplitud de variación en los recientes es de 21 a 23 micras, con un valor medio de 21,2 micras. Estos valores quedan por debajo de los valores dados por ERDTMAN a la misma especie actual de Venezuela.

DICOTYLEDONAE INCERTAE

Tricolpites matauraensis COUPER

(Pl. 5, figs. 45, 47 y 55)

Grano de polen tricolpado, escultura clavada - baculada, dando un pequeño retículo. Coincide exactamente con la especie de COUPER (1953, Pl. 9, fig. 144) ; el tamaño en algunos ejemplares es de hasta 40 micras en vista polar, unas 4 micras mayor que la variabilidad del tipo dada por COUPER (1953, pág. 62). Forma abundante en la serie estudiada.

Tricolpites cf. matauraensis COUPER

(Pl. 5, figs. 51 y 53)

Las figuras 51 y 53 podrían referirse a esta especie, aunque el tamaño es más pequeño.

BIBLIOGRAFIA

- BOLLI, H. M., 1957.—Planktonic Foraminifera from the Oligocene-Miocene Ciperó and Lengua Formations of Trinidad. *Smith. Instit. Bull.* 215, pp. 97-123, 5 fig., 8 pl.; Washington.
- COUPER, R. A., 1953.—Upper Mesozoic and Cainozoic Spores and Pollen Grains from New Zealand. *New Zealand Geol. Surv., Paleont. Bull.* 22, pp. 1-77, 3 tab., 3 texfig., 9 pl.; Wellington.
- COUPER, R. A., 1954.—Plant Microfossils from New Zealand, N° I. *Trans. Roy. Soc. N. Zeal.*, v. 81, pp. 479-483, 9 fig., 1 texfig.; Wellington.
- COUPER, R. A., 1958.—British Mesozoic Microspores and Pollen grains. A systematic and stratigraphic study. *Palaeontographica* Abt. B., Band 103, L. 4-6, pp. 75-179, pl. 15-31, 11 fig., 12 tab.; Stuttgart.
- COUPER, R. A., 1960.—New Zealand Mesozoic and Cainozoic Plant Microfossils. *New Zealand Geol. Surv. Paleont. Bull.* 32, pp. 1-88, 12 pl., 4 fig.; 2 tab. Wellington.
- CRANWELL, L. M., 1953.—New Zealand Pollen studies. The Monocotyledons. *Bull. Auckland Inst. and Museum*, N° 3, pp. 1-91, 8 pl., 66 fig.; Auckland.
- ERDTMAN, G., 1943.—An Introduction to Pollen analysis. pp. 1-232. Waltham.
- ERDTMAN, G., 1952.—Pollen morphology and plant taxonomy. Angiosperms. pp. 1-539; Stockholm.
- ERDTMAN, G., 1957.—Pollen and spore morphology and plant taxonomy. Gymnospermae, Pteridophyta, Bryophyta. pp. 1-51; Stockholm.

- FAEGRI, K. AND IVERSEN, J., 1950.—Text-Book of modern Pollen analysis. pp. 1-168, 17 fig., 8 pl.; Copenhagen.
- HAMMEN, TH. VAN DER, 1954.—El desarrollo de la Flora colombiana en los períodos geológicos. *Bol. Geol.*, v. 2, N° 1, pp. 49-106, 8 pl. y 21 pl.; Bogotá.
- HAMMEN, TH. VAN DER, 1956.—Descripción de algunos géneros y especies de Polen y Esporas fósiles. *Bol. Geol.*, v. 4, N° 2-3, pp. 103-109, 2 pl.; Bogotá.
- HAMMEN, TH. VAN DER, 1957-a.—Estratigrafía palinológica de la Sabana de Bogotá. *Bol. Geol.*, v. 5, N° 2, pp. 187-203, 3 pl.; Bogotá.
- HAMMEN, TH. VAN DER, 1957-b.—Periodicidad climática y evolución de Floras suramericanas del Maestrichtiano y del Terciario. *Bol. Geol.*, v. 5, N° 2, pp. 5-48, 1 pl., 9 fig.; Bogotá.
- KEDVES, M., 1960.—Etudes palynologiques dans le Bassin de Dorog —I—. *Pollen et Spores*, v. 2, pp. 89-118, 10 pl., 2 fig., París.
- KUYL, O. S., MULLER, J. AND WATERBOLK, H. T., 1955.—The application of Palynology to oil Geology with special reference to Western Venezuela. *Geol. en Mijnbouw*, nieu serie, 17e Jaargang, N° 3, pp. 49-75, 8 fig., 8 pl.
- MACKO, S., 1957.—Lower Miocene pollen flora from the Valley of Klodnica near Gliwice (Upper Silesia). *Trav. Soc. Scien. Lettr. de Wroclaw*, ser. B, N° 88, pp. 1-314, pl. A-D, 80 pl., 10 fig., 4 tab.; Wroclaw.
- MACKO, S., 1959.—Pollen grains and Spores from Miocene Brown Coals in Lower Silesia. I. *Trav. Soc. Scien. Lettr. de Wroclaw*, ser. B, N° 96, pp. 1-178, 66 pl., A-D fig., 3 tab.; Wroclaw.
- MULLER, J., 1959.—Palynology of Recent Orinoco delta and shelf sediments. *Micropaleontology*, v. 5, N° 1, pp. 1-32, 23 texfig., 1 tab., 2 diag., 1 pl.; New York.
- NEUY, G., 1958.—Zur Flora der Niederrheinischen Bucht während der Hauptflöz bildung unter besonderer Berücksichtigung der Pollen und Pilzreste in den hellen Schichten. *Fortsch. Geol. Rheinld. u. Westf.* pp. 503-525, 7 pl., 2 fig.; Krefeld.
- NOREM, W. L., 1955.—Pollen, Spores and other organic Microfossils from the Eocene of Venezuela. *Micropaleontology*, v. 1, N° 3, pp. 261-267, 2 pl., 1 fig.; New York.
- PETERS, V. AND SARMIENTO, S., 1956.—Oligocene and Lower Miocene biostratigraphy of the Carmen-Zambrano area, Colombia. *Micropaleontology*, v. 2, N° 1, pp. 7-36, 2 fig., 1 pl., 7 tab.; New York.
- PORTA, J. DE, 1962.—Consideraciones sobre el estado actual de la estratigrafía del Terciario en Colombia. *Bol. Geol.*, Universidad Industrial de Santander, N° 9; Bucaramanga.
- PORTA, J. DE y SOLÉ DE PORTA, N., 1962.—Discusión sobre las edades de las Formaciones Hoyón, Gualanday y La Cira, en la región de Honda. San Juan de Rioseco (Valle Medio del Magdalena). *Bol. Geol.*, Universidad Industrial de Santander, N° 9; Bucaramanga.
- POTONIE, R., 1931.—Zur Mikroskopie der Braunkohlen. Tertiäre Bluetenstaubformen (1 Mitt). *Z. Braunkohle*, H. 16, 30 Jahrg., pp. 325-333, 2 pl.; Halle a. S.
- POTONIE, R., 1931.—Pollenformen aus tertiären Braunkohlen (3 Mitt). *Jb. Preuss. Geol. L. A.*, v. 52, pp. 1-17, 34 fig.; Berlín.
- POTONIE, R., 1931.—Zur Mikroskopie der Braunkohlen. Tertiäre Sporen und Bluetenstaubformen (4 Mitt). *Z. Braunkohle*, H., 27, 30. Jahrg., pp. 554-556, 16 fig.; Halle a. S.
- POTONIE, R. & VENITZ, 1934.—Zur Mikrobotanik des miozaenen Humodils der niederrheinischen, Bucht, *Arb. Inst. Paleob. u. Petrogr. Brennst., Preuss. Geol. L. A.*, v. 5, pp. 5-54, 2 fig., 4 pl.; Berlín.

- POTONIE, R., 1934.—Zur Mikrobotanik der eocaenen Humodils des Geiseltals. *Arb. Inst. Paleob. u. Petrogr. Brennst. Preuss. Geol. L. A.*, v. 4, pp. 25-125, 6 pl.; Berlin.
- POTONIE, R., 1956.—Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. *Beihefte zum Geol. Jahrb.*, H. 23, pp. 1-103; Hannover.
- POTONIE, R., 1958.—Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. *Beihefte zum Geol. Jahrb.*, H. 31, pp. 1-114. Hannover.
- POTONIE, R., 1960.—Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. *Beihefte zum Geol. Jahrb.*, H. 39, pp. 1-189; Hannover.
- SELLING, W. H., 1946.—Studies in Hawaiian pollen statistics. *Bernice P. Bishop Museum*, part. 1, Spec. Public. 37, pp. 1-87, 7 pl.; Honolulu.
- SELLING, W. H., 1947.—Studies in Hawaiian pollen statistics. *Bernice P. Bishop Museum*, part. 2, Spec. Public. 38, pp. 1-130, 58 pl.; Honolulu.
- SELLING, W. H., 1948.—Studies in Hawaiian pollen statistics. *Bernice P. Bishop Museum*, part. 3, Spec. Public. 39, pp. 1-154, 29 fig., 27 pl.; Honolulu.
- THOMSON & PFLUG, 1953.—Pollen und Sporen des mitte europäischen Tertiärs. *Palaeontographica*, v. 94, Abt. B, L. 1-4, pp. 1-138, 15 pl., 20 fig., 4 tab.; Stuttgart.
- TRAVERSE, A., 1955.—Pollen analysis of the Brandon lignite of Vermont. *Bureau of Mines, Report of Investig.* 5151, pp. 1-107, 13 fig.; Washington.
- WODEHOUSE, R. P., 1933.—The Oil Shales of the Eocene Green River Formation. *Bull. Torr. Bot. Club*, v. 60, pp. 479-524, 56 fig.; Washington.

**LATE PALEOZOIC AND EARLY MESOZOIC PLANT FOSSILS
FROM THE CORDILLERA ORIENTAL OF COLOMBIA
AND CORRELATION OF THE GIRON FORMATION**
(con 5 planchas)

BY

**JEAN H. LANGENHEIM
DEPARTMENT OF BOTANY
UNIVERSITY OF ILLINOIS, URBANA, ILLINOIS**

INFORME No. 1385

SERVICIO GEOLOGICO NACIONAL
BOGOTA, 1961

55395

CONTENT:

ABSTRACT	99
RESUMEN	101
INTRODUCTION	103
STRATIGRAPHIC SUMMARY ...	105
PLANT FOSSIL ASSEMBLAGES:	
Bocas assemblage	107
Lebrija assemblage	108
Floridablanca assemblage ...	113
Montebel assemblage ...	114
CONCLUSIONS	117
REFERENCES CITED	118

A B S T R A C T

Plant fossils from a few localities in the Girón Formation and associated rocks in Santander and Boyacá provide additional information regarding the age of the Girón Formation. Despite poor preservation preventing specific identification of many of the specimens, the plant assemblages provide a good indication of general age.

Mesocalamites from the Bocas formation indicates that the Girón Formation rests on Early Pennsylvanian rocks in the Lebrija Gorge. The assemblage of pectopterids, *Rhodea*, *Calamites*, etc., from the Middle Girón Formation in the Lebrija Gorge point to a Late Pennsylvanian age. No plant fossils were found in the Upper Girón Formation either at the Lebrija Gorge or at the Pujamanes section.

Fossils from Floridablanca (stratigraphically just below the Mesa de Ruitoque section) are not related to those from the Middle Girón Formation at Lebrija Gorge. Abundant specimens of *Ptilophyllum* seem to indicate a Jurassic age.

The plant assemblage from the middle shaly member of the Arcabuco section (previously considered Girón Formation by R. L. LANGENHEIM 1959) may be either Rhaetic or Jurassic. These plants are accompanied by estherids assigned by W. BOCK (1953) to the Rhaetic, although he thinks that they might be younger. The plant assemblage, including *Sagenopteris* cf. *nilssoniana*, *Elatocladus*, *Ptilophyllum* and *Podozamites*, generally tends to indicate a Jurassic rather than Rhaetic age. Thus, correlation of the middle member of the Arcabuco section and the middle member of the Lebrija Gorge Section is not feasible in terms of evidence from the plant fossil assemblages because the Lebrija assemblage is clearly Late Pennsylvanian and could not be younger than Permian. Therefore the beds on the Arcabuco Range, previously considered as the eastern facies of the Girón Formation, are now referred to the Montebel Formation.

RESUMEN

Las plantas fósiles de unas pocas localidades en la formación Girón y rocas asociadas en Santander y Boyacá, suministran información adicional con respecto a la edad de la formación Girón. A pesar de la mala conservación que impide una identificación específica de muchos de los especímenes, los conjuntos de plantas suministran una buena indicación de la edad general.

Los *Mesocalamites* de la formación Bocas indican que la formación Girón reposa sobre rocas del Pensilvaniano inferior en la garganta de Lebrija. El conjunto de *pecopteridios*, *Rhodea*, *Calamites*, etc, de la formación Girón medio en la garganta de Lebrija, sugieren una edad Pensilvaniana superior. No se encontraron plantas fósiles en la formación Girón superior, en la garganta de Lebrija ni en la sección de Pujamanes.

Los fósiles de Floridablanca (inmediatamente debajo, estratigráficamente, de la sección de la Mesa de Rquitoque) no están relacionados con los de la formación Girón medio en la garganta de Lebrija. La abundancia de especímenes de *Ptilophyllum* parece indicar edad jurásica.

El conjunto de plantas del miembro arcilloso medio de la sección de Arcabuco (anteriormente considerada formación Girón por R. L. LANGENHEIM 1959) puede ser Rhaético o Jurásico. Estas plantas están acompañadas por estheridios asignados por W. BOCK (1953) al Rhaético, aunque cree que pueden ser más jóvenes. El conjunto de plantas, que incluye *Sagenopteris* cf. *nilssoniana*, *Elatocladus*, *Ptilophyllum* y *Podozamites*, tiende en general a indicar edad jurásica más bien que rhaética. Entonces, la correlación del miembro medio de la sección de Arcabuco y el miembro medio de la sección de la garganta de Lebrija, no es factible en términos de la evidencia derivada de los conjuntos de plantas fósiles, porque el conjunto de Lebrija es claramente Pensilvaniano superior y no puede ser más joven que el Permiano. Por consiguiente las capas de la cordillera de Arcabuco que antes se consideraron como la facies oriental de la formación Girón, se asignan ahora a la formación Montebel.

INTRODUCTION

The Paleozoic and early Mesozoic rocks which form the core of many ranges in the Cordillera Oriental, as well as other portions of the Andes in Colombia, Venezuela and Ecuador, generally have not been studied in detail. Prominent among these in Colombia and Venezuela are the widely distributed redbeds and continental sediments broadly referred to as the Girón Formation. This formation and some of the older rocks associated with it, are poorly fossiliferous, and few of the known plants, fish and non-marine invertebrates have yet been described. Thus the age of the Girón rocks has been a subject of prolonged controversy. Most of the interpretation of age has been based on very few collections from the Girón Formation itself and stratigraphic relationship to rocks of similar character in Colombia and Venezuela. Therefore, information from plant fossils obtained at a few localities in the Girón Formation and associated rocks in Santander and Boyacá is of considerable interest, even though the plants are not abundant and generally poorly preserved. In addition, so few plant fossils have been reported for northern South America that record of their occurrence in itself has significance.

This study was made under the auspices of the Instituto Geológico Nacional de Colombia during the summer of 1953. Dr. Enrique Hubach, Director at that time, brought the problem to our attention and guided the research. Field work for the paleobotanical investigation was carried out in connection with an overall project to adequately describe the Girón Formation and discover its age in the type region as well as to interpret the geologic history of the area. The field party consisted of the author and R. L. Langenheim, Jr., Alberto Ronderos, and William D. Meyers, geologists, and Daniel Valenzuela, assistant. In addition, Jaime González, civil engineer, and several field assistants helped survey the Arcabuco Range traverse. Hervert F. Belding and James M. Doreen arranged for cooperation by International Petroleum Corporation, Colombia and took an active interest in the success of the project. Hypotypes of specimens are located in the Museo de Paleontología, Servicio Geológico Nacional, Bogotá; the remainder of the collection is in the Museum of Paleontology, University of California, Berkeley. Numbers in the following style, L57-53-10, refer to the hypotype specimens in the Museo de Paleontología, Bogotá; numbers preceded by PA, e. g. PA 29, refer to the locality catalogue of the Museum of Paleontology, Berkeley. Thanks are due to Owen Poe for all of the illustrations of the plant fossils and to Natalie Davis for the first two figures. I am also grateful to R. L. Langenheim, Jr., J. Wyatt Durhan, Wayne L. Fry, Wilson Stewart, and Theodore Delevoryas for advice in preparing, as well as criticism of the manuscript.

STRATIGRAPHIC SUMMARY

The following brief discussion of the stratigraphic context of the paleobotanical materials is summarized from and modified after an earlier paper by R. L. LANGENHEIM (1959). The major changes in interpretation since publication of this earlier paper are a consequence of more adequate understanding of the plant fossils, and modification of LANGENHEIM'S (1959) interpretation has been carried out in consultation with him.

Stratigraphic sections of the Girón Formation were measured at Jordán, Mesa de Ruitoque, Quebrada Pujamanes, and the Lebrija Gorge (Figs. 1 and 2). A traverse of the Montebel Formation (previously considered Girón by R. L. LANGENHEIM 1959) was made in the Arcabuco range between Duitama and Charalá.

The Lebrija Gorge section was selected as the type section by LANGENHEIM (1959) because both the top and the base of the formation are present and the traverse is located within the original outcrop area described by A. HETTNER (1892). HETTNER did not designate a type section and likewise failed to clearly define the stratigraphic limits of the Girón Formation. In the Lebrija Gorge the Girón is apparently conformable with the underlying Bocas Formation, considered Carboniferous by B. ALVARADO & A. DEL RÍO (1947) near Las Bocas, but truncates the Carboniferous upstream from Las Bocas. Elsewhere in the Bucaramanga area there is a basal conglomerate containing pebbles of Carboniferous limestone and fragments of reworked shale from the Bocas Formation. The Girón Formation is approximately 3500 m thick in the Lebrija Gorge and includes three members separated by gradational contacts. The lower sandstone member, approximately 750 m thick is composed of alternating medium to coarse, gray, quartzitic, arkosic or feldspathic sandstone and massive, thin-thick bedded gray, green or red mudstone. The middle shaly member, approximately 1250 m thick, is dominated by mudstone and siltstone with lesser amounts of arkosic and feldspathic sandstone. Most of the rock is gray or black but some of it is green or red. One bed of black shale contains abundant plant fossils of probable Late Pennsylvanian age. The uppermost sandstone member, approximately 1500 m thick, is composed almost entirely of gray arkose or feldspathic sandstone.

In the Lebrija Gorge a sequence of conglomerate, redbeds and sandstone lies between the restricted Girón Formation and the Lowest black shale and limestone in the Cretaceous. As R. L. LANGENHEIM (1959) indicates, these Early Cretaceous rocks have formerly been included in the formation (DICKEY 1941; TRUMPY 1943), correlated with the Cocuy quartzite (OPPENHEIM 1940) or described separately. LANGENHEIM considers them physically correlative with the cliff-forming sandstone of the Arcabuco area and therefore equivalent to the Arcabuco Sandstone

in the restricted sense. Much confusion, however, has resulted in the name Arcabuco being applied to both the upper part of the restricted Girón Formation as well as to the restricted Arcabuco Sandstone. Therefore the name Tambor Formation (L. G. MORALES & AL. 1958) will be employed in this paper, although LANGENHEIM (1959) considers the Tambor Formation as a facies equivalent to the restricted Arcabuco Sandstone. The type section of the Tambor Formation is located in the Lebrija Gorge in geographic continuity with the type section of the Girón Formation.

The boulder conglomerate near the base of the type section of the Tambor Formation crops out in the Lebrija Gorge section, even though the top of the Girón Formation is poorly exposed. The conglomerate is bright red and boulders of quartzite from the Girón Formation are abundant. These rocks are succeeded by white, medium to fine quartzitic sandstone similar to the upper sandstone at Mesa de Ruitoque and Jordán. This sandstone is succeeded by dark marine shale and limestone containing Cretaceous fossils.

The section at Quebrada Pujamanes consists of 90 m of white, crossbedded medium to coarse arkose that appears to correlate with the upper member of the Girón at the Lebrija Gorge. Two red boulder conglomerates, separated by coarse arkose, occur at the base of the Tambor Formation. The remainder of the Tambor Formation consists of deep red, massive mudstone, green mudstone and fine gray sandstone. The contact with the black marine shale and limestone above is poorly exposed.

At Mesa de Ruitoque only 400 m of Girón are exposed below the Tambor. Medium to coarse red arkose is prominent, but is interbedded with an approximately equal amount of brick-red mudstone and siltstone as well as many beds of arkosic conglomerate scattered throughout. There is no conglomerate at the base of the Tambor Formation and the contact is arbitrarily placed at the base of the first well-washed, buff sandstone. Layers of dark red, massive mudstone interbedded with white sandstone are succeeded by thick-bedded, white cliff-forming sandstone capping the mesa. Plant fossils of probable Jurassic age were discovered nearby at Floridablanca in a lens of micaceous shale approximately 50 m below the lowest beds measured in the Ruitoque section.

In the Jordán section 417 m of Girón are exposed. At the base of the section red arkose alternates with brick-red mudstone; higher in the section arkose beds are thinner and less abundant. All of the rock above the basal 100 m is composed of thick-red mudstone. Prominent white arkosic conglomerate 2-3 m thick occurs at the base of the Tambor Formation; the contact with the Girón mudstone is sharp. The conglomerate is succeeded by alternating buff sandstone and red sandy shale and siltstone; the sandstone is more abundant and forms a cliff.

The correlation of the red mudstones of the Mesa de Ruitoque and Jordán sections with the upper member of the Girón Formation from the Lebrija Gorge and Pujamanes sections was suggested by R. L. LANGENHEIM (1959) but is not entirely satisfactory even from a lithologic point of view. This correlation will be discussed further in terms of the age assignment indicated from plant fossils.

Rocks cropping out on the Arcabuco Range along the Duitama Charalá road were considered to be correlative with the Girón Formation

by R. L. LANGENHEIM (1959). The lowest exposed portion of the sequence consists of interbedded steel-gray arkose and micaceous mudstone cropping out in Palermo Canyon. These rocks are similar to those in the Lebrija Gorge and were tentatively assigned to the lower sandstone member of the Girón formation. Rocks of the lower sandstone member are gradationally succeeded by dark gray black mudstone interbedded with fine sandstone and siltstone in the middle shaly member. Approximately 1000 m of this middle member were measured in the traverse. The mudstone and shale contain widely disseminated plant debris as well as estherids, ostracods and fresh-water mollusca probably of Rhaetic to Jurassic age.

The middle shaly member is succeeded by approximately 400 m of medium to coarse red arkose and arkosic conglomerate interbedded with micaceous red siltstone and mudstone.

The correlation by R. L. LANGENHEIM (1959) of the sequence in the Arcabuco range with the Girón Formation of the Lebrija Gorge, on the basis of general lithologic character and position in sequence, has now been abandoned (personal communication 1961) because of the great difference in age indicated by the fossils from the two areas. The name Montebel, previously applied by TRUMPY (1943) and others, is here employed for these rocks.

The Montebel Formation is succeeded by massive, white, feldspathic or arkosic, cliff-forming sandstone in the Tambor Formation on the northwest side of the range. Thin erosional remnants of the Tambor Formation cap some of the higher spurs on the southeast side of the range.

PLANT FOSSIL ASSEMBLAGES

Bocas Assemblage

Plants occur near the top of the Bocas Formation in a black shale and muddy siltstone cropping out from road level to ten meters above the road at the east end of the bridge across the Rio Lebrija at Las Bocas. The Bocas Formation rests on rocks containing earliest Pennsylvanian or youngest Mississippian fossils (DICKEY 1941, TRUMPY 1943) and is unconformably succeeded by the Girón Formation.

Only a few specimens are identifiable from this collection. A carbonized impression of a parallel veined leaf, approximately 2 cm wide and 5 cm long, is determined as *Cordaites*. Other fragments of smaller leaves also are probably *Cordaites*.

A cast of a fragment of a calamitalean stem, approximately 12mm long and a little over 2 mm wide (Fig. 3), is the most significant fossil from this locality. Although poorly preserved, it appears to have 8 ribs and one node. The ribs seem to be superposed and converge to a common focal point at the node. These characters were the basis for R. KIDSTON & W. J. JONGMANS (1915-1917) separating *Mesocalamites* from *Calamites*. *Calamites* has alternating ribs. The specimen is not adequate for specific determination.

Cordaites occurs widely from Mississippian to Early Permian and may occur in the Triassic. *Mesocalamites*, however, appears to be restricted

to beds of Pottsville or pre-Pottsville age. R. KIDSTON & W. J. JONGMANS (1915-1917) indicate that, with the exception of *M. roemeri* GOEPPERT, which is known to occur in the basal part of the European Lower Carboniferous, the species belonging to this group are characteristic of the uppermost part of the Mississippian. In addition, C. A. ARNOLD (1953) cites North American occurrences from the Pottsville of Pennsylvania and West Virginia, the Canso Group (Lower Pennsylvanian) of Nova Scotia and the Namurian of Greenland. S. H. MAMAY & B. READ (1956) record *Mesocalamites hesperius* (ARNOLD) MAMAY & READ and *M. crookensis* MAMAY & READ from the Spotted Ridge Formation of Oregon. On the basis of *Mesocalamites*, they suggest, that an Early Pennsylvanian or even Late Mississippian age might be assumed for the Spotted Ridge Formation. Associated floral elements, however, render the precise position of the Spotted Ridge Formation uncertain within the Carboniferous.

Thus, the ranges of *Mesocalamites* and *Cordaites* permit a Namurian to Pottsville age for the Bocas Formation collection. The stratigraphic position of the Bocas Formation, however, tends to favor an Early Pennsylvanian age.

Lebrija Assemblage

Fossils were collected from the middle shaly member of the Girón Formation at Quebrada Honda (Quebrada Las Palmas, BRÜCKNER 1954). A reasonably extensive suite of specimens was obtained from the well indurated black, micaceous clay siltstone exposed in the bottom of Quebrada Honda approximately 1400 m upstream from the railway bridge. These fossils are primarily impressions although a few are casts. Even though they are essentially unweathered few details of structure are preserved. The six genera recognized from this locality are:

Pecopteris
Callipteridium
Asterotheca
Rhodea
Calamites
Carpolithus.

Fern-like foliage is the most abundant and best preserved. The majority of the pinnules are sterile, although some have evidence of synangia. There are no complete fronds, but the fragments of pinnae form layers covering the surface of the beds. Careful examination of these pinnae leads to recognition of four different types of sterile pinnules and two fertile ones. Table 1 gives comparative data for available characters. The sterile pinnules have characters similar to those of *Pecopteris*, *Alethopteris* or *Callipteridium*. Characters of these three genera intergrade sufficiently to make it difficult in some cases to distinguish among the genera. For example, pinnules of *Alethopteris* are generally linear, being longer than broad, and somewhat attenuated at the apex. The pinnules are generally decurrent (especially when immature) on the proximal edge and a

Species	Length of Pinnule	Width of Pinnule	Apex
<i>Pecopteris</i> sp. A	8-10 mm	3-4 mm	Slightly curved
<i>Pecopteris</i> sp. B	5-6 mm	3-4 mm	Bluntly rounded
<i>Pecopteris</i> sp. C	3-4 mm	2 mm	Broadly rounded
<i>Gallipteridium</i> sp.	10-12 mm	1-2 mm	Slightly tapering
<i>Asterotheca</i> sp. A	5-6 mm	3 mm	Bluntly rounded
<i>Asterotheca</i> sp. B	8-10 mm	2 mm	Slightly curved

Table I. Comparison of characters of broad groups of *Pecopteris*, *Gallipteridium* and *Asterotheca* from the Lebrija Assemblage.

prominent midrib extends to the apex. However, *Alethopteris* pinnules are not as regular as in *Pecopteris*. *Pecopteris* has pinnules which are mostly smaller than those of *Alethopteris* and have parallel or slightly curved margins attached to the rachis by the whole width of the base. The midvein is strong, straight, and forks just short of the apex. As ARNOLD (1947) indicates, the foliage of *Callipteridium* probably belongs to more than one genetic group. Some species are similar to *Alethopteris* but the pinnules differ in being more blunt and are not at all or only slightly decurrent. Other species resemble *Pecopteris*, but are distinguished from it in that the veins enter the pinnules directly from the rachis.

Three different groups of pinnae from Quebrada Honda have been recognized as *Pecopteris* because of the small size, oblong shape and the attachment of the pinnules to the rachis by the whole base. Because lateral venation is not preserved, the differences between the three groups are based mainly on the relative length and width of the pinnules (Table 1). In *Pecopteris* sp. A (Figs. 4, 6, 7) the pinnules are 8-10 mm long and 3-4 mm wide; in *Pecopteris* sp. B (Figs. 5, 8, 9) they are 5-6 mm long and 3-4 mm wide and in *Pecopteris* sp. C (Figs. 10 and 11) they are 3-4 mm long and 2 mm wide. *Pecopteris* sp. A has an apex which is somewhat attenuated and often slightly curved; the apex in *Pecopteris* sp. B and C is more broadly rounded. Because the characters of *Pecopteris* sp. B and C are essentially the same except for size, it is possible that the pinnae belong to the same frond with *Pecopteris* sp. C representing more ultimate pinnae. These three groups are described to display the variation in kinds of pinnae present in this collection. Inasmuch as the more definitive characters of lateral venation are not preserved, these fossils have not been given specific names. *Pecopteris* sp. A is abundant in the collection whereas there are only a few specimens of *Pecopteris* sp. B and C.

Another abundant type of pinnae at Quebrada Honda has been identified as *Callipteridium* (Figs. 12 and 13), although it has some characters of both *Alethopteris* and *Pecopteris*. In this form the pinnules are linear being 10-13 mm long and 1-2 mm wide, with a slight tapering toward the apex.

The pinnules are closely spaced with parallel borders. Most of the pinnules are attached perpendicularly to the rachis, although in a few specimens a slight decurrency is present. Again lateral venation is not preserved.

BRÜCKNER (1954) reports that R. Kräusel and W. J. Jongmans determined material from the Quebrada Las Palmas as belonging to the *Callipteridium* group. It seems possible that these may be similar fossils.

Several species of *Pecopteris* have been reported from South America. The only one previously described from Colombia is *P. colombiana* LIPPS from Barremian or Aptian beds near Salina de Chita in Boyacá (LIPPS 1938). This species, although possibly from rocks comparable to the Girón Formation, is not comparable either in size or shape to the pinnules of the material from the Lebrija Gorge.

Pecopteris fuchsi SCHIMPER, reported from the Atacama district of Chile (Rhaetic or Jurassic) by ZEILLER (1875) and SOLMS-LAUBACH (1899), likewise does not compare with the Lebrija specimens. The pinnules of *P. fuchsi* are significantly wider (4-7 mm) than the Lebrija pecopterids.

Pecopteris cambuhyensis, *P. pedrasica* and *P. paranaensis* were described from scanty material from Late Paleozoic beds in the Parana and Santa Catarina Basins of Brasil by READ (1941). READ finds them similar to species reported from widely separated geographic areas. *Pecopteris cambuhyensis* appears to resemble both *P. unita* BRONGNIART from Europe and *P. arcuata* HALLE from eastern Asia. *Pecopteris pedrasica* also suggests *P. arcuata*. *Pecopteris paranensis* is similar to *P. arborescens* SCHLOTHEIM from Rhodesia. Thus, READ prefers not to refer the specimens from Brasil to these species from such diverse geographic areas because of the implied phylogenetic relationships. FRENGUELLI (1953) reports the occurrence of *P. cambuhyensis* and *P. pedrasica*, as well as unnamed species of *Pecopteris* from the Chubut, Argentina. On the basis of the presence of these pecopterids and other associated plants, FRENGUELLI considers the age of the beds in the Chubut to be Lower Permian.

There are some similarities in the size of the pinnules of *P. cambuhyensis* and *Pecopteris* sp. A from the Lebrija Gorge. Both are within the range of 8-10 mm long and 3-4 mm wide. Also the attachment of the pinnule to the rachis and the shape of the apex are similar. However, because lateral venation is not preserved, it is uncertain whether *Pecopteris* sp. A should be referred to *P. cambuhyensis*.

The fertile pinnules have been referred to the form genus *Asterotheca*. The synangia are not sufficiently well preserved to observe definitely the form, number and arrangement of the sporangia. However, the synangia appear sessile, there is slight indication that they could be five sporangiate, and they are arranged in two rows parallel to the midvein of the pinnule. Two different groups have been recognized, based primarily

on the size of the pinnules. *Asterotheca* sp. A (Figs. 15 and 16) has pinnules 5-6 mm long and 3 mm wide whereas *Astherotheca* sp. B (Fig. 14) has pinnules 8-10 mm long and 2 mm wide. Except for fructifications, *Asterotheca* sp. B has the same characters as *Pecopteris* sp. A and thus may be pinnae from the same plant. As in the case of *Pecopteris*, because details of nervation are not preserved and because of poor preservation of the fructification, it does not seem desirable to describe these specimens as new species. However, these specimens correspond generally to the section of the genus *Asterotheca* with larger pinnules such as *A. miltoni* ARTIS, and *A. candolleanus* (BRONGNIART) HIRMER of the Carboniferous and Permian of Europe and North America. Also it is of some interest to compare these specimens with species of *Asterotheca* described by FRENGUELLI (1953) from the Permian of Chubut, Argentina. *Asterotheca* sp. B has many of the characters of *A. feruglioi* FRENGUELLI, in that the pinnules are almost perpendicular to the rachis, and are linear-oblong, tapering but rounded at the apex. They are somewhat larger than *Asterotheca* sp. B in that they are 8-12 mm long and 5 mm wide. In addition, the nervation is well preserved in *A. feruglioi* and considered to be one of the diagnostic characters.

Several specimens have been referred to *Rhodea* sp. (Figs. 18, 19, 20). Determination of this material is difficult because *Sphenopteris*, *Rhodea*, *Diplothemema* and *Mariopteris* are from genera of ferns or fern-like plants representing a large and diversified group of primitive frond types. Considerable confusion exists concerning criteria used to distinguish these genera. ARNOLD (1947) states that *Sphenopteris* is usually considered to have small pinnules, oval or oblong in outline, lobed or toothed or sometimes cut into acute or obtuse lobes. HEDSTON (1923-25) indicates that *Rhodea* is used for plants, previously in *Sphenopteris*, whose pinnules are segmented through dichotomous division into very narrow segments. A single vein enter each segment of the pinnule and is bordered by a narrow band of the lamina. The vein, however, most frequently is not visible. Specimens with *Rhodea*-type pinnules, but which are fertile, are placed in genera based on characters of the fructification, i. e. *Zeilleria*, *Urnatopteris* and *Telangium*. Other sterile specimens possessing the *Rhodea*-type pinnule have been placed in the genus *Diplothemema* because of frond structure. In *Diplothemema* the leaf stalk below the lowest pinnae is equally forked. ARNOLD (1947) further indicates that it is difficult to distinguish between *Diplothemema* and *Mariopteris* which both have this forking character. WALTON (1931) points out also that *Sphenopteridium*, *Aneminites*, *Adiantites*, *Palmopteris* and *Eremopteris* all have this type of frond structure. Therefore, confusion is displayed in descriptions and discussion of leaf types of this general group, which is further complicated by the tendency of the material to be fragmentary and often poorly preserved.

The few specimens found from the Lebrija Gorge occur as a carbonaceous film. Because the matrix of the rock is black, details of the fossils are often difficult to see. Although there were no complete specimens, considerable detail of the frond is preserved in several. These specimens have been assigned to *Rhodea* because the pinnules are dichotomized into very narrow segments, thus separating it from *Sphenopteris*. There is no evidence among the specimens that there is a fork in the frond

that divides it into two main divisions, and hence they are not assigned to *Diplothemema*, *Mariopteris*, *Sphenopteridium*, etc.

Several specimens of this *Sphenopteris* complex have been reported from South America. *Rhodea* sp. is reported by DOLIANITI (1954) from Lower Carboniferous beds from Teresina, Piaui, Brazil. These specimens, however, are much smaller than those from Lebrija. Another member of this group of leaf types from Teresina is *Adiantites* of which DOLIANITI describes four species. The most abundant form, described previously as *Sphenopteris furcata* by OLIVEIRA (1935), is called *Adiantites gothanica* by DOLIANITI. *Sphenopteris furcata* is an Upper Carboniferous species which also has been referred to *Diplothemema* or *Palmopteris*.

SEWARD (1922) discusses specimens from the Carboniferous of the coast of Perú which he determined as *Sphenopteris*. He points out, however, that the deeply dissected form of the lamina suggests comparison with pinnules of species of *Rhodea* and *Sphenopteridium*.

READ (1941) identified a specimen from Paracas, Perú as *Aphlebia australis*. The description is based on a single specimen having neither basal nor ultimate divisions, but the size and type of dichotomies are those characteristic of the Lebrija material. Because of the fragmentary nature of the Peruvian *Aphlebia*, it still seems best to refer the Lebrija material to the *Rhodea* complex.

Several casts of *Calamites* were collected. They consist of fragments of stems with no nodes preserved and with eroded and partially obscured rib structure (Fig. 17). Several pieces range in width from 14-18 mm and appear to expose 13 ribs. Other fragments are approximately 7 mm in width and so weathered that the ribs can not be counted. Therefore, no specific designation has been given.

The age of the Lebrija assemblage is considered to be Late Pennsylvanian. This conclusion is drawn both from its stratigraphic position above the Bocas Formation and from the overlapping ranges of the fossils. The time range indicated by the fossils is not narrowly limited because determination has been made only to the generic level. Perhaps the genus with the most restricted age range is *Rhodea*. However, the previously discussed confusion of nomenclature is a serious handicap in utilizing it as an age indicator. Nevertheless, the species to which the Lebrija *Rhodea* specimens could be assigned are characteristic of Mississippian floras, although it occurs in the Late Pennsylvanian (SEWARD 1931). *Calamites* ranges from the Mississippian through the Late Permian, *Callipteridium*, on the other hand is most characteristic of the Early Permian although it occurs in the Late Pennsylvanian (Stephanian). *Asterotheca* ranges from Late Pennsylvanian (Westphalian) to Rhaetic. *Pecopteris* is generally considered to range from Westphalian to Triassic although specimens from the Rhaetic-Jurassic and Cretaceous of South America have been referred to *Pecopteris*.

Floridablanca Assemblage

Fragmentary plants were obtained from a lens of micaceous mudstone in the Girón Formation in a conglomerate ledge east of the highway bridge over Quebrada Mensuli, just south of Floridablanca. The fossil bed stratigraphically is 50 m below the lowest rocks measured in the Mesa de Ruitoque section (R. L. LANGENHEIM 1959). These rocks are much fractured and deeply weathered and thus the fossils, although abundant, are largely fragmentary and oxidized. Maceration techniques and preparation of balsam transfers did not yield cuticular material which would permit more accurate determinations. Attempts to recover spores were also unsuccessful. Several nearly complete fronds were salvaged (Figs. 22 and 23) and have been identified as *Ptilophyllum* sp. Fragments of *Elatocladus* (*Pagiophyllum*) occur sparingly. Fruit-like structures were abundant but insufficiently preserved to determine their nature.

Fronds of the character of *Ptilophyllum* were cosmopolitan in their distribution especially from the middle Triassic to the middle Jurassic.

BERRY (1924) notes that many students of Mesozoic floras (Schimper, Feistmantel, Schenk, Saporta, Nathorst, Seward and Halle) have attempted from differing points of view to bring order out of the confusion regarding ptillophylloid fronds. Unfortunately the confusion still exists. SEWARD (1917, 1931) points out that the use by some authors of the generic names *Ptilophyllum*, *Zamites* and *Otozamites* creates a false impression of the degree of difference between the numerous forms of the fronds. He further indicates that it is particularly difficult to make any distinction without microscopic preparation of superficial cell layers or the cuticle.

The genus *Ptilophyllum* was established by MORRIS (1840) for specimens from Cutch, India. He defined the genus as "Fronds pinnate; pinnae closely approximated, linear, lanceolate more or less elongate, imbricate at the base, attached obliquely; base semicircular or rounded; veins equal, slender, parallel". He distinguished *Ptilophyllum* from *Zamites* by the oblique insertion and the overlapping of the pinnae at the base. However, the genus *Otozamites*, as defined by FEISTMANTEL (1880), has a pinnate base which is asymmetrical and SEWARD (1917) states that several species of *Otozamites* are indistinguishable from *Ptilophyllum* MORRIS. HALLE (1913b) and ZEILLER (1875) differentiate *Ptilophyllum* from *Otozamites* by the decurrence of the pinnae by their lower edges, although HALLE also indicates that it is difficult in some instances to draw this distinction. SEWARD (1917) adds the additional distinguishing character that the attachment of the pinnae almost completely covers the upper face of the rachis. He also points out that the pinnae are linear and differ considerably in ratio of length to breadth and in the form of the form of the apex.

The specimens from Floridablanca have pinnate fronds. The pinnae are linear-lanceolate, more or less falcate and are attached by nearly the entire base, appearing to cover the upper face of the rachis where the attachment is visible. The venation is poorly preserved but obviously parallel.

The figured specimens (Figs. 22 and 23) do not show such characters as decurrence of pinnae, asymmetrical base of pinnae or covering of the rachis by the pinnae on the upper surface of the frond that distinguish *Ptilophyllum* from *Otozamites* and *Zamites*. The frond structure and the shape and size of the pinnae are merely outlined. However, small fragments of fronds display the above mentioned characters that lead to the determination as *Ptilophyllum*. Several specimens of *Ptilophyllum* were sent to T. M. HARRIS for analysis of possible cuticular material. No cuticle was recovered from either the graphitized pinnae or enclosing rock fragments. In consequence of the poor preservation and lack of cuticular material, it does not seem justifiable either to describe these specimens as new species or to attempt to relate them to existing ones.

Ptilophyllum is considered by most paleobotanists to be restricted to the Jurassic; *Elatocladus* (*Pagiophyllum*) ranges from the Rhaetic to the Cretaceous but reaches its optimum development in the Jurassic. This suggests that the beds lying just below the lower portion of the Mesa de Ruitoque section are Jurassic in age.

Montebel Assemblage

Two collections were obtained along the road that crosses the Arca-buco Range between the towns of Duitama and Charalá. Both localities are in the middle shaly member of the Montebel Formation. One is in a road cut $\frac{1}{4}$ km west of the village of Montebel. Here fossils occur as impressions in black shale which weathers buff to white and is associated with siltstone.

Eight taxa have been identified:

Sagenopteris cf. *S. nilssoniana*
Elatocladus sp
Elatocladus (*Brachyphyllum*) sp.
Zamites sp.
Ginkgophytes
Cladophlebis (*Coniopteris*) sp.
Cycadolepis
Sphenopteris.

The second collection is from the road metal quarry approximately $2\frac{1}{2}$ km west of the village of Montebel and just east of Infiernito. Here the fossils are in black, silty, micaceous shale weathering buff to white, associated with siltstone and mudstone.

Nine taxa from this locality have been identified:

Sagenopteris cf. *S. nilssoniana*
Elatocladus sp.
Elatocladus (*Brachyphyllum*) sp.
Elatocladus (*Pagiophyllum*) sp.

Otozamites sp.
Zamites sp.
Podozamites sp.
Asterotheca sp.
Coniopterid.

It will be noted that *Sagenopteris*, *Elatocladus* and *E. (Brachyphyllum)* occur in both Arcabuco localities.

The identification of *Sagenopteris* cf. *nilssoniana* (BRONGNIART) WARD was made on the basis of the shape and venation of several fragmentary leaflets. No complete leaflet was preserved, but portions of three (Figs. 24, 25, 26) provide a composite. The specimen shown in Fig. 24 is essentially one side of a lamina with neither apex nor basal portion preserved. It is 40 mm long and 20 mm wide at its greatest width. The median nerve is large and some of the lateral nerves are well preserved. The secondaries dichotomize and anastomose to produce a network with a rhombic pattern. Another specimen (Fig. 25), with just the basal portion preserved, is 40 mm long and 25 mm wide at its maximum width. The outline is spatulate with an asymmetric tapering at the base. The median nerve is strong and several lateral veins are well preserved; the secondaries are not so well preserved as in the specimen in Fig. 24 but they have the same general character. Fig. 26 shows a specimen with a bluntly rounded apex; the venation is not so well preserved as in the other specimens but indicates the same pattern. Several other fragments were discovered, but are smaller than the figured specimens.

These specimens have measurements within the range of leaflets of *Sagenopteris nilssoniana* from Piedra Pintada, Argentina (FRENGUELLI 1941). They are wider than the normal specimens of *S. nilssoniana* cited from Scoresby Sound, Greenland (HARRIS 1932). Although venation patterns are not particularly clear in Frenguelli's photographs, the general character of the Montebel specimens appears similar to those of Piedra Pintada. The venation also resembles *S. Phillipsi* (BRONGNIART) MORR. of HARRIS 1940), but as SEWARD (1910) indicates, the distinction between *S. nilssoniana* (*S. rhoifolia* PRESL.) and *S. Phillipsi* is not well founded. HARRIS (1932) mentions, however, they are distinct. FRENGUELLI states that probably there is considerable variability in the form and structure of the pinnae of *S. nilssoniana*, and therefore prefers to synonymize several species of *Sagenopteris* with *S. nilssoniana*. HARRIS likewise attempted to obtain cuticular material from specimens from Montebel but was unsuccessful.

Numerous specimens of *Coniferales Incertae Sedis* were found at these localities. HARRIS (1935) prefers to refer all sterile conifer twigs with small needles to the form genus *Elatocladus* until the fossil conifers have been investigated more thoroughly. SEWARD (1919), however used *Elatocladus* in a narrower sense for shoots which are dimorphic bearing both distichous, linear leaves and crowded scale-like leaves. He refers sterile shoots exhibiting no dimorphism to *Brachyphyllum* and *Pagio-phyllum* with *Brachyphyllum* bearing fleshy appressed leaves and *Pagio-phyllum* with falcate leaves.

HARRIS' concept will be employed in this study with all of the material being referred to *Elatocladus* (Figs. 27, 30, 33, 35 and 36). However, those forms which appear to have appressed leaves are indicated as resembling *Brachyphyllum* (Fig. 36) and those with falcate leaves as resembling *Pagiophyllum* (Figs. 30 and 35).

A few small fern-like foliage types occur. Some appear to be apical segments of a sphenopterid type (Fig. 28) because of the lobed lamina, and contracted and wedge-shaped base with dichotomizing branched veins radiating from the base. Others were considered more coniopterid (Fig. 31). Although the pinnules of *Coniopteris* are considered intermediate between *Sphenopteris* and *Pecopteris* (SEWARD 1910), the rounded lobing was used as distinctive in this case. Also impressions of pinnules of the pecopterid type with fairly well preserved synangia were referred to *Asterotheca* (Fig. 29).

Several specimens appear to be ginkgoalean leaves. In all cases there are only fragments of leaves without petioles and with poorly preserved venation. No cuticle has been recovered. Even generic determination of *Ginkgo* can be only tentative on the basis of the characters present, and for this reason the specimens are determined only as ginkgophytes (Fig. 32). HARRIS (1935) has even found it unsatisfactory to identify his own specimens of ginkgoalean leaves with one another without the structure of cuticles and therefore useless to compare them with specimens where the cuticle is unknown.

A bract or bract-like structure, 12-15 mm long and 2-3 mm wide, has been referred to the form genus *Cycadolepis*. SEWARD (1917) indicates that Saporta used this name for linear lanceolate scales from Upper Jurassic rocks in France which he compared with bud scales of recent cycads. SEWARD feels that Saporta's term may be usefully employed in a more extended sense to compromise various scale or bract-like organs. HARRIS (1932), however, states that specimens which possess stomata are of the bennettitalean type and it is probable that most species belong to the Bennettitales. Again the Montebel material did not have cuticular material preserved so that this affinity could not be ascertained.

There are several fragmentary specimens of leaves identified as *Otozamites* sp. and *Zamites* sp. (KNOWLTON 1914) or *Pelourdea* sp. FERUGLIO 1933). Other fragments can questionably be considered *Podozamites*. None of this material is adequate for description but it substantiates the general age range assigned to the flora.

In addition to collections from the above two Montebel localities, additional specimens were studied. The precise locality is not available for these but is along the Teorama road in northern Santander and presumably from the Montebel Formation as used in this paper. There are several impressions of *Ptilophyllum* (Fig. 34), as well as *Otozamites* and *Equisitites*.

In general, the plants from the Montebel Formation indicate an age range from Rhaetic to Jurassic. Probably the most significant constituent of the flora is *Sagenopteris* cf. *nilssoniana*. *Sagenopteris* has a wide geographic distribution with an age range from Rhaetic to Cretaceous (SEWARD 1931). *Sagenopteris*, however, had not been reported from South America until FRENGUELLI (1941) recorded *S. nilssoniana* from the Liassic

of Piedra Pintada, Argentina. *Sagenopteris nilssoniana* has a more restricted range than the genus as a whole; it is known from Rhaetic to Liassic. *Elatocladus* (*Pagiophyllum*) and *E.* (*Brachyphyllum*) occur from the Rhaetic to Cretaceous but reach their optimum development in the Jurassic. *Podozamites* and *Cladophlebis* (*Coniopteris*) range from the Rhaetic through early Jurassic, again being more characteristic of the Jurassic. *Ptilophyllum*, as indicated previously, is primarily characteristic of the Jurassic. *Otozamites* has a more extensive range, occurring from the Lower Triassic to the Cretaceous. *Ginkgo* appears in the Lower Triassic and is still living. The only genus from the Arcabuco collections which is not reported from the Jurassic is *Asterotheca* which is generally reported to have become extinct in the Rhaetic. Thus, the assemblage as a whole is considered to indicate a possible age range of Rhaetic through Jurassic.

CONCLUSIONS

Despite poor preservation not permitting specific identification or even comparison with other material in some cases, the assemblages of plant fossils from Colombia provide a good indication of general age.

The few specimens from the Bocas Formation tend to confirm the opinion of B. ALVARADO & A. DEL RÍO (1947) that the Girón Formation rests on Carboniferous beds in the Lebrija Gorge with *Mesocalamites* suggesting an early Pennsylvanian age for the Bocas. Contrary to the view of B. ALVARADO & A. DEL RÍO (1947), who consider the Girón in the Lebrija Area to be Jurassic-Rhaetic because of its stratigraphic position, the assemblage of pecopterids, *Rhodea*, *Calamites*, etc., from the middle member points to a Late Pennsylvanian age. Unfortunately, fossils were not found in the upper member of the Girón either at the Lebrija Gorge or Pujamanes section, which is correlated lithologically with that at Lebrija.

The fossils from Floridablanca are not related to those from the middle Girón at Lebrija Gorge. The abundant *Ptilophyllum* seems to indicate a Jurassic age. The Ruitoque section does not correlate well lithologically with the Pujamanes or Lebrija sections. It is certain, however, that the beds containing the flora (at Floridablanca) in the Ruitoque area appear to be Jurassic, which would indicate that the upper Girón member of the Lebrija Gorge is Jurassic if the Ruitoque and Lebrija sections are correlative. Fossils were not found in the Jordán section which does correlate lithologically with the Ruitoque section.

R. L. LANGENHEIM (1959) considered the Arcabuco section correlative with the Lebrija Gorge section. The thick gray and buff beds of the Arcabuco-Lebrija areas were called the western facies of the Girón Formation and the thinner redbeds of the Bucaramanga—Los Santos area (Jordán and Ruitoque sections) the eastern facies. However, this correlation now appears dubious, because of markedly different ages indicated by the fossil plants.

The plant assemblage from the shaly member, near the middle of the Arcabuco section, may be either Rhaetic or Jurassic in age. These

plants are accompanied by abundant estherids described by W. BOCK (1953) a, b) as *Howellisaura columbianus*, and assigned a Rhaetic age. However, R. L. LANGENHEIM (1959) states that BOCK has indicated in personal correspondence that *H. columbianus* is not comparable to any Triassic estherid and that his age assignment was based on a type of ostracod which he considers abundant in the Triassic. Furthermore BOCK is certain that the beds from which the fossils came are not older than late Triassic and he is inclined to assign them to a somewhat younger age. The plants more generally tend to indicate Jurassic rather than Rhaetic age. In either case, however, correlation of the middle member of the Arcabuco section with the middle member of the Girón Formation in the Lebrija section is not feasible. The Lebrija flora clearly is of Late Pennsylvanian age and could not be younger than Permian.

The Arcabuco assemblage, on the other hand, generally indicates a Late Triassic-Jurassic age and it would be difficult to envisage the Flora as old as Early Triassic.

Further progress in understanding the pre-Cretaceous rocks of Colombia requires sustained and systematic investigation. Although great effort has been expended in study of these rocks and although many papers have been published touching upon their geology, almost all of the work has been either a "by-product" of an investigation having another purpose or has been a short-range project conducted by a man who never returned to consideration of these rocks. As a result, the literature pertaining to the Colombian pre-Cretaceous is in large part contradictory, repetitious, or fragmentary.

REFERENCES CITED

- ALVARADO, B., AND DEL RÍO, A., 1947.—Central Hidroeléctrica del río Lebrija, Departamento de Santander. Serv. Geol. Nac., Colombia. Compl. Estud. Geol. Of. Colombia, Tom. VII: 153-176.
- ARNOLD, C. A., 1947.—An Introduction to Paleobotany. McGraw-Hill Book Co. Inc., New York.
1953. Fossil plants of early Pennsylvanian type from central Oregon. *Palaeontographica*, Bd. 93, Abt. B: 61-68.
- BERRY, E. W., 1924.—Mesozoic plants from Patagonia. *Am. Jour. Sci.* 7 (Ser. 5): 473-482.
- BOCK, W., 1953 a.—American Triassic Estherids. *Jour. Paleo.* 26: 62-76.
- 1953 b. *Howellisaura*, new name for *Howellites* Bock. *Jour. Paleo.* 26: 759.
- BRÜCKNER, W. D., 1954.—Note on some fossils from the Giron Group in the Rio Lebrija Valley, Department of Santander, Colombia. *Jour. Paleo.* 28, Nº 1: 112-113.
- CROOKALL, R., 1929.—Coal Measure Plants. Edward Arnold and Co., London.
- DICKEY, P. A., 1941.—Pre-Cretaceous sediments in Cordillera Central of Colombia. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 25: 1789-1795.
- DOLIANITI, E., 1954.—A flora do Carbonifero Inferior de Teresina, Piaui. Ministerio da Agricultura, Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão da Geologia e Mineralogia. Rio de Janeiro.

- FEISTMANTEL, O., 1880.—The fossil flora of the Gondwana System III. Lower Gondwanas: the flora of the Damuda and Panchet division. *Mem Survey India, Paleontologica Indica* II-3: 163-190.
- FERUGLIO, E., 1933.—Fossili Liassica della Valle del Rio Genuo (Patagonia). *Giornale di Geologica, Annali del R. Museo Geologica di Bologna*, vol. IX: 1-64.
- FRENGUELLI, J., 1941.—*Sagenopteris* y *Linguifolium* del Lias de Piedra Pintada en el Neuquen. *Notas del Museo de la Plata, Tomo VI*: 405-437.
- 1953.—Las Pecopteroides del Permico de Chubut. *Notas del Museo de Universidad Nacional de Eva Perón. Tomo XVI*: 287-296.
- HALLE, T. G., 1913 a.—Some Mesozoic plant-bearing deposits in Patagonia and Tierra del Fuego and their floras. *Kungl. Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar. Bd. 51, N° 3. Upsala e Stokholm.*
- 1913 b.—The Mesozoic flora of Graham Land. *Wissenschaftliche Ergebnisse d. Schwedischen Südpolar-Expedition. 1913-03, Bd. III, Lief. 14, Stockholm.*
- HARRIS, T. M., 1932.—The fossil flora of Scoresby Sound East Greenland. Pt. 3, Caytoniales and Bennettitales. *Meddelesler Om Gronland, Bd. 85, N° 5.*
- 1935.—The fossil flora of Scoresby Sound East Greenland Pt. 4, Ginkgoales, Coniferales, Lycopodiales and associated fructifications. *Meddelesler Om Gronland, Bd. 112, N° 1: 176 pp., 19 pl.*
- 1940.—On some Jurassic specimens of *Sagenopteris*. *Annals and Magazine of Natural History, ser. 11, vol. 249-265.*
- HETTNER, A., 1892.—Die Kordillere von Bogotá. *Pettermanns Mitt., Bd. 22, Heft. 104: 131 pp.*
- KIDSTON, R., AND JONGMANS, W. J., 1915-1917.—A Monograph of the *Calamites* of western Europe: Meded van Rijksopsporing van Delfstoffen, N° 7, tex 1-207; atlas, pl. 1-158.
- KIDSTON, R., 1923-25—Fossil plants of the Carboniferous rocks of Great Britain (Paleon.), Vol. II, London.
- KNOWLTON, F. H., 1914.—The Jurassic flora of Cape Lisburne Alaska. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper 85-D.*
- KRÄUSEL, R., 1931.—Obercarbonische Pflanzenreste aus Colombien, in Gerth H. and Kräusel, R. *Beitrag Kenntnis des Carbons in Sudamerika II, Neus Jahrb, fur Mineralogie, Bd. 65, Abt. B: 529-536.*
- LANGENHEIM, J. H., 1959.—Preliminary notes on plant fossils from Late Paleozoic and Early Mesozoic rocks in the Cordillera Oriental of Colombia. *Boletín de Geología, N° 3, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga: 51-53.*
- LANGENHEIM, R. L., Jr., 1959.—Preliminary report on the stratigraphy of the Girón Formation in Santander and Boyacá. *Boletín de Geología, N° 3, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga: 35-50.*
- LIPPS, TH., 1938.—Acerca de la flora subcretácica de Colombia. *Estudios geológicos y paleontológicos sobre la Cordillera Oriental de Colombia, Pt. 3: 137-144, Colombia, Dept. Mines y Petrol.*
- MAMAY, S. H. AND B. READ., 1956.—Additions to the flora of the Spotted Rig formation in central Oregon. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper. 274-I.*
- MORALES, L. G., AND OTHERS, 1958.—General geology and oil occurrences of the Middle Magdalena Valley, Colombia: 461-495, in Weeks, editor, *Habitat of Oil, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Tulsa, Okla: 1384 pp.*
- MORRIS, J., 1840.—Memoir to illustrate a geological map of Cutch. *Trans. Geol. Soc. London (II) Vol. V, Pt. 2: 289.*

- OLIVEIRA, E. P., 1938.—Sphenopteridios do Brasil. Acad. Bras. Sci. Amn. Tome VII, Nº 4: 301-313.
- OPPENHEIM, V., 1940.—Jurassic-Cretaceous (Girón) beds in Colombia and Venezuela. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 24: 1611-1619.
- READ, C. B., 1941.—Plantas fosseis do Neo-paleozoico do Paraná e Santa Catarina. Divis. Geol. e Miner., Monografía XII, Río de Janeiro.
- SEWARD, A. C., 1910.—Fossil Plants. Vol. II. Cambridge University Press.
1917. Fossil Plants. Vol. III. Cambridge University Press.
1919.—Fossil Plants. Vol. IV. Cambridge University Press.
1922.—On a collection of Carboniferous plants from Peru. Quart. Jour. Geol. Soc., Proc. vol. 78: 278.
1931.—Plant life through the ages. Mc Millan and Co., New York.
- SOLMS-LAUBACH, H., 1899.—Beschreibung der Pflanzenreste von La Ternera in Neue Jahrl. f. Miner. Geol. u. Pal. Beil-Bd, XII: 581-609, Stuttgart.
- TRUMPY, D., 1943.—Pre-Cretaceous of Colombia. Geol. Soc. Amer. Bull 54: 1281-1304.
- WALTON, J., 1931.—Contributions to the knowledge of Lower Carboniferous plants, Pt. III. Phil. Trans. Royal. Soc. London Ser. B: vol. 29.
- ZEILLER, R., 1875.—Note sur les plantes fossiles de La Temera (Chili). Bull. Soc. Geol. Fran., 3rd Ser. III: 572-574.

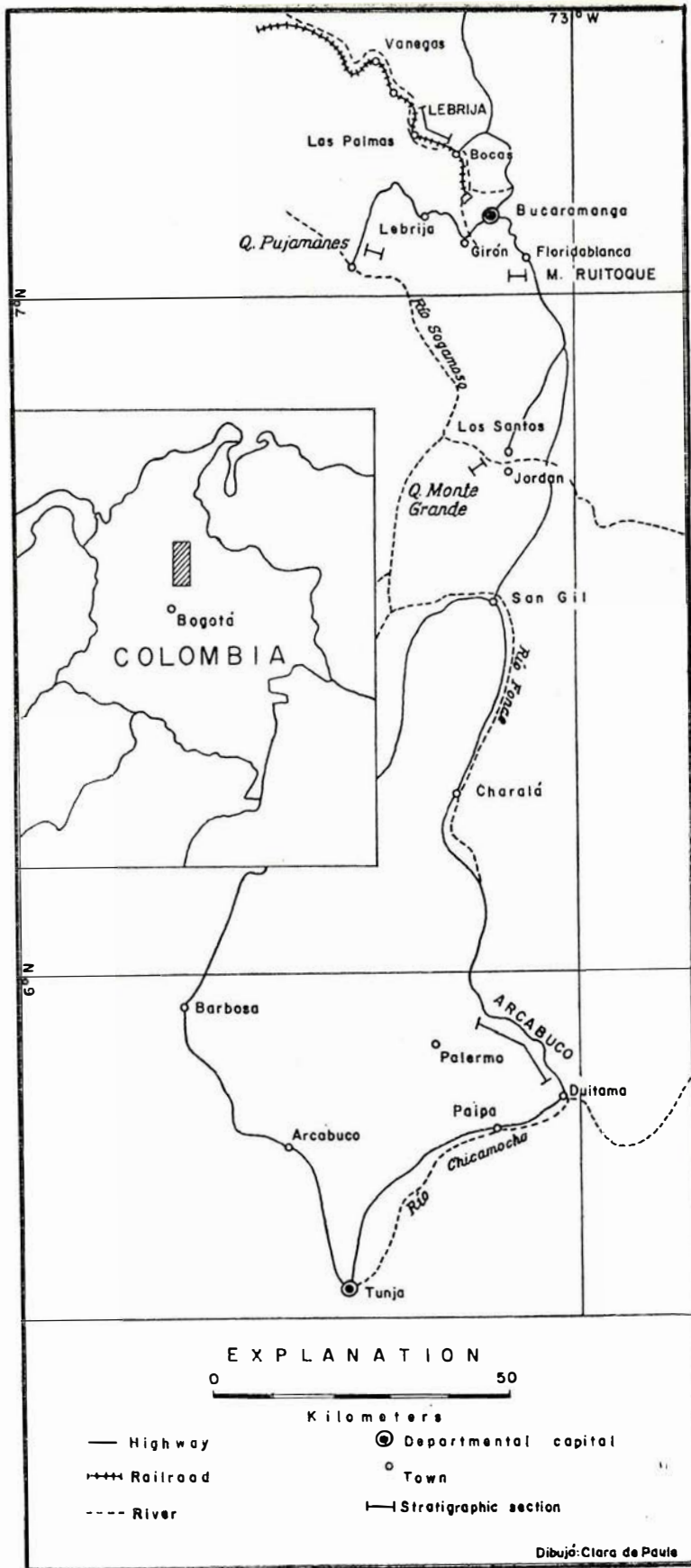


Figure 1. Location of measured sections of the Girón and Montebel Formations.

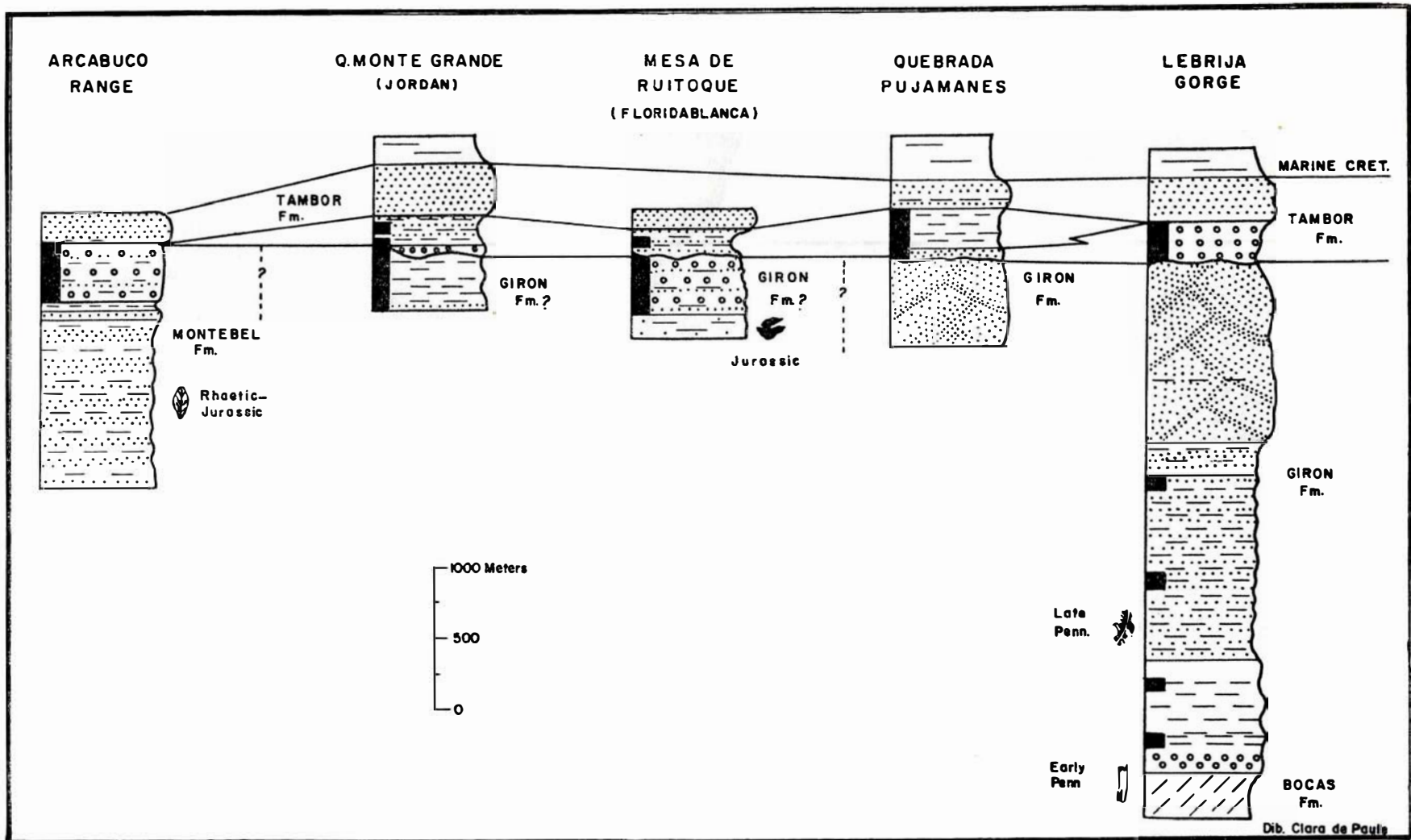
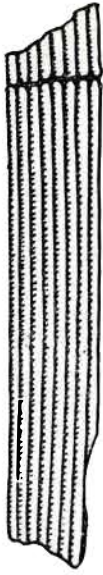


Figure 2. Columnar sections of the Girón and Montebel Formations. The Tambor Formation is shown diagrammatically and does not conform to the indicated scale. The black band on the left side of the column indicates the presence of redbeds.

Figure adapted from that of R. L. LANGENHEIM 1959.

EXPLANATION OF FIGURES

- Fig. 3. *Mesocalamites* sp. Portion of stem. x8
Las Bocas. (Hypotype L19-53/1) (Locality PA 27)
- Fig. 4. *Pecopteris* sp. A. Portion of sterile pinna. x2
Quebrada Honda. (Hypotype L57-53/8) (Locality PA 28)
- Fig. 5. *Pecopteris* sp. B. Portion of sterile pinna. x2
Quebrada Honda. (Hypotype L57-53/9) (Locality PA 28)
- Fig. 6. *Pecopteris* sp. A. Portion of sterile pinna. x2
Quebrada Honda. (Hypotype L57-53/7) (Locality PA 28)
- Fig. 7. *Pecopteris* sp. A. Portion of sterile pinna. x2
Quebrada Honda. (Hypotype L57-53/6) (Locality PA 28)
- Fig. 8. *Pecopteris* sp. B. Portion of sterile pinna. x2
Quebrada Honda. (Hypotype L57-53/10) (Locality PA 28)
- Fig. 9. *Pecopteris* sp. B. Portion of sterile pinna. x2
Quebrada Honda. (Hypotype L57-53/17) (Locality PA 28)
- Fig. 10. *Pecopteris* sp. C. Portion of sterile pinna. x2
Quebrada Honda. (Hypotype L57-53/18) (Locality PA 28)
- Fig. 11. *Pecopteris* sp. C. Portion of sterile pinna. x2
Quebrada Honda. (Hypotype L57-53/11) (Locality PA 28)
- Fig. 12. *Callipteridium* sp. Portion of sterile pinna. x2
Quebrada Honda. (Hypotype L57-53/13) (Locality PA 28)
- Fig. 13. *Callipteridium* sp. Portion of sterile pinna.
Quebrada Honda. (Hypotype L57-53/12) (Locality PA 28)



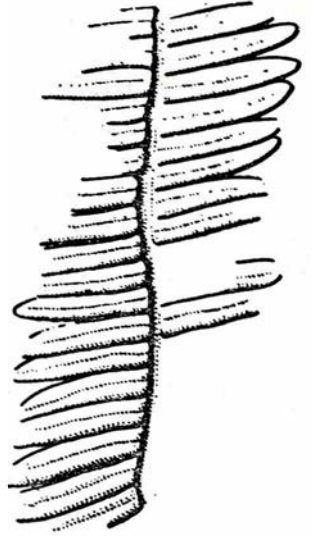
3



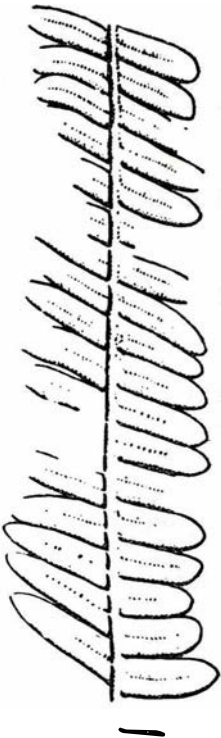
4



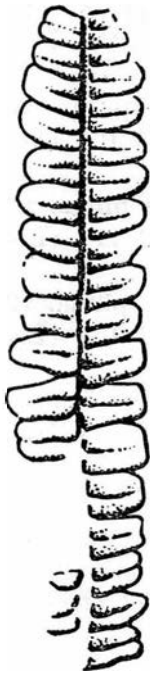
5



6



7



8



9



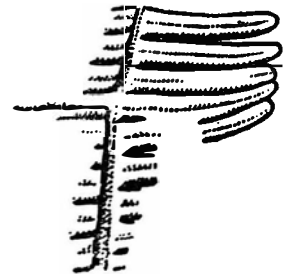
10



11



12



13

EXPLANATION OF FIGURES

- Fig. 14. *Asterotheca* sp. B. Portion of fertile pinna. x2
Quebrada Honda. (Hypotype L57-53/16) (Locality PA 28)
- Fig. 15. *Asterotheca* sp. A. Portion of fertile pinna. x2
Quebrada Honda. (Hypotype L57-53/15) (Locality PA 28)
- Fig. 16. *Asterotheca* sp. A. Portion of fertile pinna. x2
Quebrada Honda. (Hypotype L57-53/14) (Locality PA 28)
- Fig. 17. *Calamites* sp. Portion of eroded stem. x1
Quebrada Honda. (Hypotype L57-53/1) (Locality PA 28)
- Fig. 18. *Rhodea* sp. Fragment of main portion of frond with a lateral branch. x1
Quebrada Honda. (Hypotype L57-53/4) (Locality PA 28)
- Fig. 19. *Rhodea* sp. Several fragments of fronds. x1
Quebrada Honda. (Hypotype L57-53/5) (Locality PA 28)
- Fig. 20. *Rhodea* sp. Portion of main branch of frond? x $\frac{1}{2}$
Quebrada Honda. (Hypotype L57-53/3) (Locality PA 28)
- Fig. 21. *Carpolithus* sp. Fructification x4
Quebrada Honda. (Hypotype L57-53/2) (Locality PA 28)



15



14



16



17



18



19



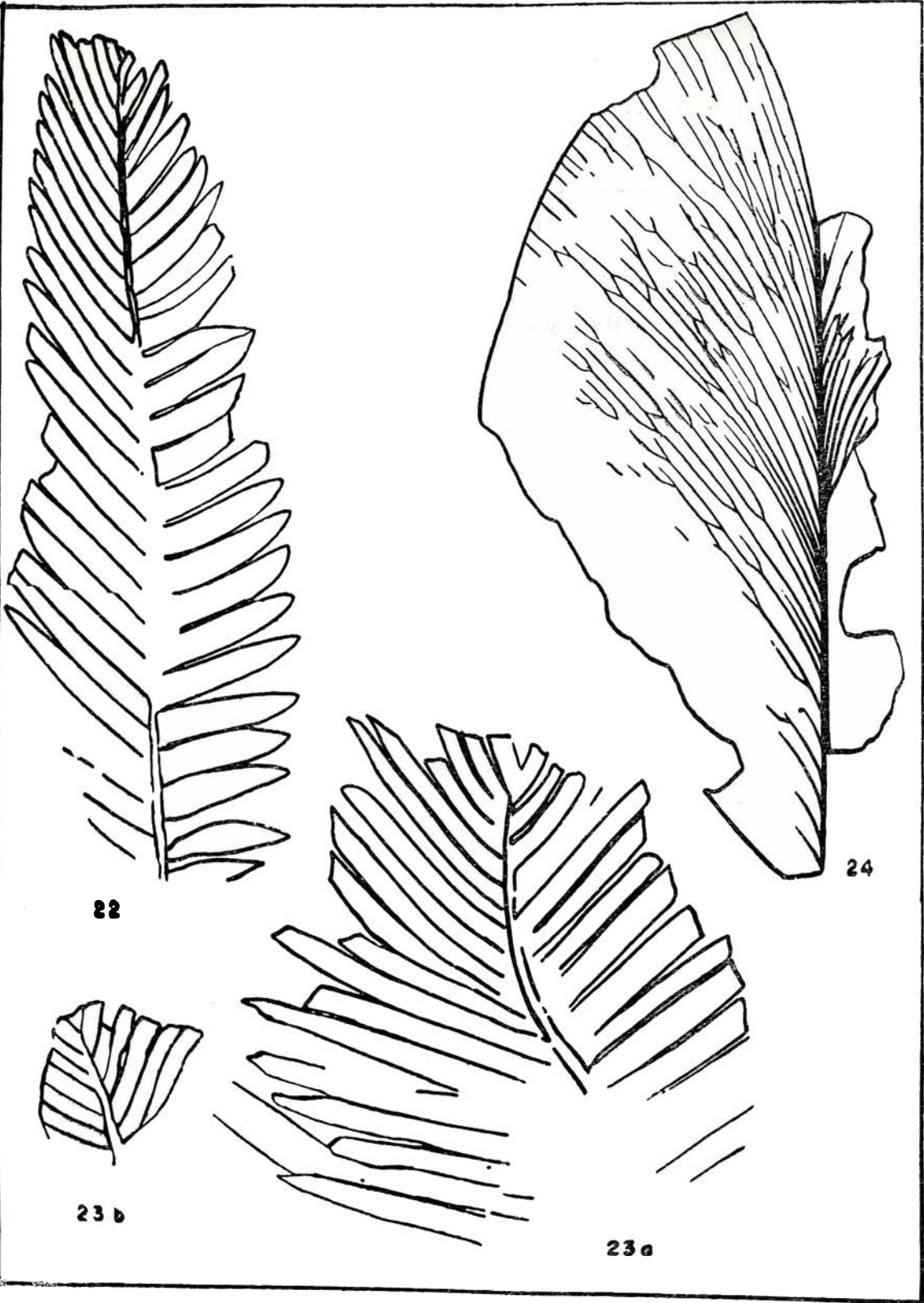
21



20

EXPLANATION OF FIGURES

- Fig. 22. *Ptilophyllum* sp. Portion of frond.
Floridablanca. (Hypotype L58-53/2) (Locality PA 31)
- Fig. 23. *Ptilophyllum* sp. Fragments of fronds. $\times 1\frac{1}{2}$
Floridablanca. (Hypotype L58-53/1) (Locality PA 31)
- Fig. 24. *Sagenopteris* cf. *nilssoniana* (BRONGNIART) WARD. One side of
lamina $\times 4$
Montebel. (Hypotype L61-54/2) (Locality PA 29)



22

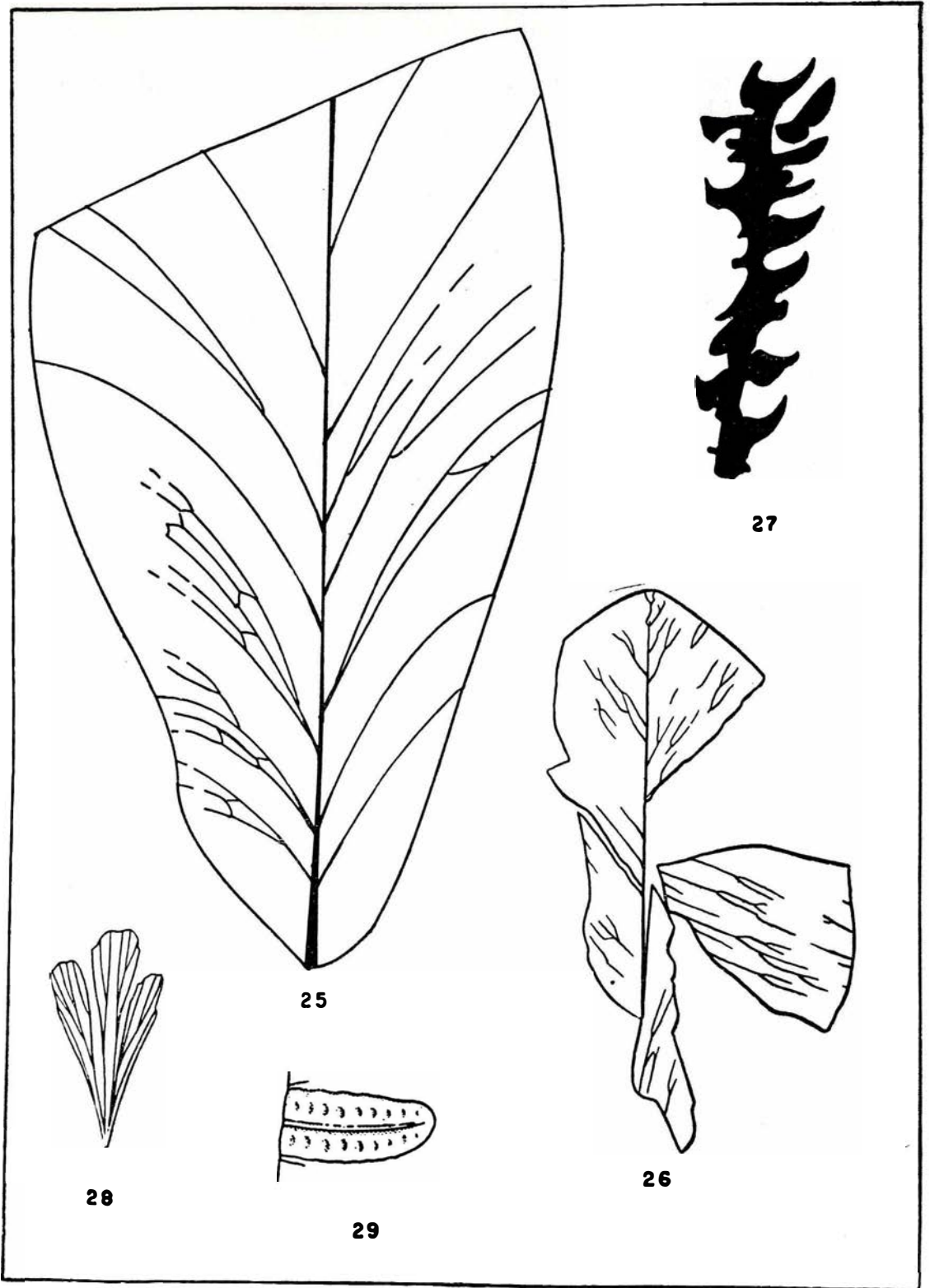
24

23 b

23 a

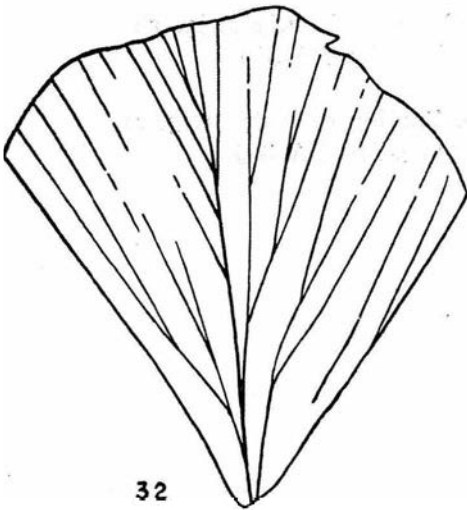
EXPLANATION OF FIGURES

- Fig. 25. *Sagenopteris* cf. *nilssoniana* (BRONGNIART) WARD. Basal portion of lamina x4
Montebel. (Hypotype L61-53/1) (Locality PA 29)
- Fig. 26. *Sagenopteris* cf. *nilssoniana* (BRONGNIART) WARD. Fragment of lamina with apex intact. x4
Montebel. (Hypotype L61-53/3) (Locality PA 29)
- Fig. 27. *Elatocladus* sp. Portion of leafy twig. x6
Montebel. (Hypotype L61-53/4) (Locality PA 29)
- Fig. 28. Sphenopterid. Possible apical segment. x6
Montebel. (Hypotype L61-53/5) (Locality PA 29)
- Fig. 29. *Asterotheca* sp. Fertile pinnule. x4
Montebel. (Hypotype L60-53/4) (Locality PA 29)



EXPLANATION OF FIGURES

- Fig. 30. *Elatocladus (Pagiophyllum)* sp. Portion of leafy twig. x9
Montebel. (Hypotype L61-53/8) (Locality PA 29)
- Fig. 31. Coniopterid. Segment of foliage. x12
Montebel. (Hypotype L61-53/6) (Locality PA 29)
- Fig. 32. Ginkgophyte. Portion of leaf. x4
Montebel. (Hypotype L61-53/6) (Locality PA 29)
- Fig. 33. *Elatocladus* sp. Portion of leafy twig. x4
Montebel. (Hypotype L61-53/3) (Locality PA 29)
- Fig. 34. *Ptilophyllum* sp. Portion of frond. x1
Road Teobroma
- Fig. 35. *Elatocladus (Pagiophyllum)* sp. Portion of leafy twig. x6
Montebel. (Hypotype L60-53/7) (Locality PA 30)
- Fig. 36. *Elatocladus (Brachyphyllum)* sp. Portion of leafy twig. x6
Montebel (Hypotype L60-53/2) (Locality PA 30)



**RECONOCIMIENTO GEOLOGICO DE LA REGION BOAVITA - LA UVITA
DEPARTAMENTO DE BOYACA**

POR
HERNAN RESTREPO A.
GEOLOGO

INFORME No. 1334

SERVICIO GEOLOGICO NACIONAL
BOGOTA, 1961

SS 394

CONTENIDO:

RESUMEN	139
I. INTRODUCCIÓN	141
Antecedentes y objetivos	141
Situación y vías de comunicación	141
Investigaciones geológicas anteriores	141
Método y trabajos de campo	142
Agradecimientos	142
II. GEOGRAFÍA	143
Orografía y algunos rasgos topográficos	143
Drenaje	143
Clima	144
Productos, población y cultura	144
III. GEOLOGÍA	145
Estratigrafía	145
Formación o Grupo de Girón	146
Grupo de Villeta, Medio y Superior	147
Formación Ermitaño	148
Formación Guaduas	149
Formación Socha Inferior	151
Formación Socha Superior	152
Formación Picacho	153
Depósitos fluvio-glaciales	153
Estructuras grandes	153
Estructura del Cretáceo	153
Anticlinal recumbente del Chicamocha.	
Anticlinal de Boavita.	
Estructuras del Terciario.	
Sinclinal de El Escobal.	
Sinclinal de El Tabor.	

IV. YACIMIENTOS MINERALES	154
Carbones	154
A. Carbones de la Formación Guaduas	154
a) Vetas existentes entre el cerro de Las Tunjanas y la cañada La Honda	155
b) Afloramientos en el boquerón del camino de herradura Boavita-Vereda de Cabuyal	155
c) Afloramientos en la cañada La Laguna, Vereda de Cabuyal	156
d) Afloramientos en la cañada Guamal, Vereda de Cabuyal	156
e) Afloramientos en la cañada Guayabal, Vereda de Cabuyal (<i>veta de 10.80 m de espesor</i>)	156
f) Afloramientos en la cañada Pozo Seco, Vereda de Lagunillas	157
g) Afloramientos en Toche, Vereda de Lagunillas	157
h) Afloramientos en La Isla, Vereda de San Isidro	157
B. Carbones de la Formación Socha Superior	158
a) Mina de Vicente Leguizamón, Vereda de Ochacá	158
b) Mina de Nicolás Gómez, Vereda de Ochacá	159
c) Mina de Vicente Medina, Vereda de Cabuyal	159
Arenas y piedras para triturado y construcción	159
Arcillas para fabricación de ladrillos	160
Calizas fosfáticas para abonos	160
Generalidades.	
Afloramientos en la región Boavita-La Uvita.	
Recomendaciones.	
Yeso	161
Minerales de hierro	162
Diatomita (información)	162
Zonas favorables para la obtención de agua subterránea	163
CONCLUSIONES	163
RECOMENDACIONES	164
BIBLIOGRAFÍA	165
ANEXO I. — Análisis para P_2O_5 , por Alvaro Murcia.	
ANEXO II. — Análisis para Fe, por Alvaro Murcia.	

I L U S T R A C I O N E S

Foto 1. Vereda de Cabuyal.

Foto 2. Vereda de Ochacá.

Plancha N^o 1, (43 cms. × 58 cms). Plano geológico del área Boavita-La Uvita, Departamento de Boyacá.

Plancha N^o 2. (50 cms × 68 cms). Plano geológico de las Veredas Cabuyal y Lagunillas, Municipio de Boavita, Boyacá.

Plancha N^o 3. (34 cms × 44 cms). Vetas de carbón existentes en el Cerro de Las Tunjanas y La Honda, Vereda de Ochacá, Municipio de Boavita. Departamento de Boyacá.

Plancha N^o 4. (28 cms × 37 cms). MAPA INDICE, Municipio de Boavita, Departamento de Boyacá. 1:100.000.

Esquema 1. (22 cms × 28 cms). Afloramientos de carbón en el boquerón del camino Boavita-Vereda de Cabuyal.

Esquema 2. (22 cms × 28 cms). Afloramiento de carbón en la cañada La Laguna-Vereda de Cabuyal, Municipio de Boavita.

Esquema 3. (22 cms × 28 cms). Afloramientos de carbón en la cañada Guamal-Vereda de Cabuyal, Municipio de Boavita.

Esquemas 4, 5 y 6. (22 cms × 28 cms). Diferentes afloramientos de carbón en las Veredas de Cabuyal y Lagunillas, Municipio de Boavita.

Esquema 7. (22 cms × 28 cms). Afloramientos de carbón en La Isla-Vereda de San Isidro, Municipio de La Uvita.

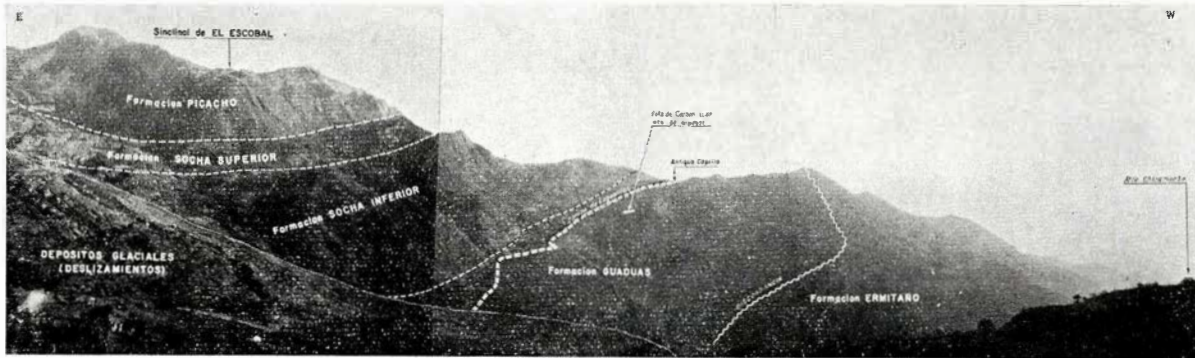


FOTO 1 – VEREDA DE CABUYAL. Fotografía tomada desde un punto distante 4,5 kilómetros al S 34° W de la población de Boavita, mirando hacia el Sur

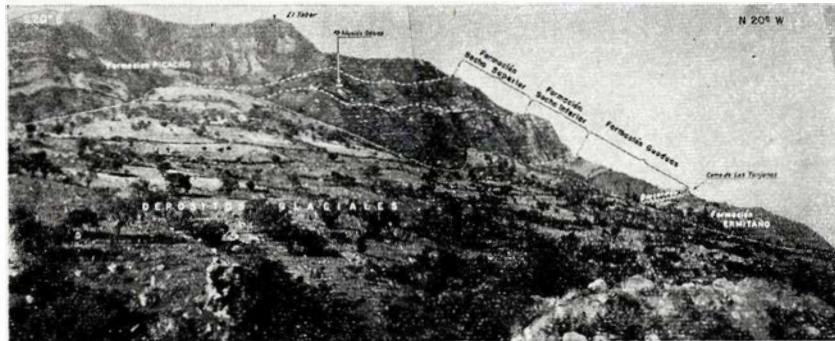


FOTO 2 – VEREDA DE OCHACA. Fotografía tomada desde el Cementerio de La Uvita (carretera Boavita-La Uvita), mirando hacia el S 70° W.

FOTOGRAFIAS DE LA REGION DE BOAVITA
DEPARTAMENTO DE BOYACA

Hernán Restrepo A.
Geólogo

Alvaro Combariza H.
Topógrafo

RESUMEN

La región de Boavita-La Uvita, se encuentra alrededor de la latitud $6^{\circ} 22'$ norte y la longitud $72^{\circ} 38'$ al oeste de Greenwich; son Municipios al norte del Departamento de Boyacá (Colombia). Dicha región corresponde a la parte central de la Cordillera Oriental, un poco al sur-oeste de la Sierra Nevada del Cocuy, y es un área oriental drenada por el río Chicamocha, el cual, a su vez, forma parte de la vertiente oriental del río Magdalena.

Se estudiaron en detalle unos 50 km², que son una pequeña fracción del lado oriental de la Plancha I-13 (del Mapa Geológico de Colombia) y que geológicamente corresponden a la continuación más hacia el norte de las formaciones y estructuras en Paz de Río.

Se menciona, todavía como hipótesis, el Anticlinal recumbente del Chicamocha cuyo plano axial, hoy casi horizontal, giró hacia el occidente hasta recostarse sobre la formación Girón; viniendo a corresponder el llamado Anticlinal del Chicamocha a la cresta de aquél.

Se describen los diferentes afloramientos de carbón visitados, en especial uno en la cañada Guayabal, de la Vereda Cabuyal, 6 kilómetros al S 30° W de Boavita, que alcanza a 10.80 metros de espesor. Además, se mencionan las situaciones de arenas y piedras para triturados y construcción; arcillas para fabricación de ladrillos; yeso; minerales de hierro; diatomita; zonas favorables para la obtención de agua subterránea y se recalca la probable importancia de unos lechos delgados de calizas fosfáticas interstratificadas con liditas (miembro inferior de la formación Ermitaño), que se presentan al E y W de Boavita.

El informe se debe considerar preliminar en lo referente a los yacimientos minerales; sin embargo, se estiman como abundantes las reservas potenciales de carbón existentes al sur-oeste de Boavita (Veredas de Ochacá, Cabuyal y Lagunillas).

Se hacen varias recomendaciones, en especial la de proyectar y desarrollar un programa de reforestación.

El informe se ilustra con 2 fotografías explicativas, 3 planos geológicos, 7 esquemas explicativos de afloramientos y un mapa índice. Se anexan análisis químicos por Alvaro Murcia A.

INTRODUCCION

I-1. Antecedentes y objetivos

Informaciones suministradas al Ministerio de Minas y Petróleos por el señor representante a la Cámara, doctor Justo Vega L., así como un memorial firmado por las autoridades y varios vecinos del Municipio de Boavita en el Departamento de Boyacá, motivaron la Resolución número 155 de 1959, por la cual se ordenó una comisión compuesta por algunos miembros de la Sección de Geología Económica del Servicio Geológico Nacional, para llevar a cabo el estudio de yacimientos minerales de carbón, arenas y otros, en la región de Boavita.

I-2. Situación y vías de comunicación

La región de Boavita y La Uvita, Municipios al Norte del Departamento de Boyacá, se encuentra alrededor de la latitud 6° 22' norte y la longitud 72° 38' al oeste de Greenwich. El área estudiada se encuentra de 184 a 194 kilómetros al norte, y desde 161 a 168 kilómetros al este de Bogotá (véase Mapa Índice, Plancha N° 4).

La Carretera Central del Norte, que de Bogotá conduce a Cúcuta, pasa por la población de Soatá, 168 kilómetros por carretera al nor-este de Tunja, capital del Departamento de Boyacá. Allí se abre hacia el oriente un ramal carretable que cruzando el río Chicamocha conduce hasta la población de Chita, pasando a los 25 kilómetros por Boavita y unos 5 kilómetros más al oriente por La Uvita. De esta última población se aparta un ramal hacia el norte para comunicarse con otro que viene de Capita-nejo hacia El Cocuy.

Los ramales carretables mencionados, presentan las características de las carreteras montañosas colombianas de segundo orden (Ministerio de Obras Públicas), pudiendo ser utilizadas aquéllas durante todo el año por hallarse macadamizadas y bien conservadas.

I-3. Investigaciones geológicas anteriores

La región no había sido cubierta por estudios geológicos detallados, sin embargo, el Servicio Geológico Nacional ya había llevado a cabo investigaciones en el área al sur de Boavita-La Uvita, donde se encuentran las diferentes minas y la planta de las Acerías Paz del Río. Viniendo a corresponder el área de que trata el presente informe a la continuación más hacia el norte de Paz del Río, en cuanto a formaciones y estructuras geológicas.

Así, las principales bases al presente estudio fueron:

a) *El inédito Informe N° 468 del Servicio Geológico Nacional, "Yacimiento de Hierro-Paz del Río (Boyacá)", resultado de los estudios efectuados antes de 1944 por BENJAMÍN ALVARADO y ROBERTO SARMIENTO; y*

b) *El Informe Reservado N° 1190, resultado de estudios fotogeológicos en 1956 por JOSÉ MANUEL CARVAJAL. Además, fueron de gran utilidad otros trabajos de R. SARMIENTO, V. SUÁREZ, T. V. D. HAMMEN, y muchos otros que se mencionan como bibliografía, sin los cuales la exploración habría tomado más tiempo para obtener los resultados que se presentan.*

I-4. Método y trabajos de campo

El autor fue valiosamente asistido por el topógrafo, señor Alvaro Combariza, y por los señores José A. Muñoz y José Forero, durante todo el tiempo que demoraron las observaciones de campo, del 7 al 21 de marzo de 1959.

Se efectuaron algunos levantamientos topográficos necesarios para la medida de secciones geológicas y la localización de los diferentes afloramientos observados, en especial de carbón, de los cuales se tomaron aproximadamente 40 muestras.

Este informe se debe considerar preliminar en cuanto a los yacimientos de carbón mencionados, ya que sólo fueron observados unos pocos afloramientos; pero las estructuras geológicas y la extensión de las formaciones geológicas con mantos de carbón, se deben considerar reales respecto a las diferentes escalas de los dibujos (Planchas números 1, 2 y 3).

Se fundamenta dicha garantía por el hecho de haber utilizado excelentes bases topográficas para las observaciones de campo, las cuales a su vez, fueron complementadas con interpretaciones geológicas de las fotografías aéreas bajo el estereoscopio, así: para la Plancha N° 1, se utilizó la plancheta topográfica 152-II-B-3 en combinación con las fotografías aéreas verticales del trabajo 90 del Instituto Geográfico de Colombia "Agustín Codazzi"; y, para la Plancha N° 2, una ampliación de la fotografía C-482-048, también del trabajo 90.

I-5. Agradecimientos

El autor debe agradecer la magnífica colaboración que las autoridades civiles y eclesiásticas, y algunos vecinos de Boavita, prestaron a la Comisión; permitiéndose mencionar los nombres de los doctores Justo Vega L. y Julio Aponte, y de los señores Hernando A. y Julio Figueroa, y Lorenzo García.

Se agradece, asimismo, a los doctores Roberto Wokittel y Ricardo de la Espriella, Jefe y geólogo de la Sección de Geología Económica, por sus críticas y acertadas sugerencias; al señor Alvaro Combariza, por su eficiente concurso en la parte topográfica y dibujos; y en fin a todas aquellas otras personas del Servicio Geológico Nacional, que de una u otra manera contribuyeron en el presente informe.

G E O G R A F I A

II-1. *Orografía y algunos rasgos topográficos*

La región de Boavita-La Uvita se halla en las montañas ligeramente más bajas al sur-oeste de la Sierra Nevada del Cocuy, en la parte central de la Cordillera Oriental, correspondiente a la vertiente oriental del río Chicamocha, en la zona septentrional del Departamento de Boyacá. Dicha región comprende terrenos desde 1300 a 3000 metros de elevación sobre el nivel del mar, encontrándose las poblaciones de Boavita y La Uvita sobre las elevaciones de 2150 y 2350 metros respectivamente.

La evolución de la topografía en la región (montañas, escarpes, valles, etc) refleja principalmente las estructuras geológicas que constituyen el factor dominante en el control de la topografía, así:

- a) El cañón del maduro río Chicamocha, es un valle anticlinal subsecuente;
- b) La vereda de San Isidro, al occidente y norte de la población de Boavita, es otro valle anticlinal (más pequeño);
- c) Los escarpes en las partes más altas están formados por rocas de areniscas altamente resistentes a la erosión, que corresponden casi siempre a los flancos occidentales de los sinclinales.

Sin embargo, fuertes efectos de antiguas glaciaciones produjeron topografías características, como el estrecho valle de la quebrada Ocalaya (o río Ubitano), donde se encuentran las poblaciones de Boavita y La Uvita, el cual es un valle perpendicular a la dirección de las estructuras geológicas, que muestra restos de una antigua morrena y la típica topografía en U de las artesis glaciales; asimismo, se pueden observar en las partes más altas algunos circos (glaciales).

II-2. *Drenaje*

El drenaje de la región corresponde a la vertiente oriental del río Magdalena, que es la principal arteria fluvial de Colombia al Mar Caribe (en el Océano Atlántico). El río Chicamocha que nace al sur de la población de Sogamoso (Boyacá) corre hasta cerca de Capitanejo (Santander), en dirección casi norte, girando allí al oeste-noroeste hasta un poco al oriente de Zapatoca (Santander) donde junto con el río Suárez, que viene del sur, forman el río Sogamoso. Este río va a desembocar al río Magdalena unos 20 kilómetros al norte de Barrancabermeja (Santander).

Pequeños arroyos subsecuentes y otros dendríticos en las partes altas de la región, entregan sus aguas a quebradas o ríos jóvenes que corren hacia el occidente perpendicularmente a la dirección de las estructuras y van a desembocar al río Chicamocha, río maduro subsecuente desde la desembocadura del río Chitano a la desembocadura del río Nevado, en la parte correspondiente a los Municipios de Boavita y La Uvita.

El flujo de las quebradas varía enormemente de acuerdo a la estación, llegando a secarse por completo muchas de ellas en el verano (época de la visita).

II-3. *Clima*

El clima de la región, como todos los climas de la zona tropical, está controlado más por los diferentes niveles de altitud, que por las estaciones lluviosas o secas (verano); así:

- a) Al clima templado los terrenos con elevaciones hasta 2000 metros;
- b) Al clima frío (sub-alpino), los terrenos comprendidos entre 2000 y 3000 metros, y
- c) Al clima paramuno, las elevaciones mayores de 3000 metros.

La temperatura promedio en la población de Boavita es de 19°C, y en La Uvita de 15°C. Los vientos calientes, que se originan en el cañón del río Chicamocha, efectúan rápidos aumentos de la temperatura en los terrenos del clima frío.

Las estaciones lluviosas son generalmente de abril a mayo y de octubre a noviembre. En el año de la visita (1959) y en el anterior, no se había cumplido muy bien dicha generalización, por haber sido años de intenso verano.

El sistema de lluvias y temperaturas hace que el clima se califique tentativamente como semi-árido, y sea moderado en cuanto a meteorización química y meteorización mecánica (erosión), aun cuando debido a la continua tala de los bosques (hoy ausentes), esta última meteorización se realiza en aumento, formando considerables taludes al pie de los escarpes. Llevar a cabo un programa de reforestación sería aconsejable.

II-4. *Productos, población y cultura*

La región de Boavita-La Uvita es fundamentalmente agrícola y entre sus productos de los diferentes climas merecen mencionarse: el tabaco, la caña de azúcar, el fique, cebada, trigo, arveja y papa.

Las poblaciones urbanas en Boavita y La Uvita son aproximadamente de 1.200 habitantes cada una. El área rural está intensamente poblada, alrededor de 60 habitantes por kilómetro cuadrado; presentándose el minifundio y arrendatarios de pequeñas parcelas.

Las poblaciones cuentan con servicios de acueducto, alcantarillado, electricidad, magníficas iglesias, escuelas públicas y colegios de bachillerato. En Boavita existe una Escuela Vocacional Agrícola y un plantel para educación industrial. Boavita es cabecera de Circuito Notarial.

G E O L O G I A

III-1. *Estratigrafía*

En la región de Boavita-La Uvita, afloran rocas sedimentarias cuyas edades oscilan entre los períodos geológicos del Cretáceo y el Terciario. Su determinación se ha efectuado a base de macro y micro-fósiles, incluyendo estudios palinológicos del Servicio Geológico Nacional (v. D. HAMMEN 1957). Las divisiones presentadas en este informe son las mismas formaciones con nombres locales que ALVARADO y SARMIENTO (1944) hicieron a base de los caracteres litológicos en la región de Paz del Río; y las cuales con base a estudios posteriores hemos correlacionado tentativamente así:

CUATERNARIO

	Depósitos fluvio-glaciales	(A1)
--	----------------------------	------

TERCIARIO

Eoceno Medio	Formación Concentración	
Eoceno Inferior	Formación Picacho	(Tp)
Paleoceno Superior	Formación Socha Superior	(Tss)
Paleoceno Inferior	Formación Socha Inferior	(Tsi)

CRETACEO

Maastrichtiano	Formación Guaduas	(G)
----------------	-------------------	-----

Discordancia

Senoniano Medio	}	Formación Ermitaño	(Ke)
Senoniano Inferior			
Turoniano	}	Grupo de Villeta, Medio y Superior	
Cenomaniano			
Albiano (?)			

Inconformidad

JURASICO

	Formación o Grupo de Girón
--	----------------------------

III-2. *Formación o grupo de Girón*

Aun cuando no se presenta en el área en estudio, sino al occidente de Soatá (al occidente del río Chicamocha), se considera conveniente mencionar la formación o grupo de Girón, que se tratará de explicar con los siguientes extractos, así:

A) De ALVARADO y SARMIENTO (1944), en la región de Paz del Río:

Esta formación no se puede observar completamente entre Nobsa y Sátivanorte (32 kilómetros al S40W y 17 kilómetros al N15E de Paz del Río). La base del Girón está constituida por un conglomerado basal, que reposa en discordancia angular sobre las filitas del Metamórfico, sobre la roca ígnea del mismo complejo, o, en otras partes, sobre los estratos de La Floresta. Este conglomerado contiene cantos redondeados de roca ígnea, hasta de unos 20 centímetros de diámetro, cementados por una matriz arenosa, de color violáceo. Sobre este conglomerado sigue un conjunto potente de areniscas guijosas, areniscas y conglomerados de color rojo violáceo, con lechos delgados, intercalados, de arcillas pizarrosas moradas.

B) De SARMIENTO y PARRA (1947), entre Soatá y Susacón:

En la Carretera Central del Norte, en el kilómetro 320 está el contacto entre la formación Villeta y las areniscas cuarcíticas y los esquistos arcillosos rojo-violáceos del Girón.

C) De SUÁREZ (1945), en el área de Tipacoque, 10 kilómetros al norte de Soatá:

Las rocas que se han clasificado tentativamente como pertenecientes a la formación Girón parecen seguir la parte alta de la hoya de la quebrada Tipacoque, son conglomerados, alternando con arcillas pizarrosas, y lilitas, de color rojo-morado. Los conglomerados están formados por agregados semi-redondeados de cuarcita de grano fino, morada, y cuarzo lechoso, que varían desde 1 centímetro hasta 50 centímetros de diámetro, y con un material cementante cuarcítico, rojizo, de grano medio a grueso. Estos conglomerados predominan en la región de Tipacoque, y podrían indicar la parte inferior de la formación Girón.

Edad. El nombre de formación Girón fue creado por HETTNER en 1892, pero este autor incluyó también en este término capas paleozoicas y precretáceas. BÜRGL (1957) llama "grupo de Girón" a las capas continentales de edad Jura-Triásico (Rético-Liásica), edad dada también por LANGENHEIM (1954).

En la región no aparece una sucesión completa entre esta formación y los sedimentos menos antiguos, sino que de una vez pasa al grupo de Villeta Medio, lo que hace que el contacto muestre una *inconformidad*.

III-3. Grupo de Villeta, Medio y Superior

La parte superior de este grupo aparece en Boavita en el área marcada Cretáceo, sin diferenciar (K), de la Plancha N^o 1; pero no se puede observar completamente en el área en estudio, así como tampoco en la región de Paz del Río (ALVARADO y SARMIENTO 1944), ni en las vecindades al río Chicamocha.

A continuación se tratará de ilustrar la constitución de este grupo con las descripciones litológicas que SARMIENTO (1950) encontró en sucesión normal en el flanco oriental del río Chicamocha, entre las desembocaduras de los ríos Nevado y Servitá (13 kilómetros al norte de Soatá y 5 kilómetros al norte de Capitanejo), y las cuales se han extractado (de arriba hacia abajo, Villeta Superior, arenisca Une y Villeta Medio), así:

<i>Espesor en m</i>	<i>Litología</i>
100 (estim.)	Arcillas pizarrosas negras con pocas intercalaciones de lechos de arenisca de grano fino.
5	Caliza gris cristalina.
30	Arcilla pizarrosa negra y lechos y lentes delgados de arenisca gris de grano fino y de limonita, en bancos de 20 centímetros (el "franjeado").
200 (estim.)	Arcillas pizarrosas negras con varios bancos (6 m) de arenisca dura de grano medio a grueso; y bancos (60 centímetros) de caliza fosilífera impura, algo fétida, de color gris oscuro. En su parte superior se observaron estructuras "cone-in-cone", lechos (30 centímetros) de conglomerados finos y caliza gris oscura con <i>Inoceramus</i> (?) En la parte media se encontró <i>Exogyra squamata d'Orb.</i>
12	Arenisca blanca dura, de grano medio a grueso (arenisca "alfa").
15	Arcillas pizarrosas negras arenosas y micáceas con intercalaciones de lechos de arenisca dura de grano fino.
150 (estim.)	Areniscas compactas, de grano medio a grueso con zonas ripiosas en su parte inferior, con estratificación cruzada y de color predominante blanco, pero con parches rosados y amarillos, debido a impregnaciones ferruginosas. El espesor individual de los bancos de arenisca disminuye hacia arriba; hay intercalaciones de arcillas pizarrosas de pocos centímetros (arenisca "Une").
60	Arcillas pizarrosas negras, con lechos de arenisca.
25	Calizas cristalinas, fosilíferas, de color gris a negro, compactas en su parte inferior, pero lajosas hacia arriba.

500 aprox. Observado por R. SARMIENTO (1950).

Edad. El autor del nombre, HETTNER (1892), consideró como "piso" de Villeta la parte inferior del Cretáceo de la Cordillera Oriental (Cordillera de Bogotá), documentándola con fósiles del Barremiano, Aptiano y Albiano (HUBACH 1957), SARMIENTO (1950) considera la sección observada en el flanco oriental del Chicamocha perteneciente desde el Albiano (?) al Turoniano.

III-4. Formación Ermitaño

ALVARADO y SARMIENTO (1944) autores del nombre, dan como localidad típica de esta formación los sedimentos que se encuentran entre el cerro "El Ermitaño" y el río Chicamocha, 3 kilómetros al NE de Paz del Río. Dicha formación se describe con el siguiente resumen extractado de los autores (de arriba hacia abajo), así:

<i>Espesor en m</i>	<i>Litología</i>
70	Areniscas algunas veces calcáreas en bancos de 5 a 15 metros, intercaladas con lechos (1 m) de arcillas pizarrosas negras.
320	Arcillas pizarrosas negras y grises, con lechos de areniscas y bancos hasta de 7 metros (220 metros encima de la base) de caliza formada casi exclusivamente por <i>Ostreas abruptas</i> .
90	Liditas negras con lechos delgados de caliza cristalina, fosfática, gris oscura con concreciones de caliza y foraminíferos.
480	Total medido por ALVARADO y SARMIENTO (1944).

Aunque no aparece completamente en el área en estudio, por ausencia algunas veces de la parte superior, dicha formación se presenta en sucesión normal:

- a) En la margen izquierda de la quebrada Ocalaya, al sur de la población de Boavita (véase Plancha N° 1);
- b) Continúa al sur pasando debajo del cerro de "Las Tunjanas" (véase Plancha N° 3);
- c) Sigue apareciendo en el camino que de Boavita conduce a la Vereda de Cabuyal (véase esquina nor-occidental de la Plancha N° 2), y de ahí hacia el sur por la parte superior del flanco oriental del río Chicamocha.

El miembro inferior de 90 metros de espesor, compuesto de liditas negras, interestratificadas con calizas fosfáticas (20-30 centímetros), aparece:

- a) Desde 3 a 4 kilómetros de Boavita por la carretera a Soatá, extendiéndose hacia el norte con una dirección N-S y buzando al W;
- b) En la carretera Boavita-La Uvita, 700 metros al SE de la Escuela Vocacional Agrícola (véase Cretáceo, sin diferenciar en la Plancha N° 1), donde dichos estratos tienen direcciones N-S, buzando al E y extendiéndose hacia el norte. Las calizas fosfáticas interestratificadas con liditas, presentes en la "Jabonera" (Municipio de Susacón), descritas por SARMIENTO y PARRA (1947), corresponden estratigráficamente a este miembro; en donde, asimismo, muestran una inversión en la sucesión de los estratos, por yacer debajo del grupo de Villeta.

Edad. ALVARADO y SARMIENTO (1944) concluyen que los fósiles encontrados, *Ostreas abruptas*, son del Cretáceo Superior, correspondiendo al piso del Senoniano. Estudios llevados a cabo por la Sección de Estratigrafía del Servicio Geológico Nacional (información verbal del Dr. H. BÜRGL), han determinado la ausencia del Campaniano (Senoniano Superior) en la región que comprende el área en estudio; por lo cual esta formación comprendería desde el Coniaciano al Santoniano (Senoniano Inferior y Medio).

Una *discordancia* angular, entre esta formación y la superyacente (formación Guaduas), explica la ausencia algunas veces del miembro superior; pero en el área en estudio no se observó ningún conglomerado.

III-5. Formación Guaduas

ALVARADO y SARMIENTO (1944) llamaron formación de Guaduas en la región de Paz del Río, los estratos sedimentarios que se desarrollan entre la arenisca calcáreo-fosilífera de la cima de "El Ermitaño" y el primer conjunto grueso de areniscas guijosas de la formación Socha Inferior.

El espesor de la formación Guaduas varía considerablemente en el área en estudio:

- a) 2 kilómetros al NE de la población de Boavita, por la carretera La Uvita-San Mateo (véase Plancha N° 1), alcanza un espesor de aproximadamente 350 metros;
- b) En la cañada La Honda (600 metros al sur del cerro de Las Tunjanas, véase Foto 2 y Plancha N° 3), se ensancha a un espesor de 450 metros, y
- c) Al sur de la quebrada Cabuyal (véase Foto 1 y Plancha N° 2), continúa ensanchándose hasta más de 600 metros.

ALVARADO y SARMIENTO (1944) señalan las siguientes variaciones en el espesor de esta formación, así:

- a) En la quebrada Las Leonas (al oriente de Sátivanorte, 17 kilómetros al NNE de Paz del Río), apenas alcanza 220 metros;
- b) En Sibaría (o Zanjón Capeira, 6 kilómetros al NE de Paz del Río) llega a 500 metros;
- c) En Socha Viejo (4 kilómetros al oriente de Paz del Río) se adelgaza a 330 metros, y
- d) En Tasco (9 kilómetros al SSW de Paz del Río) no es mayor de 200 metros.

La sucesión medida en Socha Viejo (ALVARADO y SARMIENTO), es así: (de arriba hacia abajo).

<i>Espesor en m</i>	<i>Litología</i>
40	Arcillas laminadas grises con un manto delgado de carbón.
37	Areniscas lajosas, amarillas, de grano fino algo arcillosas. En la base (7 m) arcillas pizarrosas grises con lechos de arenisca.
—	Carbón (50-70 cm).
20	Arcillas fisibles, grises, con lechos muy delgados de arenisca.
—	Carbón (40-120 cm).
10	Arcillas grises laminadas.
—	Carbón (90 cm).
2	Arcillas laminadas.
—	Carbón (320 cm).
132	Arcillas y areniscas arcillosas de color gris oscuro con restos vegetales. En su parte superior, dos mantos delgados de carbón. En la parte inferior, 1 metro de arenisca fosilífera con <i>pelecípodos</i> encima de 90 centímetros de arcillas pizarrosas grises y negras con lechos de arenisca arcillosa. (Esta formación yace discordantemente sobre la formación Ermitaño).
241	metros con 5-6 metros de carbón.

En la cañada La Honda (véase Plancha N^o 3), se midió el miembro con carbón, correspondiente a la parte media y superior de la formación Guaduas, así:

<i>Espesor en m</i>	<i>Litología</i>
?	Arenisca lajosa de grano fino, encima de 2 metros de arcillas pizarrosas grises.
—	Carbón (140-155 cm) intercalado por un lecho (70-25 cm) de arcillas pizarrosas negras. <i>Veta 4.</i>
26	Arcillas grises laminadas.
—	Carbón (45-50 cm). <i>Veta 3.</i>
85	Arcillas grises laminadas, con algunos lechos de arenisca.
—	Carbón (45 cm). <i>Veta 2.</i>
20	Arcillas grises laminadas, en la base un banco de areniscas estratificadas (5-10 cm).
—	Carbón (observado 60-45 cm; pero es posible que sea mayor de 1 metro). <i>Veta 1.</i>
?	Arcillas grises laminadas.

Edad. El autor del nombre, HETTNER (1892), dice que los límites precisos con la formación subyacente (Guadalupe) son indefinibles; asimismo difiere con la edad terciaria que suponía KARSTEN para dicha formación, y que él consideró como parte del Cretáceo más superior. Por estudios del polen fósil, v. D. HAMMEN (1957) da para la formación Gua-

duas en la Sabana de Bogotá, una edad geológica correspondiente al Maastrichtiano y el Paleoceno Inferior (correspondiendo la parte más inferior del Maastrichtiano a la parte más superior de la formación Guadalupe); pero agrega que en la región de Paz del Río, la formación Guaduas no comprende el Paleoceno. Es decir, que la formación Guaduas de ALVARADO y SARMIENTO (1944), que continúa siendo la misma denominada así en este informe, *corresponde al Maastrichtiano*.

En la curva del diagrama palinológico del Maastrichtiano se presentan 3 aumentos del grupo de *Monocolpites medius*, lo cual ha servido de base para dividir dicho piso en tres zonas: Zona A, la parte inferior; Zona B, la parte media, y Zona C, la parte superior. Viniendo a corresponder los mantos explotables de Paz del Río, a la Zona B del Maastrichtiano. Se considera que los carbones en el presente informe, correspondientes a la formación Guaduas, sean los pertenecientes al miembro medio del Maastrichtiano (o Zona B de v. D. HAMMEN).

III-6 Formación Socha Inferior

ALVARADO y SARMIENTO (1944) llamaron así el primer conjunto grueso de areniscas que reposa concordantemente sobre los estratos carboníferos del Guaduas, y consideraron como localidad típica la sección presente en Socha Viejo (4 kilómetros al oriente de Paz del Río). Los autores describen la formación Socha Inferior de la siguiente manera: “las areniscas son de grano medio, color blanco y consistencia media en su parte superior. La parte inferior del conjunto es de grano grueso y presenta zonas de grano muy grueso, hasta guijoso. Las areniscas son compactas y tienen estratificación cruzada. Su color es blanco, pero en partes muestra tintes verdosos. El tamaño medio de los guijos es de medio centímetro de diámetro, pero en partes alcanza hasta 2 centímetros”.

El espesor de dichas areniscas oscila en la región de Paz del Río (ALVARADO y SARMIENTO) entre 100 y 150 metros, posiblemente sean más potentes en la región del río Chitano (CARVAJAL 1956).

La comisión no llevó a cabo medidas de esta formación, sin embargo, se estima que:

- a) En el área al sur de la quebrada Cabuyal, debajo del cerro “El Escobal” (véase Foto 1), alcanza un espesor cercano a los 400 metros, y
- b) En el el área al sur de la población de Boavita, debajo del cerro “El Tabor” (véase Foto 2), se adelgaza de nuevo a unos 150 metros aproximadamente.

A esta formación pertenecen las *explotaciones de arena* en el Municipio de La Uvita, areneras que a su vez se presentan en el área estudiada, tal como se ha marcado (Tss) en las Planchas números 1, 2 y 3.

Edad. Los autores del nombre no definen exactamente la edad de dicha formación. De los estudios palinológicos, v. D. HAMMEN 1957, dice

lo siguiente: "El equivalente en tiempo de la mitad superior del Guaduas Superior de la zona de Bogotá, junto con el equivalente del Cacho, está incluido en la arenisca que constituye la formación Socha Inferior". Es decir al Paleoceno Inferior.

III-7. *Formación Socha Superior*

ALVARADO y SARMIENTO (1944) consideraron como formación Socha Superior, la sucesión de estratos que yacen entre los dos conjuntos gruesos de areniscas de las formaciones Socha Inferior y Picacho (véase más adelante). Los autores describen la formación en mención, compuesta por arcillas de colores gris, amarillo y verdoso, con bancos gruesos de arenisca, y localmente con mantos de lignita y de carbón en su parte media e inferior. Topográficamente esta formación resalta al formar pendientes no muy fuertes entre los escarpes prominentes de las areniscas del Picacho y del Socha Inferior.

La parte media de esta formación posee los mantos de carbón (hasta de 85 centímetros), que se explotan en las Veredas Ochacá y Cabuyal del Municipio de Boavita (véanse las Planchas números 1 y 2).

La comisión no midió esta formación, y estima que:

- a) Al sur de la quebrada Cabuyal (véase Foto 1) el espesor alcanza a 130 metros;
- b) En la Vereda de Ochacá (véase Foto 2) el espesor es de unos 80 metros. Los autores del nombre mencionan variaciones del espesor en la región de Paz del Río, que fluctúan entre 180 y 400 metros.

Edad. v. D. HAMMEN (1957) califica la parte con carbón del Socha Superior como del Paleoceno Medio, e incluye la parte superior de la formación en el Paleoceno Superior.

III-8. *Formación Picacho*

El nombre fue dado por ALVARADO y SARMIENTO (1944) a un potente conjunto de areniscas que yacen, probablemente en discordancia sobre la formación Socha Superior. La localidad típica es el cerro del Picacho, 1.5 kilómetros al NW de Paz del Río.

La parte inferior de esta formación está formada por una arenisca (1 m) conglomerática con guijos hasta de 3 centímetros. El espesor en el flanco occidental del río Chicamocha oscila entre 90 y 115 metros; sin embargo, en la vertiente oriental del mismo río se observa una zona de escarpes de varios centenares de metros formadas por estas areniscas (ALVARADO y SARMIENTO). Las areniscas de la formación Picacho son más guijosas y gruesas que las de la formación Socha Inferior.

Esta formación se presenta en el área estudiada formando los escarpes de las partes más altas (véanse Planchas números 1 y 2; así como las Fotos 1 y 2), variando su espesor:

- a) En el cerro El Escobal de 250 a 300 metros, y
- b) En el cerro El Tabor, de unos 200 metros.

Edad. — HUBACH (1957) menciona una anotación de V. D. HAMMEN, que no se han encontrado granos de polen en esta formación, pero su edad según la posición estratigráfica, debe ser Eoceno Inferior.

III-9. *Depósitos fluvio-glaciales*

La región de Boavita-La Uvita muestra algunos circos y valles en forma de U, característicos de pasadas épocas glaciales. Así el terreno donde se encuentra la población de Boavita puede corresponder a los restos de una antigua morrena que corrió desde un poco al oriente de La Uvita, cuyo terreno también es de la antigua morrena.

El terreno de la Vereda Ochacá, al SE de la población de Boavita (véase Plancha N° 1), corresponde a un talud o abanico aluvial posterior a la época de la glaciación, que cubrió parte de la antigua morrena.

Una típica morrena que muestra asimismo su artesa glacial en forma de U, es aquella de la quebrada Las Minas (Plancha N° 2), afluente de la quebrada Cabuyal en la vereda del mismo nombre, tristemente célebre por los enormes deslizamientos de tierra mencionados por SANDOVAL (1951).

Edad. OPPENHEIM (1942) dice que es difícil estimar la duración de las glaciaciones del Pleistoceno. Esta sería la edad geológica para los depósitos glaciales, los depósitos fluviales superyacentes pertenecerían a edades más recientes.

III-10. *Estructuras grandes*

En el área adyacente al río Chicamocha y en la estudiada, el sistema Cretáceo muestra estructuras diferentes de las del sistema Terciario.

Estructura del Cretáceo. En una sección geológica generalizada de Soatá a Boavita, se observa que el llamado anticlinal del Chicamocha (ALVARADO y SARMIENTO 1944, CARVAJAL 1956) con los estratos de los pisos Albiano (?) al Coniaciano, puede corresponder a la cresta del Anticlinal Recumbente del Chicamocha, cuyo plano axial, hoy casi horizontal, giró hacia el occidente hasta recostarse sobre la formación Girón, produciendo la llamada falla de sobrecorrimento de Soapagá (ALVARADO y SARMIENTO 1944). Por supuesto esta estructura presenta numerosas fallas longitudinales, puede extenderse por una longitud aproximada de 100 kilómetros; desde la desembocadura del río Servitá, al norte, pudiendo llegar al sur hasta Nobsa. Sirve de base a esta hipótesis, además de las observaciones del autor, los datos de estratos invertidos del Cretáceo, mencionados por: ALVARADO y SARMIENTO (1944), SUÁREZ (1945), SARMIENTO y PARRA (1947) y SARMIENTO (1950).

El *anticlinal de Boavita*, en cuyo flanco occidental está bien representado el piso del Coniaciano (miembro inferior de la formación Ermitaño) en la loma Guamal, y el flanco oriental por el mismo piso en el escarpe al Este de Boavita. Dicho anticlinal tiene una dirección N-S y su eje pasa un poco al occidente de la población de Boavita (fuera de la Plancha N° 1).

Entre estos dos anticlinales, se encuentra, a su vez, un *sinclinal*.

Estructura del Terciario. En la Plancha N° 2 se marcó el *sinclinal de El Escobal* (véase Foto 1), en dirección NNE. Esta estructura está formada por los estratos de la formación Guaduas a la formación Picacho; hacia el Este continúa un *anticlinal invertido*, cuyo plano axial buza al SW y se halla formando la artesa glacial de la quebrada Las Minas afluente de la quebrada Cabuyal; entre este sinclinal y el sinclinal de El Tabor (véanse las Planchas números 1 y 3, además la Foto 2), aparecen en la formación Guaduas presente en la Vereda de Cabuyal un pliegue sinclinal y otro anticlinal, aún no bien definidos.

El sinclinal de El Tabor puede corresponder a la continuación hacia el norte de aquel que pasa por La Cimarrona, en la región al norte de Paz del Río.

YACIMIENTOS MINERALES

IV-1. *Carbones*

Se puede afirmar que la región de Boavita-La Uvita posee entre sus recursos minerales económicamente explotables, principalmente carbón. Las muestras tomadas por la comisión se califican como muestras alteradas, debido a que fueron obtenidas de afloramientos superficiales; muestras frescas se obtienen seguramente a 30 metros de la superficie.

El autor considera dichos carbones similares a sus correspondientes de Paz del Río, en donde se han efectuado y se efectúan a diario análisis exhaustivos. Los análisis de las muestras colectadas darían resultados correspondientes a otros carbones de inferior calidad.

Sus espesores y las áreas donde se presentan, tanto en la formación Guaduas como en la formación Socha Superior, se relatan preliminarmente a continuación.

A. — *Carbones de la formación Guaduas.* Estos carbones presentes en Paz del Río, continúan hacia el Norte apareciendo en el área en estudio, posiblemente en el Maastrichtiano Medio o Zona B de V. D. HAMMEN; futuras determinaciones palinológicas definirán su edad.

Su calidad corresponde al tipo *sub-bituminoso* (ALVARADO y SARMIENTO, 1944).

La totalidad de los mantos explotables de la formación Guaduas, poseen respaldos (pisos y techos) constituídos por arcillas laminadas grises, lo cual implica un gran costo en el sostenimiento de los techos para su explotación, ya que la región carece de bosques maderables. Llevar a cabo un programa de reforestación con el fin de suministrar la madera que requerirán sus futuras explotaciones, sería aconsejable.

La comisión observó afloramientos de carbón en los siguientes sitios :

A - a) Vetas existentes entre el Cerro de Las Tunjanas y la cañada de la Honda (véase Plancha N° 3).

Los diferentes afloramientos, así como el camino, fueron localizados con medidas taquimétricas, que se ajustaron a una ampliación del extremo sur-oriental de la plancheta 152-II-A-4 del Instituto Geográfico.

En la parte occidental del extremo norte del sinclinal de El Tabor aparecen, en dirección NE y buzando hacia el SE, 4 vetas numeradas de abajo hacia arriba (según la descripción de la página 13), así:

Veta 1: Se observó un afloramiento (muestra HR-258A) 200 metros al sur de la casa de José del Carmen Bernal, de carbón triturado en tamaños menores de 2 cm, con un espesor de 45 cm, no pudiendo definir exactamente ni la dirección ni la inclinación del manto de carbón. Aun cuando no se halla dicha veta descubierta en todo el trayecto hasta más al sur de la cañada la Honda (muestra HR-258B), se correlacionó tentativamente con esta continuación que aparece al lado oriental del camino, en donde antiguamente hubo una explotación de un manto de más de 1 metro de espesor. Se observó solamente un espesor de 60 cm, no pudiendo definir exactamente la posición de la veta.

Veta 2: Se observó un afloramiento (muestra HR-259) en el lado sur-occidental de la cañada la Honda de un espesor de 45 cm de carbón, en dirección N 30° W buzando 30° E.

Veta 3: Se observó un afloramiento (muestra HR-260A) en el lado nor-oriental de la cañada la Honda, de un espesor de 45cm de carbón, en dirección N 27° W buzando 28° E. Este afloramiento se correlacionó con otro más al sur (muestra HR-260B), donde aparece un espesor de 50 cm.

Veta 4: Aparece en la cañada la Honda (muestra HR-261A), un afloramiento de 1.45 m, en dirección N 27° W buzando 30° E, con 45 cm de carbón en la base; 70 cm intermedios de arcillas pizarrosas y 30 cm de carbón en la parte superior. Este afloramiento se correlacionó con otro existente más al sur (muestra HR-261B), de 1.55 m con 80 cm de carbón en la base; 25 cm intermedios de arcilla pizarrosa (solapa) y 50 cm de carbón en la parte superior.

Como se puede apreciar, esta veta puede ser explotada en sus dos (2) mantos cuando disminuye el espesor de la solapa.

A - b) Afloramientos en el boquerón del camino de herradura Boavita-Vereda de Cabuyal. Según el Esquema 1, localizado en la Plancha N° 2.

Este sitio dista unos 4 kilómetros al S 40° W de la población de Boavita, y es conocido como la casa de Ignacio Riaño. La estructura allí es la de un sinclinal en dirección WNW-ESE; pero no se pudo llegar a interpretar la relación de esta estructura con las otras de la Plancha N° 2.

La correlación de los mantos de carbón muestreados con los de la sección de la Honda (Plancha N° 3) no se logró; ellos pueden corresponder

a la veta 3 (las muestras HR-263 y 264) y a la veta 4 (las muestras HR-265 y 266); los estudios palinológicos definirán completamente dicha relación.

Las muestras 263 y 264 procedentes de 2 mantos en dirección N 40° W de 1.60 a 1.20 m respectivamente, pueden corresponder al mismo manto. Explicándose sus afloramientos como resultado de una falla.

Las muestras 265 y 266 corresponden posiblemente a una misma veta con 2 mantos de carbón, así: *muestra 265*, en dirección N 40° W, buzando 54° al NE con 35 cm de carbón en la base, 40 cm intermedios de arcillas pizarrosas y 50 cm de carbón en la parte superior; y *muestra 266*, en dirección N 23° E, buzando 40° al E, con 35 cm de carbón en la base, 1 metro intermedio de arcillas pizarrosas y 70 cm de carbón en la parte superior.

La explotabilidad de estos afloramientos puede ser favorable en sus continuaciones al oriente.

A - c) Afloramientos en la cañada La Laguna, Vereda de Cabuyal. Según el Esquema 2, localizado en la Plancha N° 2.

Este sitio dista 4.5 kilómetros al S 34° W de la población de Boavita, se encuentra en propiedad de Moisés Corso. La estructura corresponde a la continuación del sinclinal de El Escobal, presentándose posiblemente algún pequeño pliegue que modifica ligeramente aquella estructura.

Los estudios palinológicos definirán la correlación de estas vetas con las de la cañada la Honda (Plancha N° 3).

Los afloramientos que se presentan en la vertiente nor-occidental de la cañada La Laguna son: *muestra 267*, obtenida de un manto de 40 cm de carbón en dirección N 80° W, buzando 15° al N; y 90 metros al NE la *muestra 268*, tomada de un manto con un espesor de 30 cm de carbón, en dirección N 15° W, buzando 20° al E.

Ninguno de estos afloramientos parece explotable.

A - d) Afloramientos en la cañada Guamal, Vereda de Cabuyal. Según el Esquema 3, localizado en la Plancha N° 2.

Este sitio dista 4,7 kilómetros al S, 25° W de la población de Boavita. Se encuentra en terrenos pertenecientes a la señora Catalina García vda. de Corso, unos 80 metros al norte de la casa de Norberto Corso. La estructura no es muy clara, corresponde al lado oriental del sinclinal de El Escobal, pero los afloramientos presentan inclinaciones correspondientes a algún plegamiento adicional.

Se presenta un solo manto de carbón de un espesor variable entre 1 y 1.80 m, su dirección cambia de NE a NNE, siendo su buzamiento de 20° al E (muestras HR-269A y B).

Este afloramiento ofrece por su espesor buenas condiciones de explotación hacia la profundidad. Los respaldos son arcillas pizarrosas muy meteorizadas en la superficie.

A - e) Afloramientos en la cañada Guayabal (*veta de 10.80 m de espesor*), Vereda de Cabuyal. Según el Esquema 4, localizado en la Plancha N° 2, véase además la Foto 1.

Este sitio dista 6 kilómetros al S 30° W de la población de Boavita, en la cañada Guayabal, de la vertiente sur de la quebrada Cabuyal. Los terre-

nos al oriente de la cañada pertenecen a Antonio Robayo y al occidente a Martín Gómez. La estructura corresponde al lado occidental del sinclinal de El Escobal.

La muestra 270 se tomó de un afloramiento de 1 metro de espesor, y las muestras 271 y 272 se obtuvieron de la parte inferior y superior de una veta con un espesor de 10.80 metros en dirección N 30° E, buzando 19° al E. Este afloramiento se presenta en una extensión mayor de 30 metros, necesiándose un cuidadoso estudio para determinar su continuidad.

La explotación de este manto tan grueso requiere condiciones técnicas altamente especializadas, pues debido a su posición necesita un plan especial de sostenimiento.

En el camino que de la Vereda Cabuyal conduce a la Vereda de Lagunillas, aparecen otros afloramientos de carbón cerca de la "antigua capilla".

A - f) Afloramientos en la cañada Pozo Seco. Vereda de Lagunillas. Según el Esquema 5, localizado en el extremo inferior de la Plancha N° 2.

Este sitio dista 8.5 kilómetros al S 24° W de la población de Boavita, en terrenos pertenecientes a Joaquín Galvis, unos 200 metros al SE de la casa del mismo (El Tambor).

Se tomó la muestra 274 de un manto de 60 cm, el cual presentaba el pliegue mostrado en el Esquema 4. La muestra 273B es de un manto de 2.05m de espesor, y que tentativamente se correlaciona como igual a otro manto que aparece en la cañada El Salitre (50 metros al norte), de donde se tomó la muestra 273A de un manto con un espesor de 1.15 m en dirección N 15° W, buzando 15° al E.

La explotabilidad de estos mantos parece tener buenas perspectivas hacia el oriente.

A - g) Afloramientos en Toche. Vereda de Lagunillas. Según Esquema 6, localizado en la Plancha N° 4 (Mapa Índice).

Este sitio dista 10.5 kilómetros al S 25° W de la población de Boavita (2 kilómetros al S 30° W de la casa de El Tambor). Se encuentra en terrenos de Lorenzo García y de Irene Pinzón. La estructura corresponde al flanco oriental de un anticlinal, al occidente del sinclinal de El Escobal. El flanco occidental de dicho anticlinal corresponde a otro sitio, unos 80 metros al oeste, conocido como La Carbonera.

En Toche, la dirección de los estratos es N 10° E buzando 28° al E; allí se presentan 4 mantos de carbón, de la base hacia arriba, así: 1.65 de carbón (muestra HR-275); 40 cm de arcillolitas; 40 cm de carbón (muestra HR-276); 1.20 m de arcillolita; 40 cm de arenisca lítica; 20 cm de areniscas cuarcíticas cementadas con hematita; 25 cm de carbón (muestra HR-277); 20 cm de arcillolita; 6 cm de carbón (muestra HR-278); continúan arcillolitas (o arcillas pizarrosas).

A - h) Afloramientos en La Isla. Vereda de San Isidro. Según el Esquema 7, localizado en la Plancha N° 1.

Este sitio se encuentra a 3.6 kilómetros al N 16° W de la iglesia de La Uvita, al sur de la carretera que conduce a San Mateo, en terrenos de Jorge Antonio Botía. La estructura es parte del flanco oriental del anti-

clinal de Boavita, sobre el cual reposa discordantemente la formación Guaduas.

Se tomaron varias muestras de los estratos en dirección N 7° E buzando 47° al E así: *muestra 279*, de un manto de 80 cm de carbón; 1 m de arcillas pizarrosas y lechos de arenisca fina; *muestra 280*, de un manto de 25 cm de carbón; 1.70 m de arcillas pizarrosas; *muestra 281*, de un manto de 20 cm de carbón; continúan al oriente arcillas pizarrosas.

La *muestra 282* se obtuvo 150 metros al S 40° E de la muestra 279, no se pudo determinar exactamente la posición de la veta, estimativamente de un espesor de 60 cm.

La *muestra 283* se consiguió 155 metros al S 55° E de la muestra 279, la posición de la veta por su afloramiento fue indeterminada, el espesor no se pudo apreciar.

La *muestra 284* se tomó en el camino de herradura 175 metros al S 56° E de la muestra 279. No se pudo observar su espesor, ni la posición del manto.

En el punto de la muestra 279 se explotó a tajo abierto algún carbón; la explotación fue abandonada por derrumbes. El carbón se utilizaba para quemar ladrillos en la misma propiedad. Es inexplicable la no explotación de estos carbonos, encontrándose al borde de una carretera (no marcada en el plano).

B. — *Carbones de la formación Socha Superior*. Corresponden a 2 mantos de carbón, de los cuales el inferior se explota en escala muy reducida, en 3 sitios al sur de la población de Boavita. Las dificultades en el transporte de este carbón permiten que se consuma en Boavita carbonos a menor precio, procedentes de Tópaga (Boyacá). La pequeña producción de la región se utiliza para quemar ladrillos y tejas de barro (chircales).

La explotación del manto inferior se debe a que el respaldo superior (techo) no exige grandes cantidades de madera para el sostenimiento del mismo.

Todas las explotaciones han sido dirigidas según el buen criterio de los mineros nativos sin ningún concepto técnico.

B - a) Mina de Vicente Leguizamón, en la Vereda Ochacá, localización en la parte inferior de la Plancha N° 1.

Esta mina se encuentra a 2.6 kilómetros al S 25° E de la iglesia de Boavita. La estructura corresponde a la parte norte del flanco oriental del sinclinal de El Tabor.

Se encuentran unas explotaciones superficiales que no han avanzado más allá de los 15 metros, el manto tiene una dirección N 75° W buzando 34° al S.

El afloramiento de la base hacia arriba es así: manto inferior de carbón (*muestra HR-262A*), 1 metro de espesor; 95 cm de arcillas pizarrosas grises; 23 cm de carbón, manto superior (*muestra HR-262B*); 30 cm de arcilla pizarrosa; 30 cm de restos meteorizados de un lecho ferruginoso; continúan arcillas pizarrosas.

La producción semanal es de 600 kg (8 cargas de 6 arrobas), y su mercado es la población de La Uvita.

B - b) Mina de Nicolás Gómez, en la Vereda Ochacá, localización en la parte inferior de la Plancha N° 1.

Se halla a 2.1 kilómetros al sur de la iglesia de Boavita. El manto tiene una dirección de N 80° W buzando 34° al S. La estructura corresponde a la parte norte del flanco oriental del sinclinal de El Tabor.

En la mina se encuentran en diferentes direcciones varios socavones en el mismo manto inferior de carbón, los cuales se inundan en la época de lluvias por infiltraciones de la parte superior. Se aconsejó romper una guía dentro del manto de carbón, con una pendiente hacia el oriente, para evitar dichas inundaciones, en lugar de la solución por bombas aceptada por su dueño.

El afloramiento consiste del manto inferior de 85 cm de carbón (muestra HR-262C); 2 metros de arcillas pizarrosas y areniscas; y 40 cm de carbón en la parte superior. El manto explotado contiene considerables cantidades de pirita en concreciones oblongas hasta de 5 cm de diámetro por 2 cm de grueso.

La producción semanal es de 450 kg (6 cargas), que vende en Boavita a \$ 5.00 carga.

B - c) Mina de Vicente Medina, en la Vereda Cabuyal. Localización en la parte superior de la Plancha N° 2.

Esta mina denominada "Llanitos" se encuentra a 4.6 kilómetros al sur de la iglesia de Boavita. El manto tiene una dirección N 15° W buzando 47° E, y corresponde estructuralmente al flanco occidental del sinclinal de El Tabor.

Anteriormente explotó V. Medina el mismo manto, 400 metros al norte de la explotación actual (muestra HR-262D), el cual abandonó por problemas de transporte con las mulas; pues el área es un escarpe bastante pendiente.

La actual mina, dentro del manto inferior de carbón de 90 cm de espesor, es un apique en dirección S 47° E de una longitud de 70 metros, en donde la ventilación es muy deficiente. El carbón explotado es grueso (más de 10 cm), aunque un 30% aproximadamente se tritura con el transporte interno a menos de 2 cm. La muestra 262E se tomó de esta mina.

La producción semanal es de 4 cargas que vende a un "chircal" situado en la carretera La Uvita-Chita, donde se aparta el camino al cerro El Tabor.

IV-2. Arenas y piedras para triturados y construcción

La población de Boavita se abastece de arena para sus construcciones de una explotación localizada en el Municipio de La Uvita, 2.5 kilómetros al norte de la población por la carretera que conduce a San Mateo, en donde se explotan las arenas de la formación Socha Inferior. Esta misma formación se presenta al sur de Boavita, en las Veredas Ochacá y Cabuyal (véase símbolo Tsi en las Planchas números 1 y 2).

Se encuentran también arenas en la formación Picacho, que se extiende ampliamente en las partes más altas de la región (véase símbolo Tp en las Planchas números 1 y 2).

Las piedras para triturados, necesarios en la construcción de carreteras y en las diferentes obras de concreto, abundan en la región. Como el costo en el transporte es el principal factor que limita esta industria, ella no se encuentra muy desarrollada en la región. Las formaciones geológicas útiles para la extracción de arenas (formaciones Socha Inferior y Picacho), son asimismo utilizables para obtener triturados; además el miembro inferior de la formación Ermitaño, compuesto por lilitas interestratificadas con calizas fosfáticas que afloran en la carretera, tanto al occidente como al oriente de Boavita, se puede utilizar para triturados.

La única piedra para construcción que aparece en la región es la arenisca (formaciones Socha Inferior y Picacho). Esta clase de piedra se puede explotar en canteras a tajo abierto con explosivos, obteniendo desde bloques y lajas rústicas hasta losas aserradas para enchape. Su explotación debe acondicionarse a los requerimientos o posible mercado en la región.

IV-3. Arcillas para fabricación de ladrillos

Las diferentes arcillas pizarrosas (lutitas o arcillolitas) que se presentan en las formaciones Ermitaño, Guaduas y Socha Superior (véase sus correspondientes extensiones en las Planchas números 1, 2 y 3), producen al meteorizarse arcillas que se utilizan en algunos sitios, tanto de Boavita como de La Uvita para la fabricación de ladrillos y tejas, artículos básicos en las construcciones de la región.

Esta industria podría desarrollarse, teniendo en cuenta entre otros factores: la calidad, tamaño y situación de los depósitos de arcillas; los de la mano de obra, la energía calorífica (de los carbones de la región) y posible mercado en las poblaciones vecinas.

IV-4. Calizas fosfáticas para abonos

Generalidades. El fosfato es un alimento importante de las plantas vegetales. La principal sustancia de los depósitos fosfáticos es el fosfato tri-cálcico (o "bone phosphate of lime", abreviado BPL). Tratando esta sustancia con ácido sulfúrico se obtiene el superfosfato, el triple superfosfato y el fosfato dicálcico, en cuyas formas el fósforo es asimilable por las plantas.

Como los suelos resultan principalmente de la meteorización y el calcio es soluble en las aguas superficiales, la mayoría de las sales de calcio llegan a lixiviarse, en especial en los suelos dedicados a la agricultura. Necesitándose, entonces, agregar materiales calcáreos entre los cuales la caliza pulverizada por ser bajo su costo de producción es la más utilizada; aunque su efectividad y control no es tan simple como el de la cal quemada. Una prueba de acidez del suelo indica la cantidad de cal correctiva que debe ser agregada.

Afloramientos en la región Boavita-La Uvita. El miembro inferior de la formación Ermitaño alcanza a unos 90 metros de espesor; está compuesto de liditas intercaladas con calizas fosfáticas en lechos de 20 a 30 cm. Estas calizas corresponden estratigráficamente a las de la "Jabonera" (SARMIENTO y PARRA 1947), en donde algunos lechos alcanzan un contenido de 35% BPL (16.28% P_2O_5), disminuyendo en otros lechos casi a trazas de BPL. Dos muestras tomadas por la comisión (HR-285 y 286) fueron analizadas, obteniéndose valores de 3 a 4% BPL (véase *Anexo I*).

Dicho miembro aparece al norte de La Uvita, un poco al occidente de Guacamayas, y también por el río Nevado al occidente de El Espino. En Boavita se presenta:

- a) Desde 3 a 4 kilómetros de Boavita por la carretera a Soatá, extendiéndose hacia el norte con una dirección N-S y buzando al W, y
- b) En la carretera Boavita-La Uvita, 700 metros al oriente de la Escuela Vocacional Agrícola, donde dichos estratos tiene direcciones N-S, buzando al E, y extendiéndose hacia el norte.

Estimativamente los depósitos al oriente y occidente de Boavita podrían ofrecer un área explotable de 2 kilómetros cuadrados por 100 metros de altura, en una proporción de 50% de calizas fosfáticas de contenido variable en BPL (?) y otro 50% de liditas.

Recomendaciones. Un muestreo detenido para análisis químicos debe llevarse a efecto para poder valorar estos depósitos potenciales que podrían ser explotados a tajo abierto, siempre y cuando por escogencia y separación (mecánica o química) se pudiera llegar a una concentración apreciable en la cantidad de fósforo, pudiendo aprovecharse en parte el subproducto como material de balastro para carreteras.

IV-5. Yeso●

En la Vereda de Lagunillas, 11 kilómetros al S 30° W de la población de Boavita, en el flanco oriental del río Chicamocha, se presentan pequeñas ocurrencias de yeso entre las arcillas pizarrosas grises sub y superyacentes al miembro carbonífero de la formación Guaduas.

Este yeso es algunas veces de la variedad selenita, presentándose en lajitas hasta de 5 mm de espesor; y otras, una variedad masiva de apariencia azucarada en pedazos tabulares hasta de 40 cm × 20 cm × 10 cm. Ambas variedades se presentan dentro de las arcillas pizarrosas rellenando fracturas perpendiculares a la estratificación de las arcillas. Se estima su tenor dentro de éstas, en menos de 5% de yeso.

Su explotación se ha efectuado (LORENZO GARCÍA) por simple recolección a mano, pues la continua erosión es causante de pequeñas concentraciones; por la desintegración más fácil de las arcillas pizarrosas. No se considera que una explotación mecánica pudiera llegar a ser comercial; sin embargo, se aconseja establecer compras y aun una pequeña industria a base de las cantidades de yeso recolectadas por los vecinos.

IV-6. *Minerales de hierro.*

El proceso de la formación del mineral oolítico de hierro, cuya ocurrencia al sur de Boavita es explotada y beneficiada por Acerías Paz del Río, es característico de la sedimentación en un lago continental o de una cuenca marina poco profunda. Estas mismas condiciones se presentaron desde la formación Guaduas hasta fines del período Terciario, de donde pequeñas variaciones en el medio acuífero pudieron haber favorecido sedimentaciones del mineral de hierro, no solamente encima de la formación Picacho (parte inferior de la formación Concentración), donde se presentan las explotaciones en Paz del Río, sino también estratigráficamente más abajo.

La comisión encontró algunos lechos ferruginosos dentro de los miembros carboníferos de las formaciones Guaduas y Socha Superior, que se estimaron no explotables; pero cuya ocurrencia se relata como información, considerando que es posible llegar a encontrar en la región de Boavita-La Uvita mantos de mineral de hierro que sean explotables.

La muestra HR-287, tomada en el sitio Toche (10.5 kilómetros al S, 25° W de la población de Boavita), de un lecho de arenisca cuarcítica cementada con hematita de 20 cm de espesor, fue analizada para hierro, obteniéndose 30% (véase *Anexo II*). Otras muestras (HR-288) encima de los carbones de la mina de Vicente Leguizamón (2.6 kilómetros al S, 25° E de Boavita), parece ser muy ferruginosa.

IV-7. *Diatomita (información)*

Una muestra de diatomita (HR-288) fue entregada al autor por Lorenzo García, como proveniente de la Vereda de San Bernardo, del Municipio de La Uvita, en la esquina nor-oriental de la desembocadura del río Chitano, en terrenos pertenecientes a Fidel García.

En la región se ha utilizado este producto como colorante, agregándolo a pinturas para disminuir el tono fuerte de algunos colores.

La diatomita (llamada tierra diatomácea o de infusorios y también harina fósil) es fácilmente desmenuzable en la mano, porosa y muy liviana cuando está seca (menos de 0.5 de densidad). Es insoluble en ácidos pero soluble en álcalis. Sus propiedades comerciales son porosidad, finura de poros, poder de absorción, poco peso y baja conductibilidad del calor.

Se utiliza principalmente como filtro en las industrias de aceites, cervezas, vinos, azúcar, etc.; y como relleno, abrasivo, aislante térmico y del sonido, en las industrias de pinturas, plásticos, caucho, cosméticos, construcciones, etc.

La importación colombiana, de tierra de infusorios (o harina fósil) fue en 1958 de 786 toneladas, por un precio de US\$ 107.183.

Se recomienda efectuar una visita geológica al lugar de la muestra para determinar su potencialidad y al mismo tiempo, coleccionar material que sirva para estudiar su calidad.

IV-8. Zonas favorables para la obtención de agua subterránea

En el Municipio de Boavita existen algunas áreas como las de las Veredas de Cabuyal y Lagunillas, en donde debido al clima semi-árido de la región, el agua escasea periódicamente durante los veranos. Así, acequias comunales de longitudes mayores de 5 kilómetros se han construido, presentándose todavía fuerte escasez de agua durante las épocas secas.

Las estructuras geológicas como las diferentes clases de rocas en las formaciones Socha Inferior y Picacho, que se extienden en las partes más altas de la región (véase Plancha números 1 y 2), presentan condiciones especiales para el almacenamiento de aguas subterráneas. La capacidad acuífera de las areniscas correspondientes a las formaciones geológicas mencionadas, es muy buena; pues ésta depende en especial de la porosidad de dichas areniscas. Las arcillas pizarrosas, presentes también, sirven por su impermeabilidad como tapas o sellos de los acuíferos con los cuales se hallan estratificados, pudiéndose presentar condiciones especiales para pozos artesianos.

El agua subterránea por lo general debe ser bombeada en los pozos profundos de los acuíferos a la superficie del terreno; pero debido a los diferentes escarpes de la región se presentan muy buenas perspectivas para galerías de infiltración. Estas se excavan dentro de los acuíferos, paralelamente a la dirección de los arroyos hasta encontrar el flujo que viene de las partes superiores, extrayéndose el agua en forma de manantial.

Se recomienda llevar a efecto un estudio hidrogeológico que pueda llegar a indicar los sitios aconsejables para galerías de infiltración y pozos profundos, con el objeto de proyectar un sistema de irrigación que normalice la industria agrícola, a la cual se dedica la mayoría de la población de la región.

CONCLUSIONES

El presente informe se debe considerar preliminar en lo referente a los yacimientos minerales; pues los datos observados no son suficientes para entrar en detalles sobre la manera de explotar dichos yacimientos, en especial los de carbón. Estudios más detallados, en combinación con trabajos de exploración y prospección, se requerirán en el futuro.

Sobre los depósitos de carbón

En las Veredas Ochacá, Cabuyal y Lagunillas, del Municipio de Boavita, afloran mantos de carbón explotables, cuyos espesores son muy variables (hasta 10.80 metros) pero cuya explotabilidad es posiblemente probable, considerando los espesores y las posiciones de los mantos de carbón en las estructuras geológicas que se presentan.

A priori se puede estimar, como abundantes las reservas potenciales de los diferentes mantos de carbón, que aparecen en una extensión mayor

de 8 kilómetros de longitud, sin atrevernos a mencionar la posible amplitud.

La calidad de los carbones oscila entre sub y bituminosos. El autor se abstuvo de ordenar los análisis químicos y de combustión a las muestras colectadas, por evitar malentendidos; como las interpretaciones negativas a los resultados preliminares de los análisis de Paz del Río (ALVARADO y SARMIENTO 1944, dicen: "Los resultados poco satisfactorios de los análisis del carbón y la opinión de los metalurgistas del Instituto de Fomento y del Amrcó desfavorable para el uso de estos carbones en una central siderúrgica, fueron los factores que determinaron que no se hiciera un estudio en detalle de las reservas de carbón en la región de Paz del Río").

Se consideran como factores que favorecen, en la región sur-occidental del Municipio de Boavita, una explotación en grande escala de carbón:

- a) La presencia y estimación de las reservas potenciales de los depósitos posiblemente explotables, y
- b) La abundancia de mano de obra, pues el área rural se halla intensamente poblada, y la agricultura, industria a la cual se dedican sus gentes, tiene períodos que no requiere trabajos. Asimismo, se estima que dichas explotaciones no se han iniciado por:
 - a) Falta de iniciativa privada;
 - b) Falta de vías de comunicación y medios apropiados de transporte, la región carece por completo de ganados caballar o mular para el transporte de carga;
 - c) Falta de estudios y de asistencia técnica, y
 - d) Carencia de mercados. Se anota como factor desfavorable, la ausencia de bosques maderables.

Otros materiales

Sobre la ocurrencia y explotabilidad de los otros materiales, diferentes del carbón, mencionados dentro del capítulo de Yacimientos Minerales, se concluyó individualmente para cada uno de ellos en el mismo capítulo. Réstanos recalcar la probable importancia de las calizas fosfáticas para abonos.

RECOMENDACIONES

Por lo expuesto en el presente informe, se recomienda desarrollar los siguientes puntos:

1. Proyectar y desarrollar un programa de reforestación, para el futuro abastecimiento de maderas en las diferentes explotaciones mineras, en especial del carbón. Debe aprovecharse la experiencia que en esta materia posee Acerías Paz del Río.

2. Llevar a cabo estudios geológicos y mineros más detallados, en asocio con trabajos de exploración y de prospección.
3. Estudiar y proyectar un sistema de carreteras industriales, para comunicar las futuras explotaciones a las carreteras principales existentes en la región.
4. Estudiar el posible mercado o la utilización de los productos extraídos en industrias de transformación, en asocio con el Departamento Administrativo de Planeación y Servicios Técnicos.

Bogotá, agosto de 1959.

BIBLIOGRAFÍA

- HETTNER, A., 1892.—“Die Kordillera von Bogotá”. *Petern. Mitt.* N° 104, Alemania.
- OPPENHEIM, V., 1942.—“Pleistocene glaciation in Colombia”, *Serv. Geol. Nal., Informe N° 273, Rev. Acad. Col. Cienc. Ex. Fis. Nat., Vol. V, N° 17, pp. 76-86, Bogotá.*
- ALVARADO, B. Y SARMIENTO, R., 1944.—“Yacimientos de hierro de Paz del Río (Boyacá)”, *Serv. Geol. Nal., Informe N° 468. Inédito.*
- SUAREZ, V., 1945.—“Reconocimiento geológico preliminar de la zona abarcada por las obras del proyecto de irrigación de la hacienda Tipacoque, Municipio de Soatá, Departamento de Boyacá”, *Serv. Geol. Nal. Informe N° 492. Inédito.*
- SARMIENTO, R. Y PARRA, H., 1947.—“Reconocimiento preliminar de unos yacimientos de fosfato en el Municipio de Soatá (Municipio de Susacón), Departamento de Boyacá”. *Comp. Est. Geol. Ofic. Colombia, Tomo V, pp. 143-176, Bogotá.*
- SARMIENTO, R., 1950.—“Canal de irrigación de Capitanejo, Departamento de Santander”, *Comp. Est. Geol. Ofic. Colombia, Tomo VIII, pp. 175-203, Bogotá.*
- SANDOVAL, J., 1951.—“Deslizamientos de tierra en el Municipio de Boavita, Departamento de Boyacá”, *Serv. Geol. Nal. Informe N° 749. Inédito.*
- LANGENHEIM, R. J., JR. Y HUBACH, E., 1954.—“Estratigrafía de la formación Girón en Santander y Boyacá”. *Serv. Geol. Nal., Informe N° 1011. Inédito.*
- CARVAJAL, J. M., 1956.—*Serv. Geol. Nal., Informe N° 1190. Reservado.*
- V. D. HAMMEN, TH., 1957.—“Estratigrafía palinológica de la Sabana de Bogotá (Cordillera Oriental de Colombia)”, *Bol. Geol., Vol. V, N° 2, pp. 189-203, Bogotá.*
- HUBACH, E., 1957.—“Contribución a las unidades estratigráficas de Colombia”, *Serv. Geol. Nal., Informe N° 1212. Inédito.*
- BÜRGL, H., 1957.—“Resumen de la estratigrafía de Colombia”, *Serv. Geol. Nal., Informe N° 1248. Inédito.*

MINISTERIO DE MINAS Y PETROLEOS
SERVICIO GEOLOGICO NACIONAL
LABORATORIO QUIMICO

Informe N° 1334

ANEXO I

Análisis N° M-272-273.

Enviado por: *Geología Económica.*Interesado: *Dr. Hernán Restrepo.*Procedencia: *Boavita - Boyacá.*Minerales: *Calizas.*

RESULTADOS

Muestra	P ₂ O ₅ %
HR-285	1.79
HR-286	1.24

La muestra HR-285 fue tomada al E de Boavita.

La muestra HR-286 fue tomada al W de Boavita.

Analizó:

ALVARO MURCIA AGUILERA,
Ingeniero Químico.

Junio 8 de 1959.

MINISTERIO DE MINAS Y PETROLEOS
SERVICIO GEOLOGICO NACIONAL
LABORATORIO QUIMICO

Informe número 1334

A N E X O I I

Análisis N° 274.

Enviado por: *Geología Económica*.

Interesado: *Dr. Hernán Restrepo*.

Procedencia: Sitio El Toche, 10.5 kilómetros al S 25° W de la población de Boavita (Boyacá), Vereda de Lagunillas.

Mineral: Arenisca cementada con hematita.

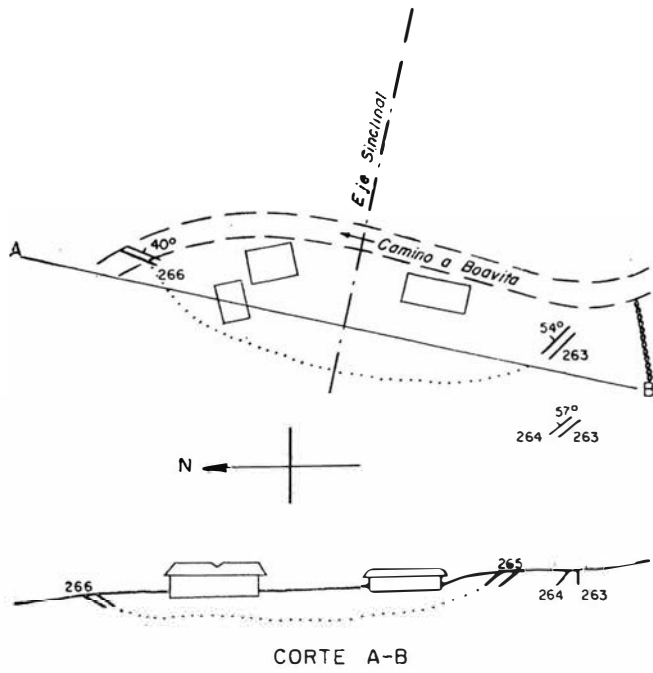
R E S U L T A D O S

Muestra HR-287 Como Fe = 29.40 %
Como Fe₂O₃ = 42.04 %

Analizó:

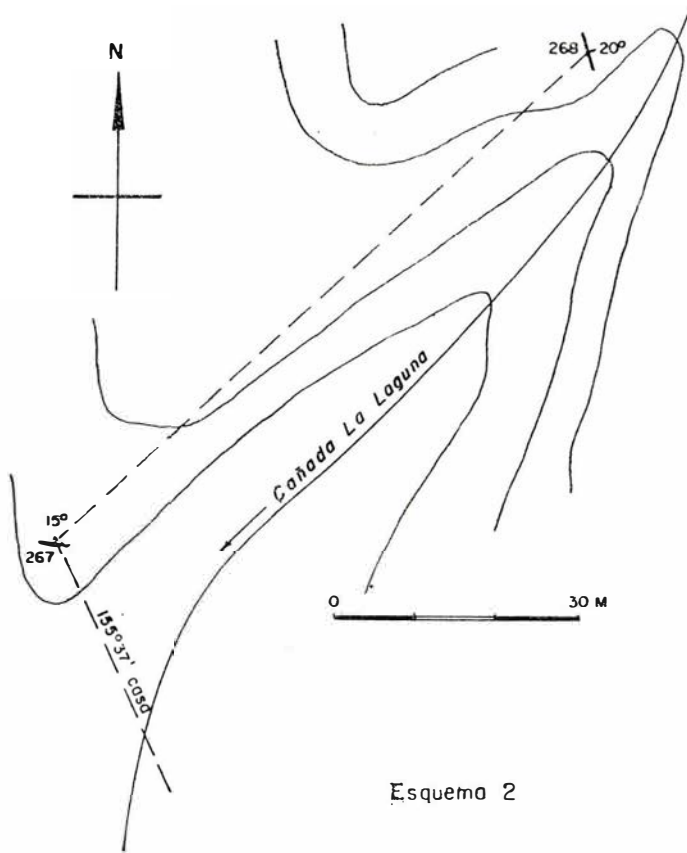
ALVARO MURCIA AGUILERA,
Ingeniero Químico.

Junio 9 de 1959.

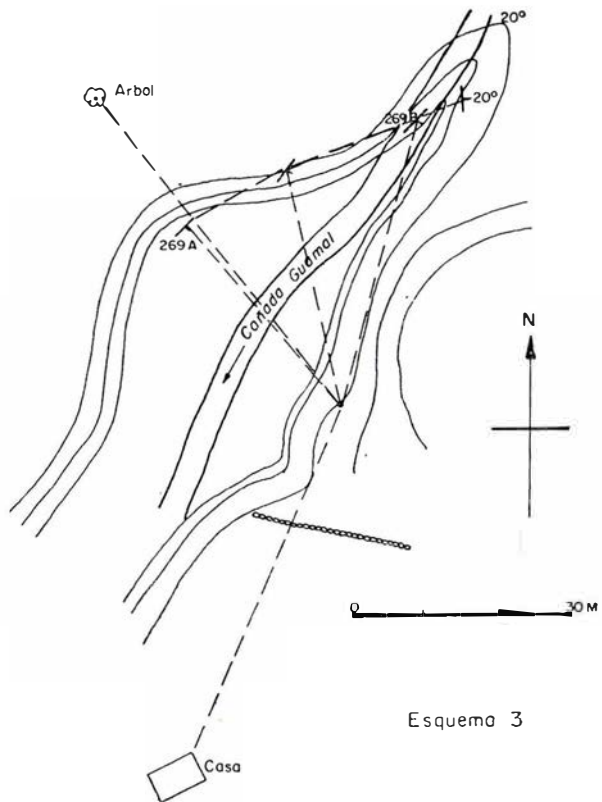


Esquema 1

Dib. C. de Paule

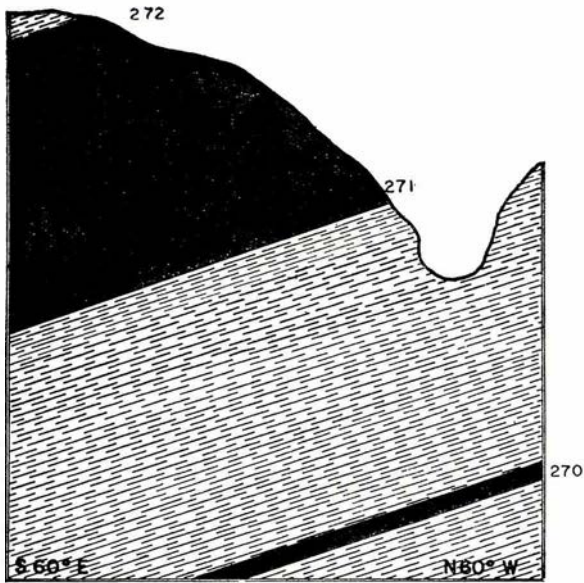


Esquema 2

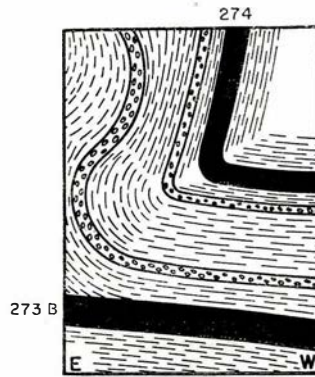


Esquema 3

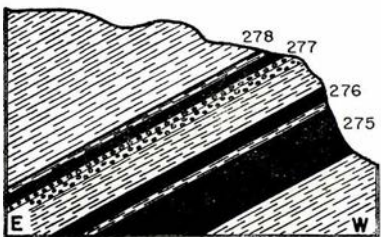
Dib C. de Paule






Esquema N° 4 – Veta de 10.80 mts. de espesor Cañada de GUAYABAL

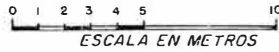


Esquema N° 5 – Afloramientos en Pozo Seco – Vereda LAGUNILLAS



Esquema N° 6 – Afloramientos en TOCHE Vereda de LAGUNILLAS

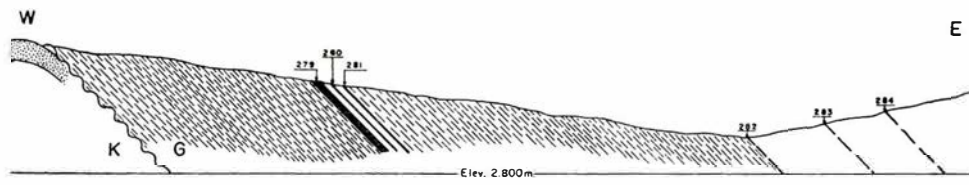
- Arcillolitas..... 
- Carbón..... 
- Liditas..... 



DIFERENTES AFLORAMIENTOS DE CARBON EN LAS VEREDAS DE CABUYAL Y LAGUNILLAS MUNICIPIO DE BOAVITA

ESQUEMAS N° 4-5-6

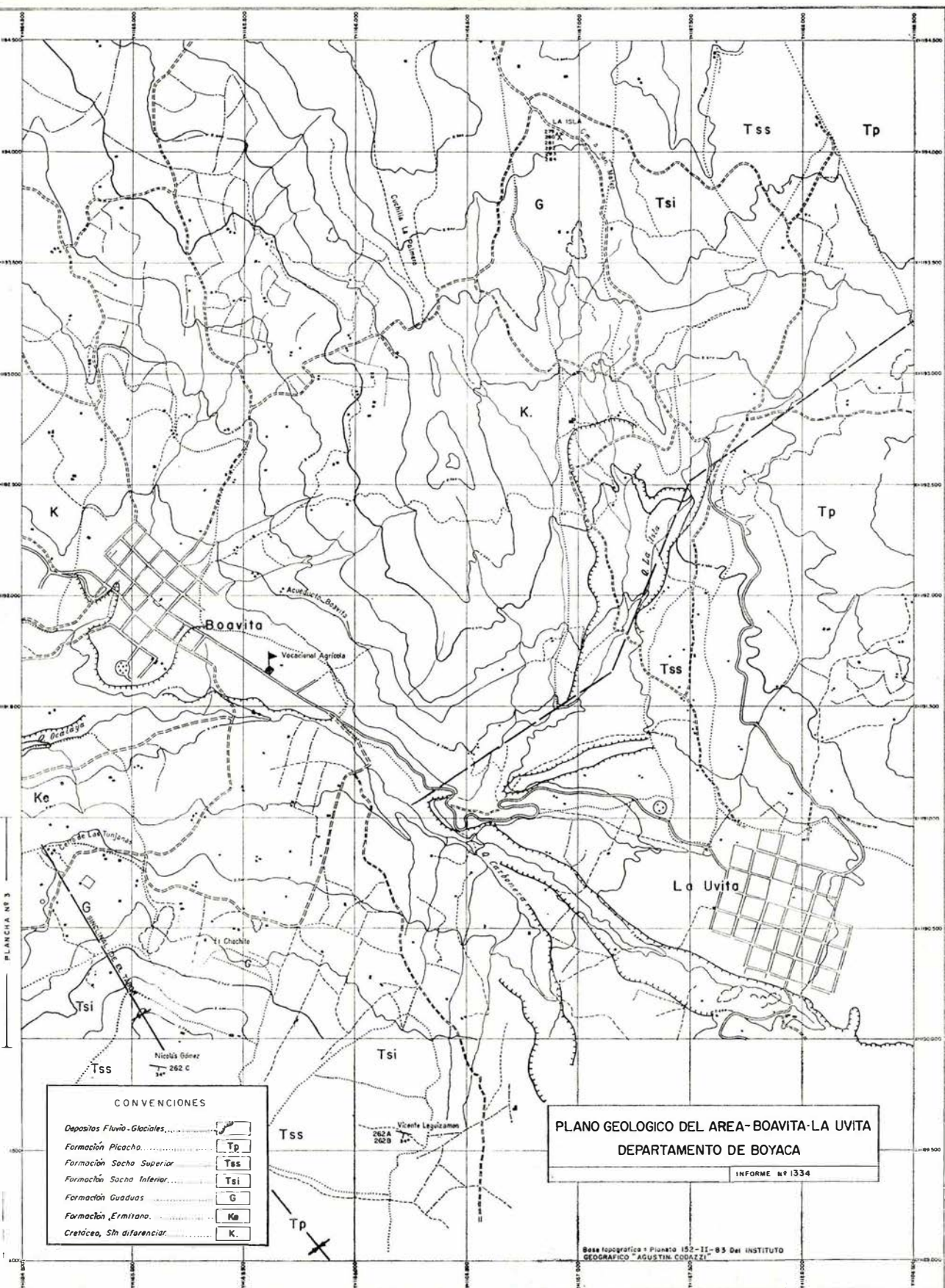
Dibujó: Alvaro Combariza H



AFLORAMIENTOS DE CARBON EN LA ISLA
 VEREDA DE SAN ISIDRO-MPIO. DE LA UVITA
 BOYACA

Dibujo: Antonio Espitia G.

ESQUEMA No. 7



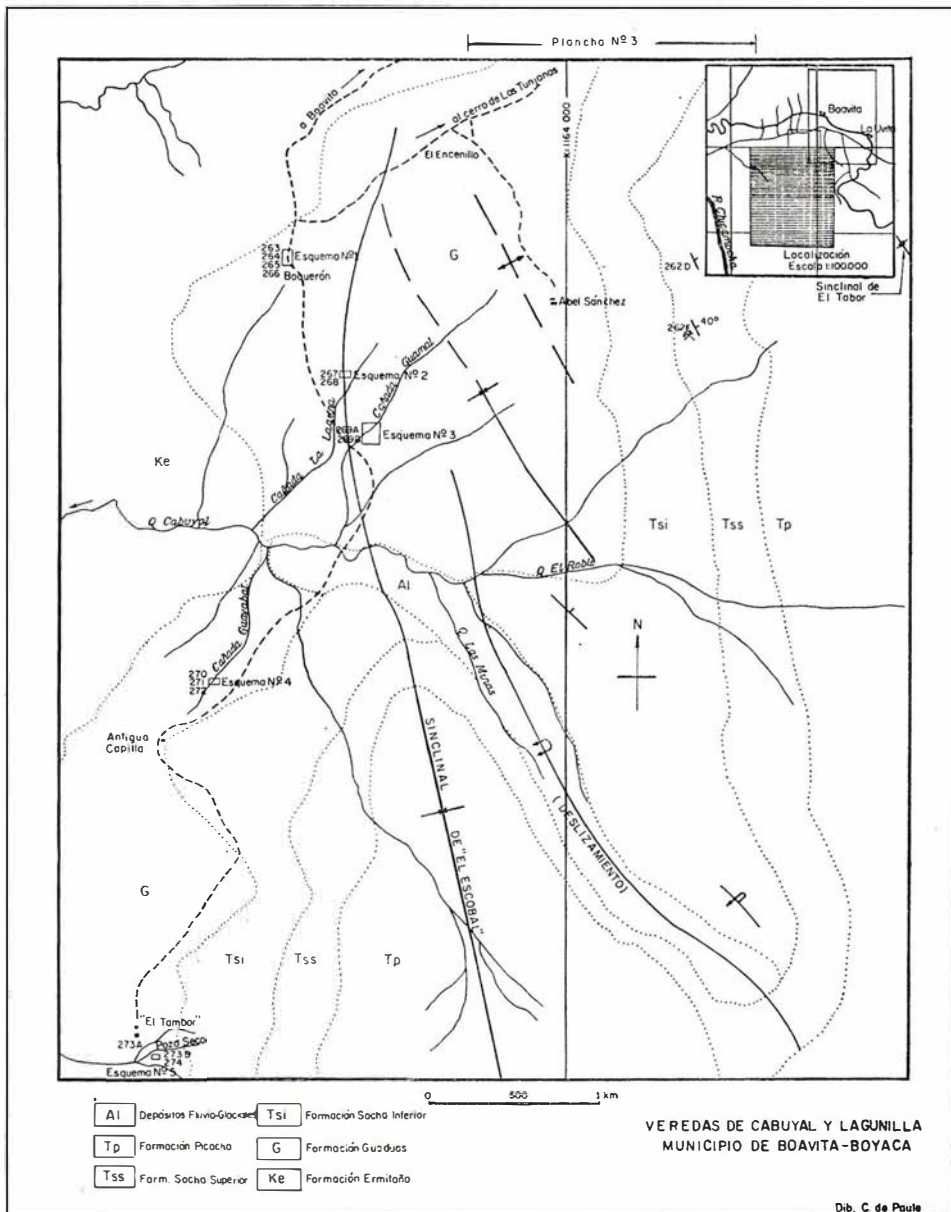
CONVENCIONES

Depositos Fluvio-Glaciales.....	
Formación Picacho.....	TP
Formación Sacha Superior.....	Tss
Formación Sacha Inferior.....	Tsi
Formación Guaduas.....	G
Formación Ermitano.....	Ke
Cretacea, Sin diferenciar.....	K.

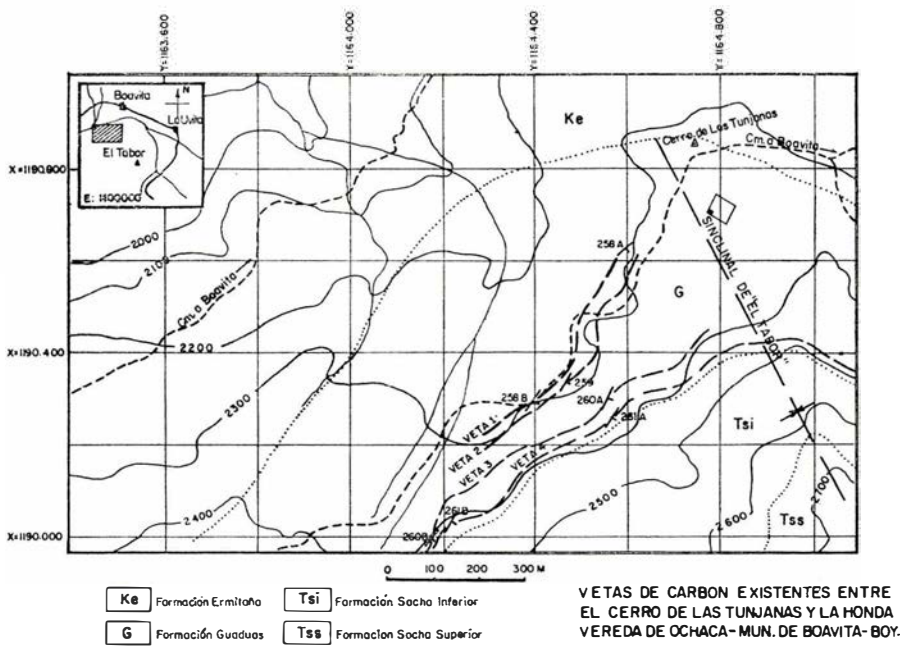
PLANO GEOLOGICO DEL AREA-BOAVITA-LA UVITA
DEPARTAMENTO DE BOYACA
 INFORME Nº 1334

Base topografica = Planteo 152-II-83 Del INSTITUTO GEOGRAFICO "AGUSTIN CODAZZI"

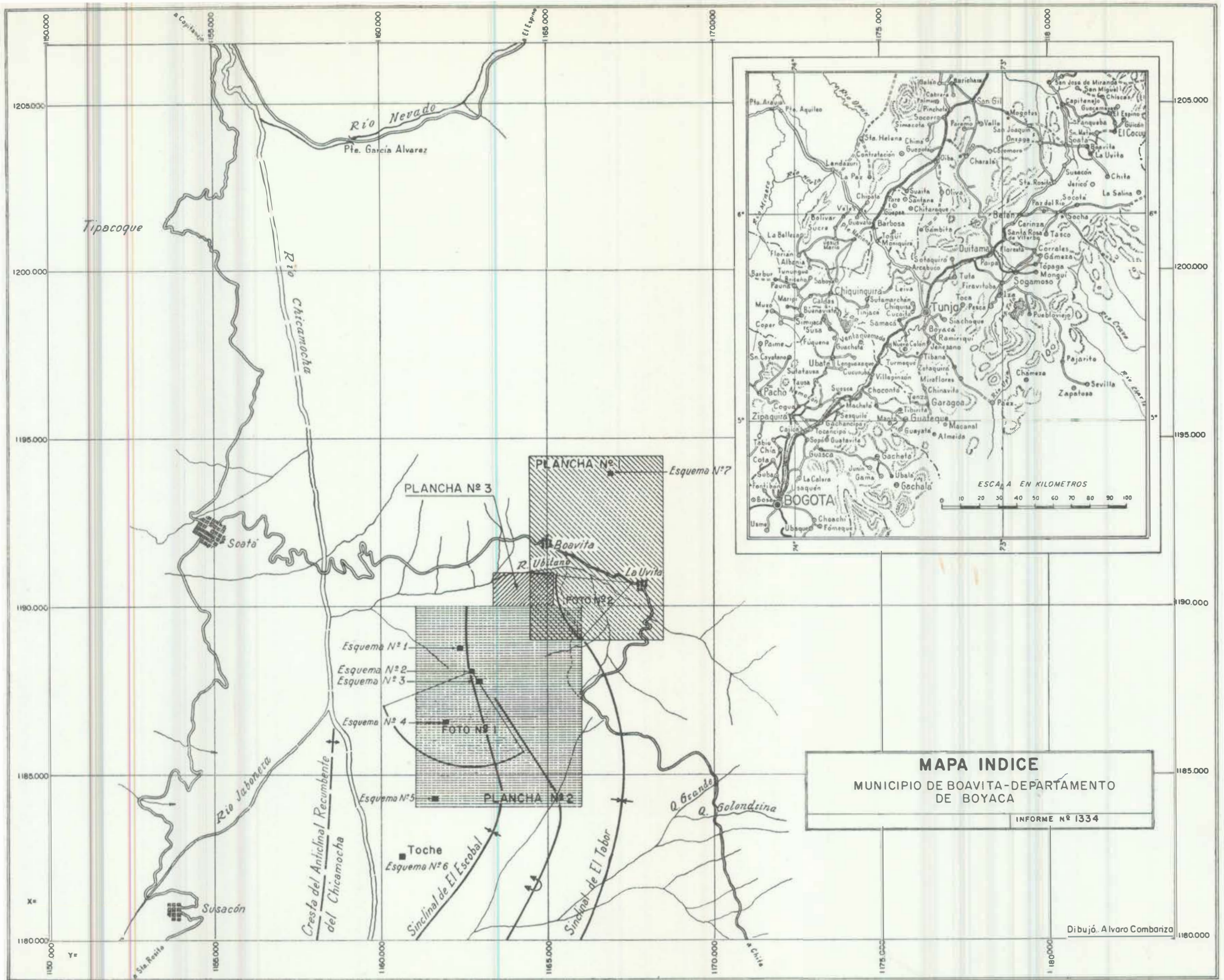
Plancha número 1.



Plancha número 2.



Plancha número 3.



MAPA INDICE
 MUNICIPIO DE BOAVITA-DEPARTAMENTO DE BOYACA
 INFORME N° 1334

Dibujó. Alvaro Combariza

ESTUDIO EXPERIMENTAL DE ABRASION EN GUIJARROS

**TESIS PRESENTADA AL JURADO EXAMINADOR DE LA DIVISION DE CIENCIAS FISICAS
CON EL OBJETO DE OPTAR AL TITULO DE MASTER OF SCIENCE**

**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA Y PALEONTOLOGIA
CHICAGO UNIVERSITY**

POR

ALBERTO SARMIENTO ALARCON

NOTA: Esta tesis se publica con permiso previo del Decano del Departamento de Geología y Paleontología de la Universidad de Chicago. Chicago. Illinois. Estados Unidos de Norte América.

**SERVICIO GEOLOGICO NACIONAL
BOGOTA, 1961**

CONTENIDO:

INTRODUCCIÓN	175
RECUENTO HISTÓRICO DE LOS ESTUDIOS CON BARRILES ROTATORIOS . . .	177
APARATOS Y PLAN DE TRABAJO	182
DATOS EXPERIMENTALES	186
Observaciones generales	186
Primer experimento	187
Segundo experimento	189
Tercer experimento	199
Resumen	207
INTERRELACIONES	
Relación entre el tamaño y la rata de desgaste en el segundo experimento	212
Relación entre el tamaño y la Rata de redondez en el Segundo experimento	214
Relación entre el tamaño y el cambio de esfericidad en el segun- do experimento	214
Relación entre el tamaño y la rata de desgaste en el Tercer experimento	216
Relación entre el tamaño y la rata de redondez en el tercer experimento	218
Relación entre el tamaño y la rata de cambio de esfericidad en el tercer experimento	218
Resumen	220
DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN DE DATOS	221
Relaciones tamaño-redondez en depósitos naturales	221
Relación tamaño-esfericidad en el campo y en trabajos de la- boratorio	223
Resumen de la segunda parte	223
LA TEORÍA ANALÍTICA DE LA ABRASIÓN APLICADA AL PRESENTE EXPE- RIMENTO	225

LISTA DE CUADROS

Cuadro cuantitativo de los estudios de abrasión en barriles giratorios.	182
Cuadro	
1. Peso, redondez y esfericidad que se obtuvieron inicialmente.	185
2. Dimensión de cantidades	186
3. Valores experimentales obtenidos en fragmentos de caliza. Primer experimento, tamaño 32 mm	188
4. Datos calculados del tamaño, redondez y esfericidad en fragmentos de caliza. Primer experimento, tamaño 32 mm	189
5. Valores experimentales en fragmentos de caliza. Segundo experimento, tamaño 16 mm	194
6. Valores experimentales en fragmentos de caliza. Segundo experimento, tamaño 32 mm	195
7. Valores experimentales en fragmentos de caliza. Segundo experimento, tamaño 64 mm	195
8. Datos calculados del tamaño, redondez y esfericidad en fragmentos de caliza. Segundo experimento, tamaño 16 mm	196
9. Datos calculados del tamaño, redondez y esfericidad en fragmentos de caliza. Segundo experimento, tamaño 32 mm	196
10. Datos calculados del tamaño, redondez y esfericidad en fragmentos de caliza. Segundo experimento, tamaño 64 mm	200
11. Valores experimentales en fragmentos de caliza. Tercer experimento, tamaño 16 mm	201
12. Valores experimentales en fragmentos de caliza. Tercer experimento, tamaño 32 mm	201
13. Valores experimentales en fragmentos de caliza. Tercer experimento, tamaño 64 mm	202
14. Datos calculados del tamaño, redondez y esfericidad en fragmentos de caliza. Tercer experimento, tamaño 16 mm	204
15. Datos calculados del tamaño, redondez y esfericidad en fragmentos de caliza. Tercer experimento, tamaño 32 mm	207
16. Datos calculados del tamaño, redondez y esfericidad en fragmentos de caliza. Tercer experimento, tamaño 64 mm	208
17. Valores obtenidos en las diferentes series de experimentos.	212
18. Valores experimentales y calculados del tamaño. Segundo experimento	213
19. Valores experimentales de la redondez. Segundo experimento	214
20. Valores experimentales de la esfericidad. Segundo experimento	215
21. Valores calculados y experimentales del tamaño. Tercer experimento	217
22. Valores experimentales de la redondez. Tercer experimento.	218
23. Valores experimentales de la esfericidad. Tercer experimento	219
24. Relación del tamaño con la rata de esfericidad en el experimento de Thiel	223

LISTA DE ILUSTRACIONES

Figura

1. Nomograma para determinar la esfericidad	184
2. Fragmentos de caliza en varios estados de abrasión. Segundo experimento, 16 mm	
3. Fragmentos de caliza en varios estados de abrasión. Segundo experimento, 32 mm	
4. Fragmentos de caliza en varios estados de abrasión. Segundo experimento, 64 mm	186
	a
	187
5. Tamaño, redondez y esfericidad de los fragmentos de caliza como funciones de la distancia durante la abrasión, en el primer experimento, tamaño 32 mm de diámetro	187
6. Prueba gráfica de la teoría de abrasión. Primer experimento	190
7. El tamaño, la redondez y la esfericidad de los fragmentos de caliza como funciones de la distancia durante la abrasión. Segundo experimento, tamaño 16 mm de diámetro	191
8. Prueba gráfica de la teoría de abrasión. Segundo experimento, 16 mm de diámetro	192
9. Tamaño, redondez y esfericidad de los fragmentos de Caliza como funciones de la distancia. Segundo experimento, tamaño 32 mm	193
10. Prueba gráfica de la teoría de abrasión. Segundo experimento, 32 mm de diámetro	197
11. Tamaño, redondez y esfericidad como funciones de la distancia durante la abrasión. Segundo experimento, tamaño 64 mm de diámetro	198
12. Prueba gráfica de la teoría de abrasión. Segundo experimento, 64 mm de diámetro	199
13. Tamaño, redondez y esfericidad de los fragmentos de caliza como funciones de la distancia durante la abrasión. Tercer experimento, 16 mm de diámetro	200
14. Prueba gráfica de la teoría de abrasión. Tercer experimento, 16 mm de diámetro	203
15. Tamaño, redondez y esfericidad de los fragmentos de caliza como funciones de la distancia durante la abrasión. Tercer experimento, tamaño 32 mm de diámetro	205
16. Prueba gráfica de la teoría de abrasión. Tercer experimento, 32 mm de diámetro	206
17. Tamaño, redondez y esfericidad de los fragmentos de caliza como funciones de la distancia durante la abrasión. Tercer experimento, tamaño 64 mm de diámetro	209
18. Prueba gráfica de la teoría de abrasión. Tercer experimento, 64 mm de diámetro	210
19. Muestra la relación entre el tamaño y la rata de desgaste, en el segundo experimento	213
20. Relación entre el tamaño y la rata de redondez en el segundo experimento	215
21. Muestra la relación entre el tamaño y la rata de cambio de esfericidad, en el segundo experimento	216

Figura

22. Relación entre el tamaño y la rata de desgaste en el tercer experimento	217
23. Relación entre el tamaño y la rata de redondez, en el tercer experimento	219
24. Relación entre el tamaño y la rata de esfericidad, en el tercer experimento	220
25. Relación tamaño-redondez después de 20 millas de recorrido en un barril giratorio. A. Relación en el segundo experimento. B. Relación en el tercer experimento	222
26. Relación entre distancia y esfericidad en el experimento de Thiel	224
27. Ilustra la relación entre tamaño y esfericidad. A. Segundo experimento. B. Tercer experimento	224

INTRODUCCION

La carga de las corrientes de agua está afectada por dos procesos muy distintos, a saber: a) abrasión y alteración debida a los agentes químicos durante el transporte, incluyendo ruptura o fragmentación de los guijarros en ruta, y b) acción separadora (sorting action) o transporte selectivo. Siendo casi imposible determinar por observación directa del material transportado por las corrientes de agua, cuál es la disminución en el tamaño debida a uno u otro de estos procesos, el investigador de sedimentos tiene que separar cada uno de ellos en el laboratorio, donde pueden ser estudiados independientemente por medio de experimentos.

Con este objeto se han usado barriles rotatorios para estudiar la abrasión. En este aparato la carga se somete al desgaste conservando su identidad durante el experimento.

Esta tesis se refiere a fragmentos de tamaño entre 4 y 64 mm de diámetro (pebble range), y es un intento para observar los efectos de abrasión en cuanto se refiera al tamaño, la esfericidad y la redondez.

Agradecimientos

El autor expresa su gratitud al Dr. F. J. Pettijohn, quien sugirió el problema, y cuyos consejos y críticas a todo lo largo del trabajo fueron indispensables. La invaluable cooperación prestada por Mr. William Schmidt en las fases mecánica y fotográfica también es apreciada debidamente.

RECUESTO HISTORICO DE LOS ESTUDIOS CON BARRILES ROTATORIOS

DAUBREE¹, al investigar cómo se forman los cantos rodados (guijarrros), la arena y el limo, aplicó por primera vez los barriles rotatorios a los problemas geológicos. Su aparato consistió de un eje con dos cilindros horizontales, unidos por un marco al eje, a 180 grados uno de otro. La velocidad del eje era variable, pero la mayoría de los experimentos fueron hechos con una velocidad de rotación de 1 metro por segundo, o sea, cerca de dos millas por hora. Algunos de los principios descubiertos por medio de este experimento son:

1. Fragmentos angulares de roca se transforman en cantos rodados, arena y limo.
2. Aun los fragmentos angulares más duros de diferentes rocas, tales como el granito y el cuarzo, de tamaño de una nuez o de un puño de la mano, se redondean rápidamente. Después de 25 kilómetros (15.50 millas) sus ángulos se encuentran perfectamente redondeados.
3. La rata de desgaste es más rápida para los más angulosos que para los inicialmente redondeados.
4. El transporte selectivo basado en la densidad es la causa del cambio de tamaño a lo largo de ciertas corrientes naturales.
5. La rata de desgaste es mayor para los fragmentos grandes que para los pequeños.
6. La rata de desgaste es mayor para los minerales menos resistentes que para los más resistentes, por ejemplo, cuarzo y feldespatos.
7. El desgaste por abrasión es diferente del desgaste por fragmentación.
8. La rata de desgaste es una función de la intensidad del proceso.
9. El producto de la abrasión es en su mayoría lodo o limo.

Posteriormente C. K. WENTWORTH² estudió el fenómeno de abrasión valiéndose del aparato siguiente: un barril metálico forrado interiormente con madera blanda; más tarde WENTWORTH usó dos barriles metálicos de 25 pulgadas de diámetro interior, 13 pulgadas de largo y forrados también por dentro con madera blanda. Los barriles estaban situados en los extremos de un eje, el cual los soportaba y propulsaba a razón de 27 revoluciones por minuto.

Sus conclusiones son:

1. El desgaste es mayor a medida que los fragmentos disminuyen en tamaño.

2. Las diferentes clases de rocas tienen diferente tasa de desgaste de acuerdo con su resistencia.

3. La tasa de desgaste es proporcional hasta cierto punto, al número de guijarros.

4. Los guijarros de mayor tamaño se redondean mejor que los pequeños.

5. La redondez puede ser una función del tamaño, así como de la dureza.

Aún más tarde (1926) G. E. ANDERSON³ experimentó con barriles rotatorios y en partículas de arena, llegando a la conclusión que la abrasión es mayor en arena con agua que en arena seca.

Algunas de sus conclusiones, de particular interés, son:

1. El redondeamiento de partículas por desgaste mecánico es un proceso excesivamente demorado.

2. La abrasión es mayor en las partículas con agua que en las secas.

3. Partículas de arena que tienen forma aproximadamente esférica pueden indicar varios procesos y por ello ser considerablemente antiguas.

4. Si el redondeamiento tiene lugar cuando las partículas son transportadas por la corriente, serán destruidas fácilmente por la acción de la fricción (grinding) y fragmentación ejercida por los materiales más gruesos. De aquí que resulten partículas angulosas.

P. MARSHALL⁴ publicó una serie de escritos sobre este tema en el lapso comprendido entre 1927 y 1929. Estudió algunas gravas de las playas, muy uniformes por su naturaleza y composición.

MARSHALL, para hacer su experimento, usó una máquina Deval, con una rotación promedio de 38 revoluciones por minuto, agregando agua a cada carga. El movimiento era aproximadamente de una milla por hora. Los cilindros en la máquina Deval estaban inclinados 30° del eje horizontal, y en cada revolución las partículas se deslizaban varias pulgadas a lo largo de los cilindros.

Pudo constatar que la reducción del tamaño de la grava bajo las condiciones de movimiento empleadas se debe a las tres acciones siguientes: "Abrasión", "Impacto" y "Fricción (Grinding)".

La definición de estas palabras según MARSHALL es la siguiente:

Abrasión, es únicamente el efecto pulidor que ejerce un guijarro contra otro.

Impacto, es el efecto de los golpes de partículas relativamente grandes sobre otras relativamente pequeñas.

Fricción, es el trituramiento que sufren los granos pequeños por el contacto y presión continuos ejercidos con guijarros de tamaño relativamente grande.

De acuerdo con MARSHALL, la abrasión es la más lenta de estas acciones; el impacto es más rápido que la abrasión, teniendo en cuenta que esto ocurre solamente cuando el guijarro que golpea tiene un diámetro al menos diez veces mayor que el de la partícula golpeada. La fricción es la acción más rápida bajo las condiciones del experimento.

Por el año de 1931, ARTHUR B. COZZENS⁵ buscó una respuesta para el problema de relación de dureza de los minerales y la rata de desgaste por abrasión; el efecto de desgaste por abrasión en minerales mixtos de diferente dureza, y los fenómenos que ocurrían, ya de abrasión, impacto o fricción.

El experimento fue hecho de la siguiente manera: reunió minerales de diferente dureza, según la escala de Mohs, de 2 a 9. Mezcló calcita, fluorita y "chert" respectivamente, y sometió tres mezclas a rotación en un barril durante tiempo equivalente al que se necesitaría para mover los especímenes: 24,30 y 32,62 kilómetros, en un lapso no mencionado en su artículo, produciendo fragmentos de calcita que variaron de 8 a 16 milímetros de diámetro, un fragmento de fluorita con clivaje de 8 a 16 milímetros de diámetro, y una mezcla de guijarros subangulosos de "chert" de 8 a 16 milímetros respectivamente.

Sus resultados fueron:

a) El desgaste de los minerales de dureza inferior a la del cuarzo tiene lugar principalmente por abrasión; mientras que el desgaste de aquéllos de dureza superior a la del cuarzo es afectado por el impacto.

b) Las propiedades físicas, tales como la elasticidad, estructura cristalina y otras similares, afectan el desgaste por impacto a una rata insuficientemente conocida hasta el presente para permitir una apreciación de tales ratas.

c) La dureza de las partículas de la mezcla sujeta a la abrasión, de acuerdo con la escala de Mohs, es un factor mucho menos importante en las ratas de desgaste por abrasión, que la dureza, según el mismo, de las partículas que están sometidas al experimento.

El aparato usado fue el mismo empleado por WENTWORTH en sus experimentos.

Recientemente, A SCHOKLITSCH⁶ hizo un estudio comparativo de la abrasión artificial de guijarros en experimentos de laboratorio por desgaste en un barril rotatorio, con el desgaste natural a lo largo de las corrientes de agua. Su trabajo confirmó la ley de Sternberg sobre la reducción de tamaño.

Usó un barril giratorio de 0.7 metros de diámetro con rotación por medio de un eje central. Las observaciones fueron hechas con un solo guijarro, pero durante el desgaste, el guijarro hacía parte de un conjunto general de guijarros que formaban la carga del barril.

Como complemento de la ley de Sternberg, su trabajo nos dio los siguientes principios bien establecidos:

1. La abrasión de una partícula está controlada en parte por la distribución de tamaño del material con el cual está asociada.

2. El desgaste por impacto es más rápido que el desgaste por abrasión, llegando en algunos casos hasta más de diez veces.

GEORGE A. THIEL⁷ experimentó con un barril rotatorio la resistencia a la abrasión de los granos minerales. Su experimento fue hecho con granos partidos de minerales de cuarzo, microclina, apatita, hornblenda, granate y turmalina, y separados por tamaños. Los fragmentos minerales fueron escogidos de tal manera que pasaran por un cedazo y fueran retenidos por otro, usando cedazos de 16 y 32 mallas.

El experimento se prolongó durante 100 días, pero al final del cuatragésimo, sexogésimo y centésimo días de continuo movimiento, los fragmentos y los residuos fueron lavados, secados y cernidos para ser examinados y medidos. Al final del centésimo día el efecto debía ser equivalente a unas 5.000 millas de recorrido, aproximadamente.

Se llegó a las siguientes conclusiones:

a) El tamaño (peso) cambia de acuerdo con la dureza. Los minerales menos resistentes se desgastan más pronto que los más resistentes.

b) El filo de las esquinas y aristas se redujo notablemente en todos los granos excepto en el cuarzo. Esta conclusión se refiere de una manera especial a la redondez, y significa que ella aumentó en todas las partículas excepto en las de cuarzo.

c) La esfericidad se aumenta por la abrasión. Esto se puede deducir del cuadro de esfericidad que incluye el profesor Thiel en su artículo.

d) La rata de cambio de la esfericidad es directamente proporcional al tamaño.

El aparato usado constaba de un barril giratorio, de acero, con una división en la mitad que formaba dos compartimientos iguales, de tal manera que las dos cargas pudieran ser examinadas al mismo tiempo sin que se contaminaran mutuamente. El barril giraba con una velocidad de 25 revoluciones por minuto, que corresponde a un movimiento aproximado de 1.8 millas por hora.

Recientemente, W. C. KRUMBEIN⁸, estudiando las relaciones entre tamaño, forma y redondez durante el proceso de abrasión, utilizó un grupo seleccionado de fragmentos de caliza que obtuvo de una cantera comercial.

Los fragmentos fueron medidos por medio de cribas, siendo escogidos aquellos que tenían un diámetro comprendido entre 45 y 54 milímetros de diámetro. La esfericidad inicial de los fragmentos era en promedio de 0.65; el de redondez de 0.13, y la media aritmética del peso de los guijarros era de 155 gm. Se efectuó el experimento, con intervalos variables hasta llegar a un total de 20 horas. De los catorce resultados diferentes obtenidos, después de veinte horas de movimiento continuo, se dedujo que el valor medio de la redondez era de 0.64; el de la esfericidad, 0.77, y que el peso promedio de los guijarros era de 60 gm.

Con base en los datos anteriores, pudo dibujar curvas de tamaño, redondez y esfericidad.

La curva de tamaño muestra una pendiente que disminuye continuamente a medida que aumenta la distancia. La curva de redondez se levanta rápidamente, pero tiende a volverse horizontal después de las primeras 4 millas. La curva de esfericidad muestra un cambio muy pequeño, levantándose desde un valor inicial de 0.65 a 0.77 después de 20 millas. La curva

se levanta más rápidamente, pero con moderación, durante el comienzo del experimento.

El experimentador concluye que: a) el tamaño disminuirá continuamente hasta que las partículas por desgaste desaparezcan; b) aunque la redondez y la esfericidad aumentan continuamente, hay una sugestión muy fuerte de que ellas tienden a valores-límites que pueden depender de los valores-iniciales.

Por medio de los "valores medios" ¹ encontró los siguientes "coeficientes" ²:

Coeficiente de tamaño $k_1 = 0.071$

Coeficiente de redondez $k_2 = 2.5$

Coeficiente de cambio de forma $k_3 = 0.25$

Expresando estos coeficientes en forma de relaciones, por comparación encontró que:

$k_2/k_1 = 2.5/0.071 = 35$. Esto significa que el cambio de redondez aumenta 35 veces más rápidamente que el decrecimiento de tamaño.

$k_3/k_1 = 0.25/0.071 = 3.5$. Esto significa que el cambio de esfericidad se efectúa 3.5 veces más rápidamente que el cambio de reducción de tamaño.

$k_2/k_3 = 2.5/0.25 = 10$. Esto significa que la redondez aumenta 10 veces más rápidamente que el cambio de esfericidad.

De la comparación de estas relaciones concluyó:

a) Un aumento apreciable de la redondez puede ocurrir con una disminución esencialmente despreciable en tamaño, pero después de cierto punto las relaciones aparentes entre tamaño y redondez cambian considerablemente.

b) Después de estudiar el experimento de WENTWORTH sobre redondez, comparando el cambio de forma con reducción de tamaño, encontró que la relación hallada por aquél concordaba con su experimento.

Por último, con base en los datos recogidos en su propio experimento, pudo formular una "Teoría Analítica de Abrasión", estableciendo las relaciones entre tamaño, forma y redondez durante la abrasión.

El autor presenta en la tabla siguiente un resumen de los resultados obtenidos en trabajos ejecutados con barriles giratorios, y los cuales pudo constatar.

¹ Valor medio, es el valor inicial más la semidiferencia entre los valores primero y último.

² Coeficientes son los recíprocos de las distancias medias.

CUADRO CUANTITATIVO DE LOS ESTUDIOS DE ABRASION EN BARRILES GIRATORIOS

Investigador	Fecha	Tamaño	Re- donde	Esferi- cidad	NOTAS
Daubree	1879	x			Trabajo experimental con fragmentos. Sus observaciones fueron hechas únicamente por apreciación visual.
Wentworth . . .	1919	x	x		Estudio de laboratorio. Fue el primero que usó propiedades geométricas; experimentó con fragmentos en forma de cubos.
Wentworth . . .	1922	x	x		Trabajo de campo y laboratorio con guijarros de río.
Anderson	1926	x			Trabajos de laboratorio con partículas de arena.
Marshall	1929	x			Trabajo de laboratorio con gravas y partículas de arena.
Wentworth . . .	1931	x	x		Trabajo de campo sobre fragmentos de hulla, comparados con trabajos de laboratorio.
Cozzens	1931	x			Trabajo experimental especialmente con respecto a la rata de desgaste, de acuerdo con la dureza.
Schoklistsch . .	1931	x			Trabajos de laboratorio y de campo con gravas de tamaño fino.
Thiel	1940	x		x	Trabajo experimental con grados de minerales.
Krumbein	1941	x	x	x	Trabajo experimental con fragmentos de caliza.

APARATOS Y PLAN DE TRABAJO

Aparatos

El aparato usado en los experimentos del autor consistió en un barril metálico del tipo de aquellos en los cuales se empaca aceite para motores (caneca) de 18 pulgadas de diámetro y 21 pulgadas de largo. El interior de este barril fue recubierto con madera y tenía una apertura circular en cada extremo, ofreciendo así acceso al interior durante las diferentes ope-

raciones. El diámetro interior del barril era de 16 pulgadas, y la parte exterior tenía dos pestañas o rebordes, usados como guías y para recibir el movimiento. Este barril se montó en dos ejes horizontales, con ruedas de pestaña que coincidían exactamente con los rebordes del barril. Uno de los ejes transmitía movimiento al barril y el otro se usaba únicamente para soporte y guía. El movimiento era transmitido con un eje secundario de cambio de marcha, cuya velocidad se regulaba por medio de poleas de pasos. Las poleas se conectaron entre sí por medio de bandas de caucho en forma de V.

Con el objeto de generar la fuerza mecánica, primero se usó un motor de $\frac{1}{4}$ H. P., 110 A. C., operado a 1.750 r. p. m.; después se usó un motor de corriente trifásica, de $\frac{1}{2}$ H. P. y 1.140 r. p. m.

La velocidad de estos motores fue regulada por medio de las poleas de pasos, de tal manera que el barril siempre operaba a 21 r. p. m. Esta velocidad fue usada durante todo el tiempo del experimento y corresponde a un movimiento de una milla por hora, aproximadamente.

Las cargas hasta de 8 kg, incluyendo varios litros de agua y alguna arena, se pudieron tratar fácilmente en este barril con el motor de $\frac{1}{4}$ H. P.; pero las cargas de 10 kg sólo se pudieron mover con el mismo barril, y el motor de $\frac{1}{2}$ H. P.

Proceso experimental

Con algunas variaciones, pero siguiendo el mismo método, este estudio fue planeado de la misma manera que el trabajo ejecutado por KRUMBEIN. Las cargas de fragmentos usadas en los experimentos, estaban formadas por pedazos de roca caliza obtenidos en una cantera comercial, que aseguraron una alta angularidad.

Para investigar las relaciones mutuas entre tamaño, forma y redondez, se sometió una carga de fragmentos de caliza a la abrasión por intervalos variables de tiempo; después de cada intervalo se tomaron medidas de tamaño, esfericidad y redondez de cada una de las partículas.

Como el método de Wadell para determinar la esfericidad de cada guijarro demanda mucho tiempo, se decidió usar el método de las intersecciones de KRUMBEIN⁹, que reduce el tiempo apreciablemente a pequeña parte del que se necesitaría por el método normal, y, sin embargo, los valores promediados concuerdan con pocas centésimas de diferencia.

Para medir los diámetros de los guijarros se usó un calibrador; calculando relaciones de los diámetros de 2 en 2, y por medio del nomograma donde se interceptan los valores calculados (b/a y c/b) se lee el valor de la esfericidad hasta el segundo decimal. La figura 1 muestra el nomograma usado para computar la esfericidad.

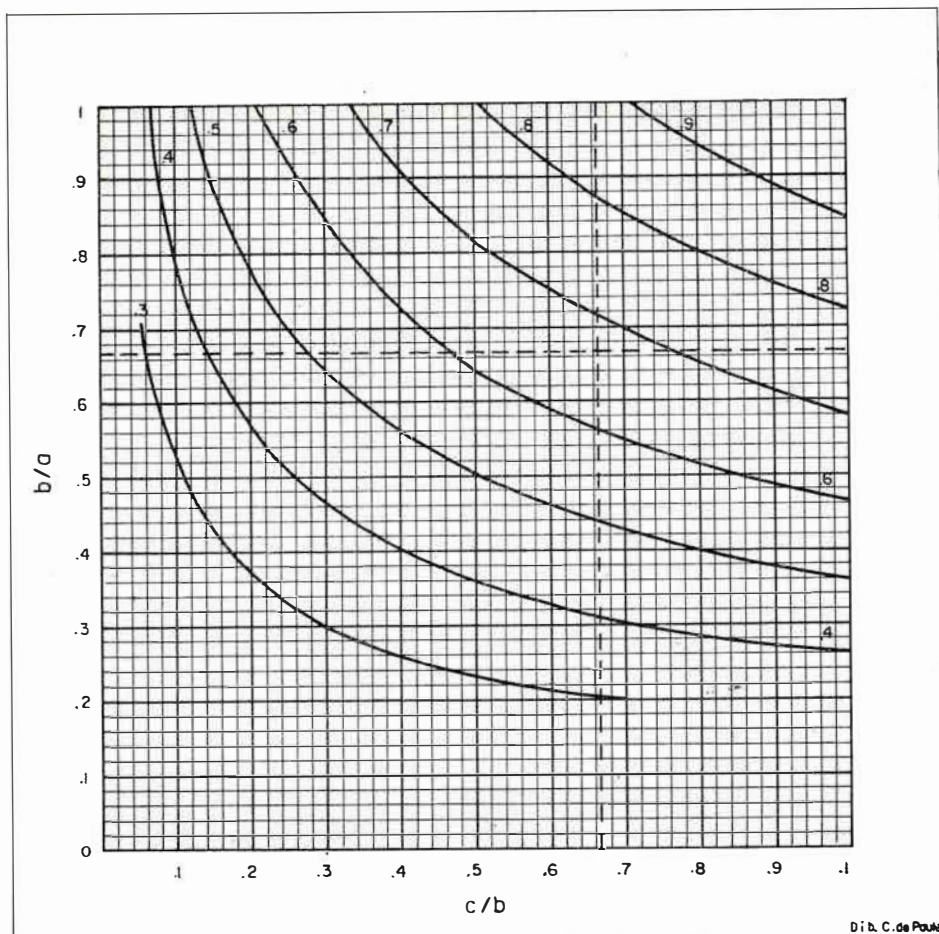


Fig. 1. — Nomograma para determinar la esfericidad.

Para medir la redondez se usó el método visual de KRUMBEIN, que consiste en comparar los guijarros con imágenes de redondez conocida, asignándole un valor a cada una de ellas. La Lámina I muestra las imágenes normales usadas para asignar el valor de redondez. El experimento fue planeado en tres partes diferentes, a saber:

1. Experimento con guijarros de caliza 32 mm de diámetro, libres de partículas de arena.
2. Experimento con guijarros de 16 mm 32 mm y 64 mm de diámetro (cada uno por separado pero con arena).
3. Experimento con guijarros de 16 mm 32 mm y 64 mm de diámetro, reunidos y con arena.

El tamaño de los fragmentos fue seleccionado de acuerdo con el siguiente criterio: Los fragmentos de 16 mm de diámetro deben pasar a través de un cedazo de 19 mm de abertura, pero no a través de uno de 16 mm; los de 32 mm de diámetro deben pasar a través de un cedazo de 38 mm de abertura, pero no a través de uno de 32 mm; los de 64 mm de

diámetro deben pasar a través de un cedazo de 76 mm, pero no a través de uno de 64 mm de abertura.

La carga usada consistió en grupos de 27 fragmentos de caliza de 16 mm de diámetro, la misma cantidad para el diámetro de 32 mm, y solamente un grupo de 9 para el de 64 mm.

El peso promedio inicial, redondez y esfericidad obtenidos se expresan a continuación en el Cuadro 1.

CUADRO 1

PESO, REDONDEZ Y ESFERICIDAD QUE SE OBTUVIERON INICIALMENTE

Experimento	Diámetro en mm	PROMEDIO INICIAL		
		Peso en gramos	Esfericidad	Redondez
Primer experimento	32	37.60	0.75	0.17
	16	6.02	0.69	0.17
Segundo experimento	32	40.77	0.75	0.21
	64	411.83	0.79	0.13
Tercer experimento	16	5.50	0.69	0.15
	32	40.84	0.728	0.18
	64	385.80	0.76	0.15

Las fotografías de las figuras 2, 3 y 4, para los tres grupos de guijarros, muestran la apariencia original de los fragmentos sometidos al experimento y su aspecto en diferentes grados de abrasión.

Para cada experimento los fragmentos fueron colocados en el barril giratorio con agua suficiente para conservarlos sumergidos durante la operación; en el segundo y tercer experimento se usó también arena, poniendo el barril en movimiento por 10 minutos. Luego se sacaron los fragmentos y se procedió a lavarlos y secarlos para repetir todas las medidas. Así se continuó el experimento por intervalos de tiempo variables. Cada uno de ellos se prolongó por espacio de 20 horas, a excepción del segundo, el de 32 mm, que se prolongó hasta 40 horas.

Después de cada intervalo del experimento, el material fino que resultaba como producto de la abrasión se colectaba y examinaba cuidadosamente. De estas observaciones se dedujo que siempre se producía lodo. Cuando se experimentó separadamente con los tamaños pequeños, tales como 16 mm y 32 mm de diámetro, se encontraron fragmentos pequeños ("chips") de caliza, principalmente en las fases iniciales. En el último experimento, cuando todos los guijarros de diferente tamaño quedaron reunidos se observó que después de haber transcurrido la mayor parte de las fases del experimento, se encontraban fragmentos de caliza provenientes especialmente de los tamaños más pequeños. Cuando ocurría alguna ruptura, de tal manera que el fragmento desprendido del guijarro fuera relativamente grande en comparación con el tamaño del guijarro del cual provenía, se eliminaba del conjunto y no se tenía en cuenta para los cálculos de peso, redondez y esfericidad, con el objeto de eliminar el efecto de ruptura por impacto.

DATOS EXPERIMENTALES

Observaciones generales

Las figuras 2 a 4 muestran la historia de una carga después de ser transportada a varias distancias. El tamaño relativo de los fragmentos aparece correcto, puesto que tiene la misma escala.

Los cuadros 2, 4, 5, 6, 10, 11 y 12 presentan los datos obtenidos en los tres experimentos suplementarios.

El fragmento de peso medio aritmético fue calculado sumando el peso de cada uno de los que intervinieron en el experimento y dividiendo la suma total por el número de ellos.

El fragmento cuya redondez fuese la media aritmética se obtuvo, estimando la redondez de cada fragmento por el método visual, sumando estas redondeces parciales y luego dividiendo por el número de fragmentos estudiados.

La esfericidad de cada fragmento se midió por el método de las intersecciones, calculándose la media aritmética.

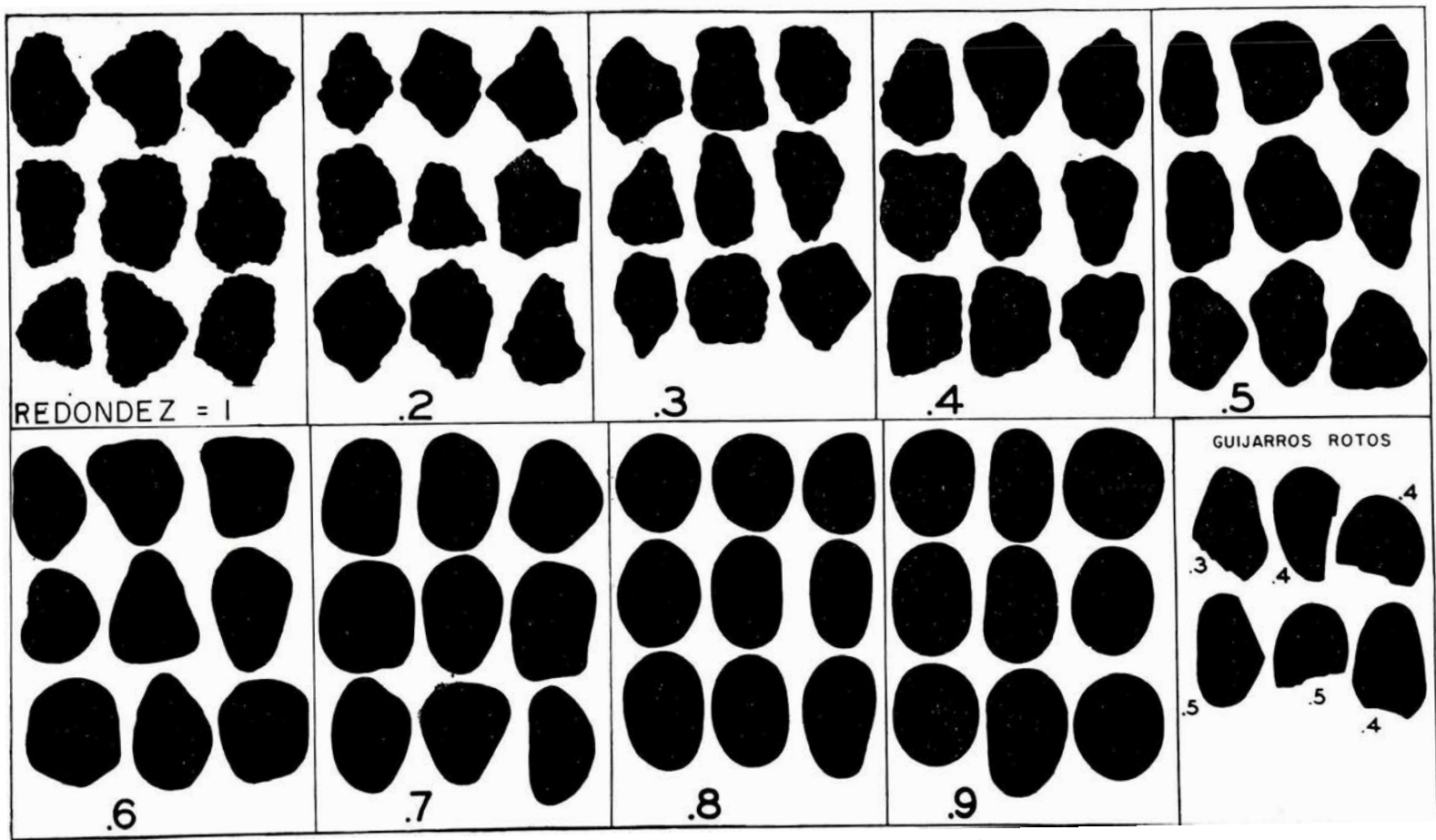
Los cuadros 3, 7, 8, 9, 13, 14 y 15 contienen los datos obtenidos en los tres experimentos suplementarios, sobre la transformación observada de tamaño, redondez y esfericidad.

Se incluye el cuadro 2 para mostrar las dimensiones de cada una de las variables y perímetros en los análisis:

CUADRO 2

DIMENSION DE CANTIDADES

Cantidades	DEFINICION	Dimensiones medibles con respecto a la distancia, una variable independiente
r	Tamaño obtenido expresado en milímetros, masa, etc.	Longitud (masa, etc)
r_0	Tamaño inicial	Longitud (masa, etc)
r/r_0	Relación de tamaño con el inicial	Sin dimensiones
P	Redondez (visual)	Sin dimensiones
P_i	Redondez inicial	Sin dimensiones
P_\bullet	Redondez límite	Sin dimensiones
ψ	Esfericidad (método intersecciones)	Sin dimensiones
ψ_i	Esfericidad inicial	Sin dimensiones
ψ_0	Esfericidad límite	Sin dimensiones



SILUETAS DE GUIJARROS PARA COMPARACION VISUAL DE REDONDEZ

PLANCHA I - CARTA DE REDONDEZ

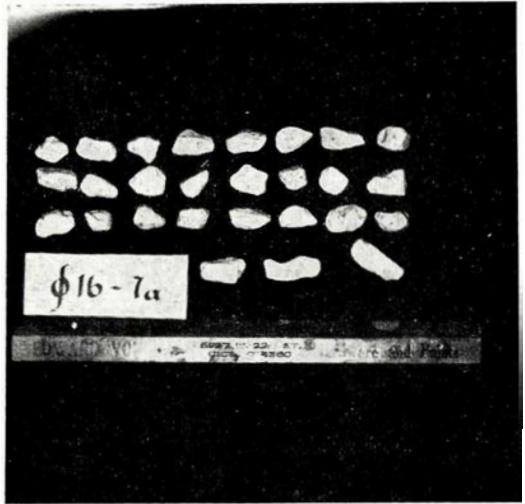
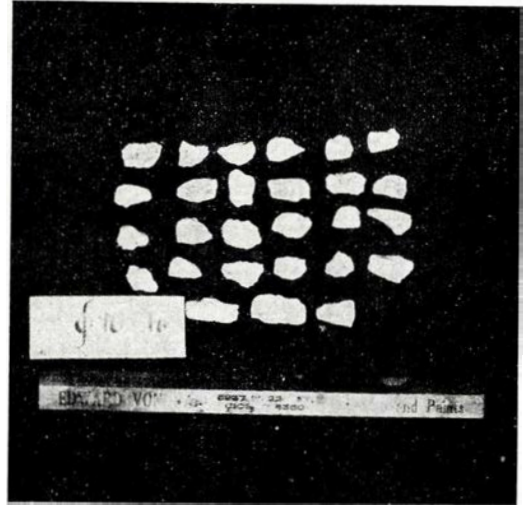


Fig. 2.— Fragmentos de caliza en varios estados de abrasión.
Segundo experimento, 16 mm de diámetro.

Extremo izquierdo superior: Fragmentos originales; *extremo derecho superior:* 0.5 de milla.

Centro, extremo izquierdo: 1 milla; *centro, extremo derecho:* 5 millas.

Extremo izquierdo inferior: 9 millas; *extremo derecho inferior:* 20 millas.

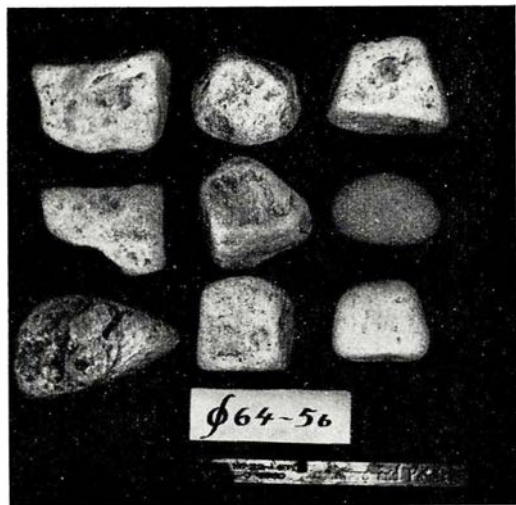
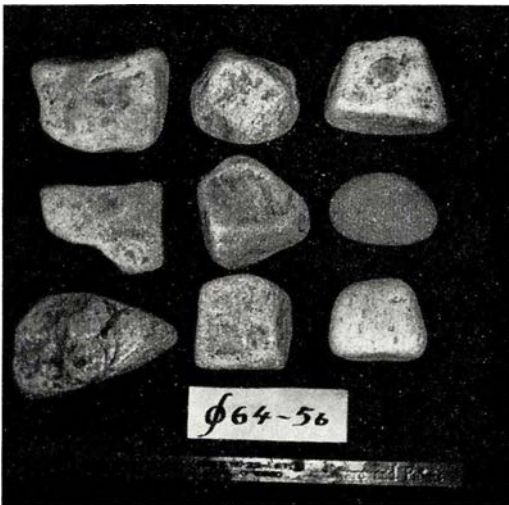
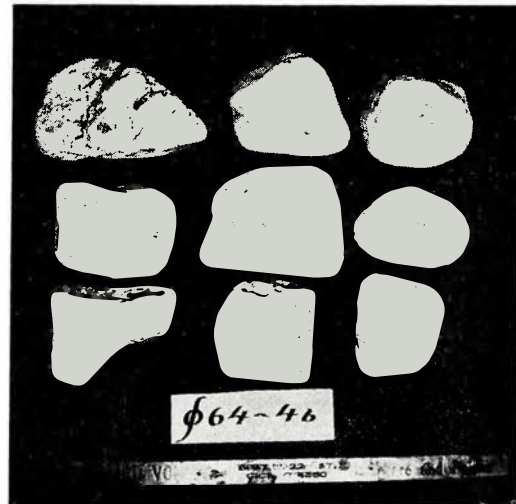
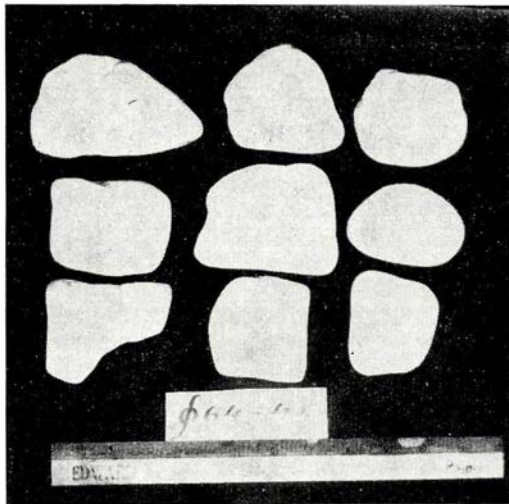
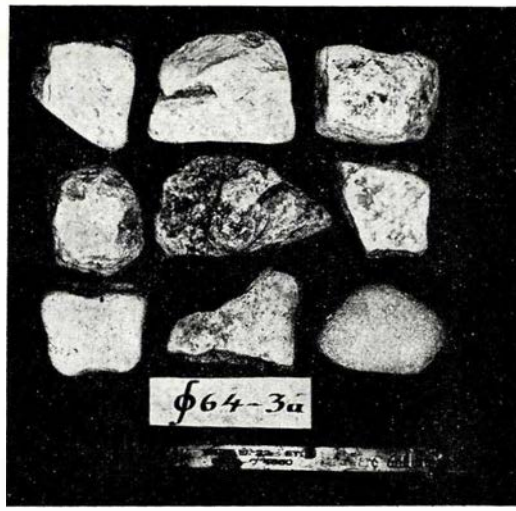
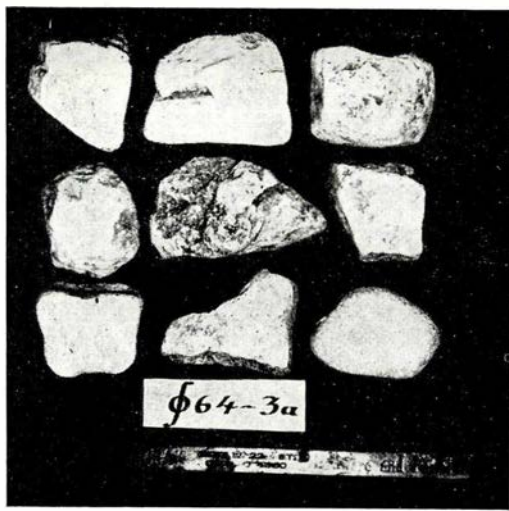


Fig. 3. — Fragmentos de caliza en varios estados de abrasión.
Segundo experimento, 32 mm de diámetro.

Extremo izquierdo superior: Fragmentos originales; *extremo derecho superior:* 0.5 de milla.

Centro, extremo izquierdo: 1 milla; *centro, extremo derecho:* 5 millas.

Extremo izquierdo inferior: 9 millas; *extremo derecho inferior:* 20 millas.

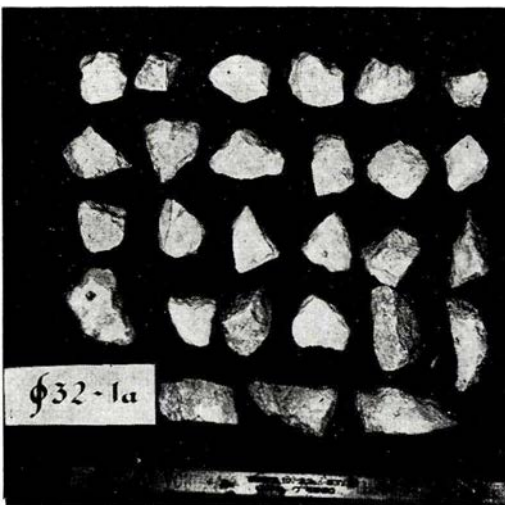
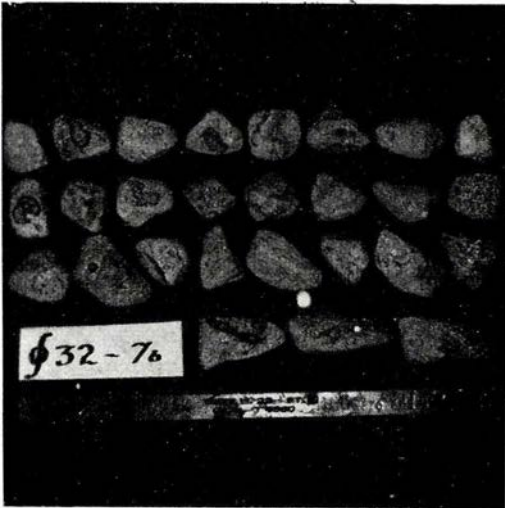
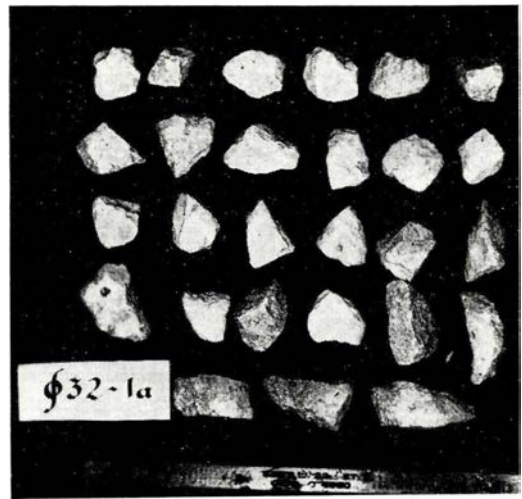
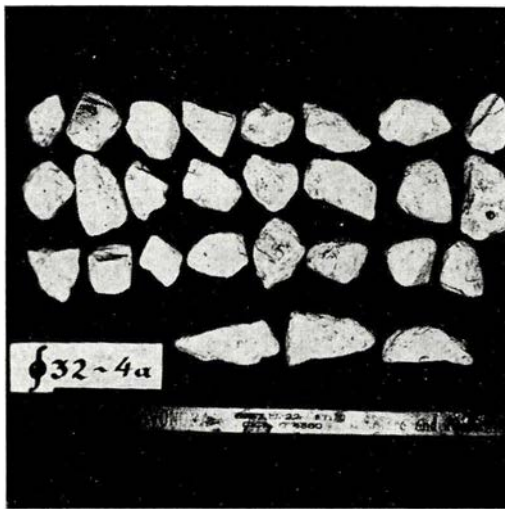


Fig. 4. — Fragmentos de caliza en varios estados de abrasión.
Segundo experimento, 64 mm de diámetro.

Extremo izquierdo superior: Fragmentos originales; *extremo derecho superior:* 0.5 de milla

Centro, extremo izquierdo: 1 milla; *centro, extremo derecho:* 5 millas.

Extremo izquierdo inferior: 9 millas; *extremo derecho inferior:* 20 millas.

Datos observados

Primer experimento. Los resultados obtenidos en este experimento se muestran en el cuadro 3 y gráficamente en la figura 5. La figura 5 muestra que la curva del tamaño medio aritmético pasa rápidamente de un valor alto a uno más bajo y luego la curva indica una pendiente continua de decrecimiento a medida que la distancia aumenta. La curva de redondez se levanta muy rápidamente de su valor inicial hasta un punto en el cual la distancia es aproximadamente de 4 millas. Después de este punto la curva se hace marcadamente horizontal, y hacia el final del experimento la rata de aumento es muy pequeña.

La curva de esfericidad muestra un rápido pero corto aumento al principio, desde su valor inicial hasta haber recorrido casi una milla; después la curva se hace casi horizontal y crece constantemente aunque el crecimiento total es pequeño.

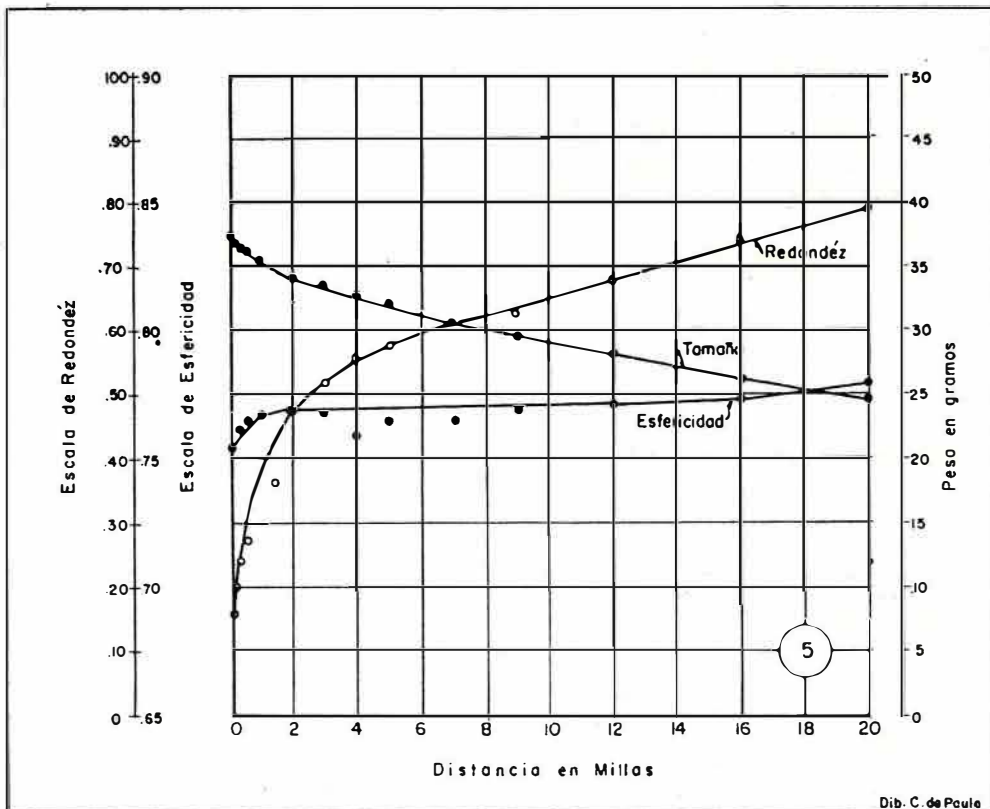


Fig. 5. — Tamaño (peso), redondez y esfericidad de los fragmentos de caliza como funciones de la distancia durante la abrasión, en el primer experimento tamaño 32 mm de diámetro.

KRUMBEIN *, en un estudio anterior nos dio algunos principios sobre curvas exponenciales. Uno de estos principios es el siguiente:

“Si la relación es exponencial, el valor promedio del tamaño, redondez o esfericidad debe aumentar o disminuir en progresión geométrica y proporcionalmente al aumento aritmético de la distancia. El hecho de que una curva aumente o disminuya rápidamente, al comienzo, y después más lentamente, sugiere una relación geométrica pero sería mejor comprobar esto de una manera más exacta que por la simple apreciación visual. Uno de los métodos más simples es llevar sobre un plano de coordenadas los logaritmos de x y y . Si el gráfico que resulta es una línea recta, la relación es cierta”.

De acuerdo con el principio anterior, KRUMBEIN decidió expresar las relaciones r/r_0 para el tamaño, P_0-P/P_0-P para la redondez y relaciones r/r_0 para el tamaño, P_0-P/P_0-P_i para la redondez y $\psi_0-\psi/\psi_0-\psi_i$ para la esfericidad.

Se colocan estos valores en el eje de las abscisas a una escala logarítmica, y la distancia en el eje de las ordenadas a escala aritmética, y si la teoría es exacta o correcta, los datos experimentales transformados deben dar líneas rectas.

La figura 6 muestra los resultados basados en el cuadro 3. Al compilar los datos del cuadro, 37.6 se escogió como r_0 . La redondez inicial, P_i , se tomó 0.17 del cuadro 3, y la redondez límite, P_0 , se tomó como 0.80, que es tan sólo 0.01 más grande que el valor final observado de la redondez. De la misma manera ψ_i se escogió como 0.75, correspondiente a la esfericidad inicial, y ψ_0 se tomó como 0.79, que es tan sólo 0.01 más grande que el mayor valor observado de la esfericidad.

CUADRO 3

VALORES EXPERIMENTALES OBTENIDOS CON FRAGMENTOS DE CALIZA

Primer experimento. Tamaño: 32 mm

Tiempo en minutos	Distancia en millas	Media aritmética del peso en gramos	Media aritmética de la redondez	Media aritmética de la esfericidad
0	0.00	37.6	0.17	0.75
10	0.17	36.8	0.20	0.76
20	0.33	36.5	0.24	0.76
30	0.50	36.0	0.27	0.77
60	1.00	35.6	0.41	0.77
120	2.00	34.0	0.48	0.78
180	3.00	33.8	0.52	0.77
240	4.00	32.9	0.56	0.76
300	5.00	32.2	0.58	0.77
420	7.00	30.9	0.62	0.77
540	9.00	29.9	0.63	0.77
720	12.00	28.2	0.68	0.77
960	16.00	26.3	0.75	0.77
1200	20.00	24.9	0.79	0.79

CUADRO 4

DATOS CALCULADOS DEL TAMAÑO, REDONDEZ Y ESFERICIDAD
EN FRAGMENTOS DE CALIZA

Primer experimento. — Tamaño: 32 mm

Distancia en millas	Tamaño (peso en gramos)	Redondez			Esfericidad		
		P	$P_0 - P$	$\frac{P_0 - P}{P_0 - P_1}$	ψ	$\psi_0 - \psi$	$\frac{\psi_0 - \psi}{\psi_0 - \psi_1}$
S	r/r_0						
0.00	1.00	0.17	0.63	1.00	0.75	0.04	1.00
0.17	0.98	0.20	0.60	0.95	0.75	0.04	1.00
0.33	0.97	0.24	0.56	0.89	0.76	0.03	0.75
0.50	0.96	0.27	0.53	0.84	0.76	0.03	0.75
1.00	0.95	0.41	0.39	0.62	0.76	0.03	0.75
2.00	0.90	0.48	0.32	0.51	0.77	0.02	0.50
3.00	0.89	0.52	0.28	0.44	0.77	0.02	0.50
4.00	0.87	0.56	0.24	0.38	0.76	0.03	0.75
5.00	0.86	0.58	0.22	0.35	0.76	0.03	0.75
7.00	0.82	0.62	0.18	0.28	0.76	0.03	0.75
9.00	0.79	0.63	0.17	0.27	0.77	0.03	0.75
12.00	0.75	0.68	0.12	0.19	0.77	0.02	0.50
16.00	0.70	0.75	0.05	0.075	0.77	0.02	0.50
20.00	0.66	0.79	0.01	0.015	0.78	0.01	0.25

Fácilmente se observa que los puntos marcados en la figura 6 no coinciden con la línea recta en toda su extensión. El tamaño y la redondez muestran al comienzo una separación inicial de la línea recta, pero el tamaño, después de la primera milla, coincide con la teoría; la redondez muestra una marcada separación en las primeras tres millas, pero luego se le puede considerar como una línea recta. La esfericidad no da de ninguna manera una recta, sino una línea en forma de zig-zag. Se debe anotar que el cambio de orientación de la esfericidad es muy pequeño e irregular y quizás ligeramente mayor que el error experimental de medida.

Segundo experimento. Los cuadros siguientes indican los resultados obtenidos en este experimento: cuadro 5, guijarros de 16 mm de diámetro; cuadro 6, guijarros de 32 mm de diámetro, y cuadro 7, guijarros de 64 mm de diámetro.

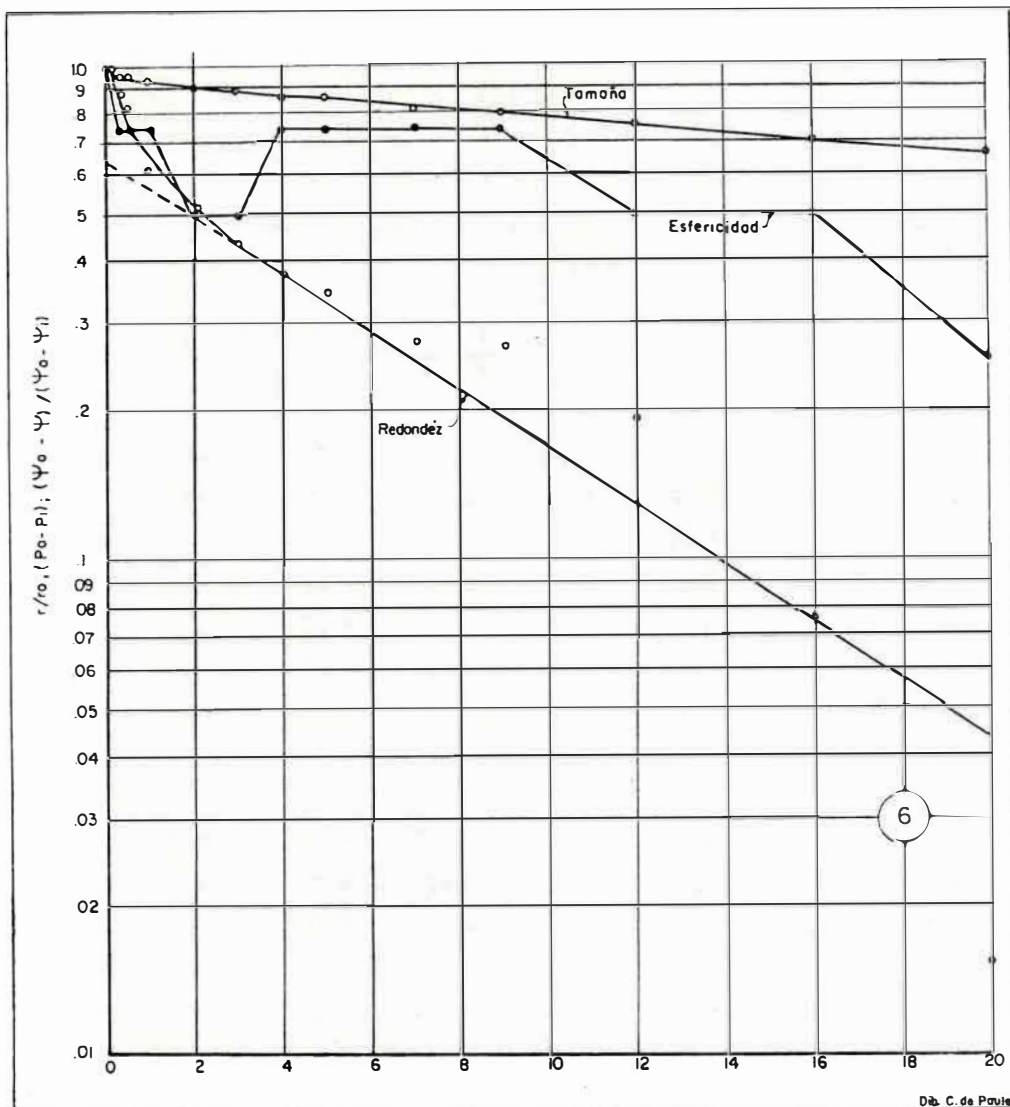


Fig. 6. — Prueba gráfica de la teoría de abrasión. Primer experimento.

La figura 7 muestra los resultados gráficos del segundo experimento, para guijarros de 16 mm de diámetro basado en los datos del Cuadro 5.

La curva del tamaño medio aritmético tiene las mismas características que la curva de redondez en la figura 5, para el primer experimento, pero la rata de decrecimiento es más pequeña.

La curva de redondez aumenta de la misma manera que la curva equivalente del primer experimento, pero muestra una especie de mínimo a la distancia de tres millas, en la cual los fragmentos pequeños de caliza fueron más numerosos. Por lo tanto, se concluye que esto era un producto de la fractura, y de aquí que los dos puntos se hayan unido para obtener una curva más regular. El cambio en la curva de esfericidad es muy pequeño, irregular y quizás apenas ligeramente mayor que el error experimental de medidas.

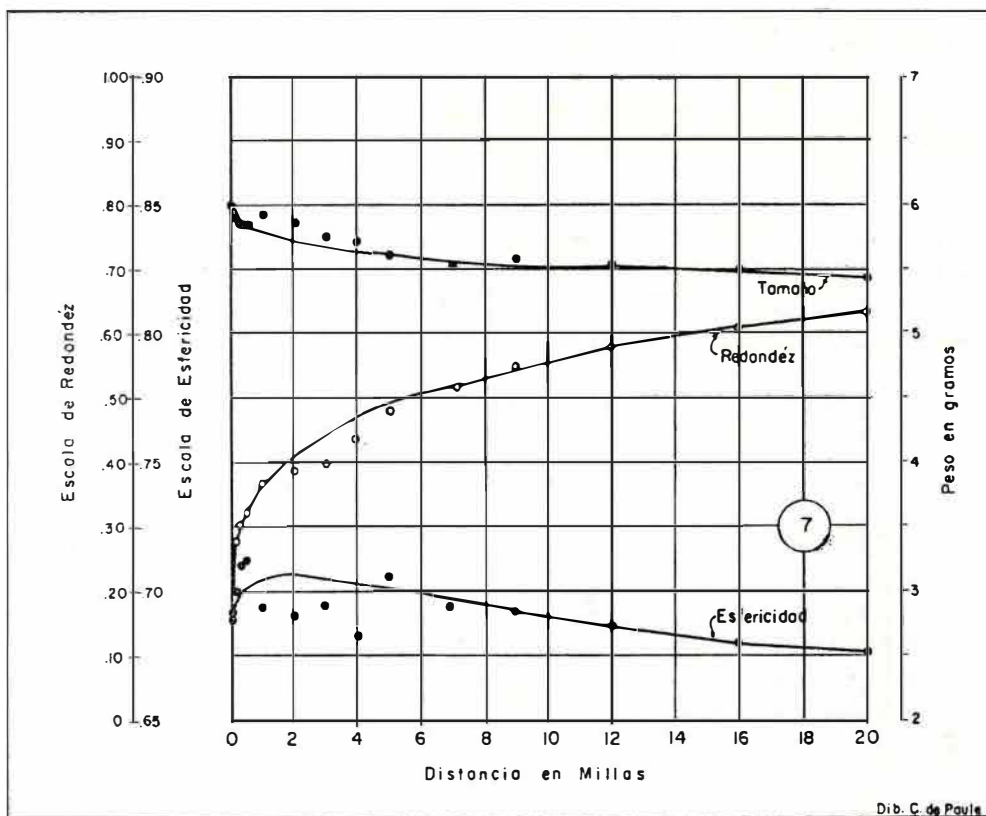


Fig. 7. — El tamaño (peso), la redondez y la esfericidad de los fragmentos de caliza como funciones de la distancia durante la abrasión. Segundo experimento; tamaño: 16 mm de diámetro.

En este experimento se encuentran las mismas relaciones para el tamaño, la redondez y la esfericidad, y los valores fueron dibujados sobre ejes coordenados, con un eje en escala logarítmica y el otro en escala aritmética.

Los valores calculados y transformados en la forma dicha se muestran en el cuadro 8. Al compilar el cuadro se tomó 6.02 como r_0 . La redondez inicial, P_i , fue tomada como 0.17 del cuadro 5, la redondez límite se tomó como 0.65 que es tan sólo 0.01 mayor que el último valor observado para la redondez. De la misma manera ψ_i se escogió como 0.69, para corresponder a la esfericidad inicial, y ψ_0 se tomó como 0.72, que es 0.01 mayor que el valor máximo observado de la esfericidad.

En esta primera prueba suplementaria del segundo experimento, también se observa fácilmente que los puntos no caen sobre líneas rectas, como se puede ver en la figura 8, que muestra los resultados con base en el cuadro 8.

Así como en el primer experimento, otra vez el tamaño y la redondez se apartan al principio de la línea recta, pero la línea del tamaño, después de la media milla, concuerda con la teoría. La redondez muestra una marcada separación en las dos primeras millas, después de las cuales es posible considerarla como línea recta. La esfericidad no da una línea recta, sino una línea en forma de zig-zag, como en el primer experimento. El

cambio en la dirección de la esfericidad es muy pequeño, irregular y probablemente no mayor que el error experimental de medida, si lo hubiere.

La figura 9 muestra los resultados del segundo experimento para guijarros de 32 mm de diámetro, con base en el cuadro 6. Las curvas de tamaño, redondez y esfericidad presentan las mismas características que en la figura 7 de esta prueba para guijarros de 16 mm de diámetro.

Se debe anotar que este experimento se prolongó por 40 horas, y que las partes de curvas comprendidas entre las 20 y 40 millas no presentan ninguna anomalía, sino que parecen ser una continuación de la curva. En otras palabras, si esta decrece hasta las veinte millas, ella seguirá en disminución hasta el final. Lo mismo se puede decir cuando la curva crece.

En este experimento, mejor que en cualquier otro, puede observarse que debido a la rata muy pequeña de aumento en la redondez, y a la muy

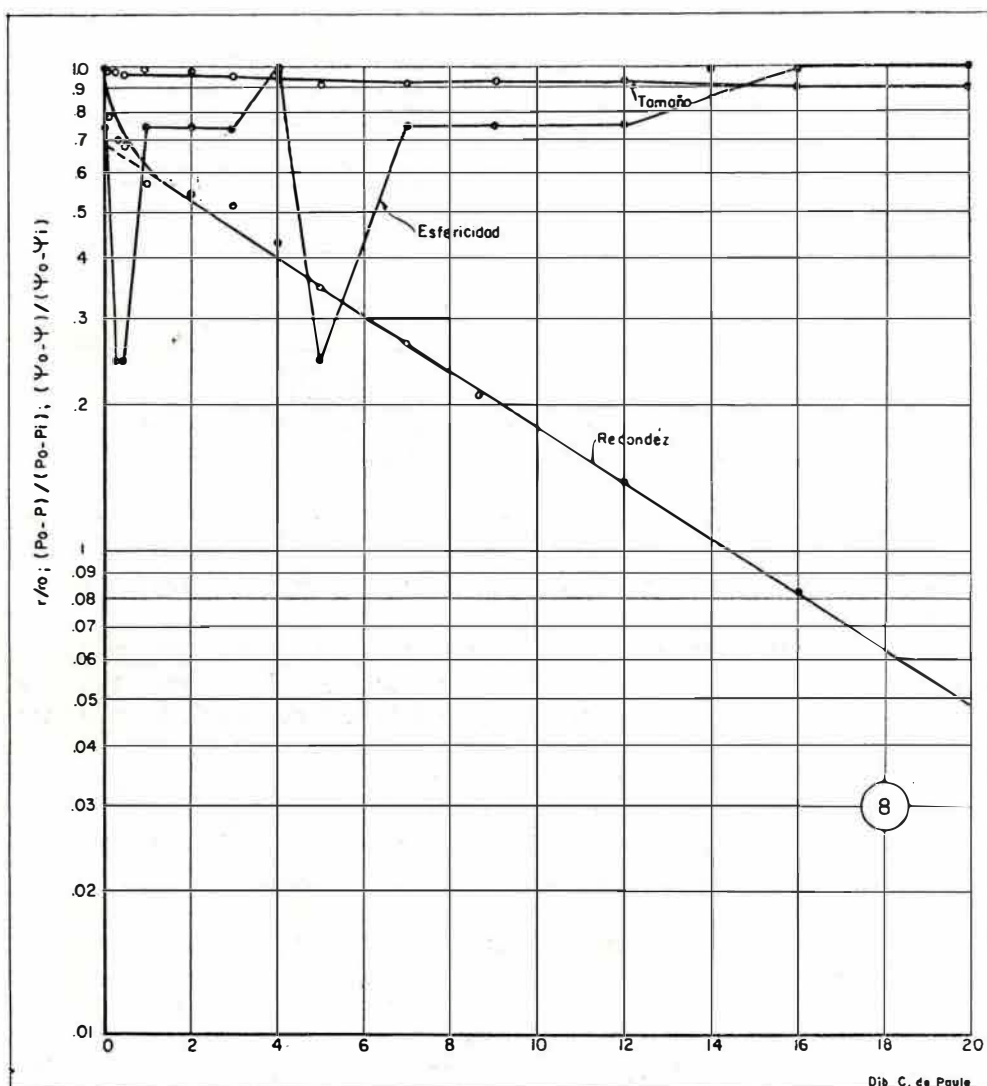


Fig. 8. — Prueba gráfica de la teoría de abrasión. Segundo experimento: guijarros de 16 mm de diámetro.

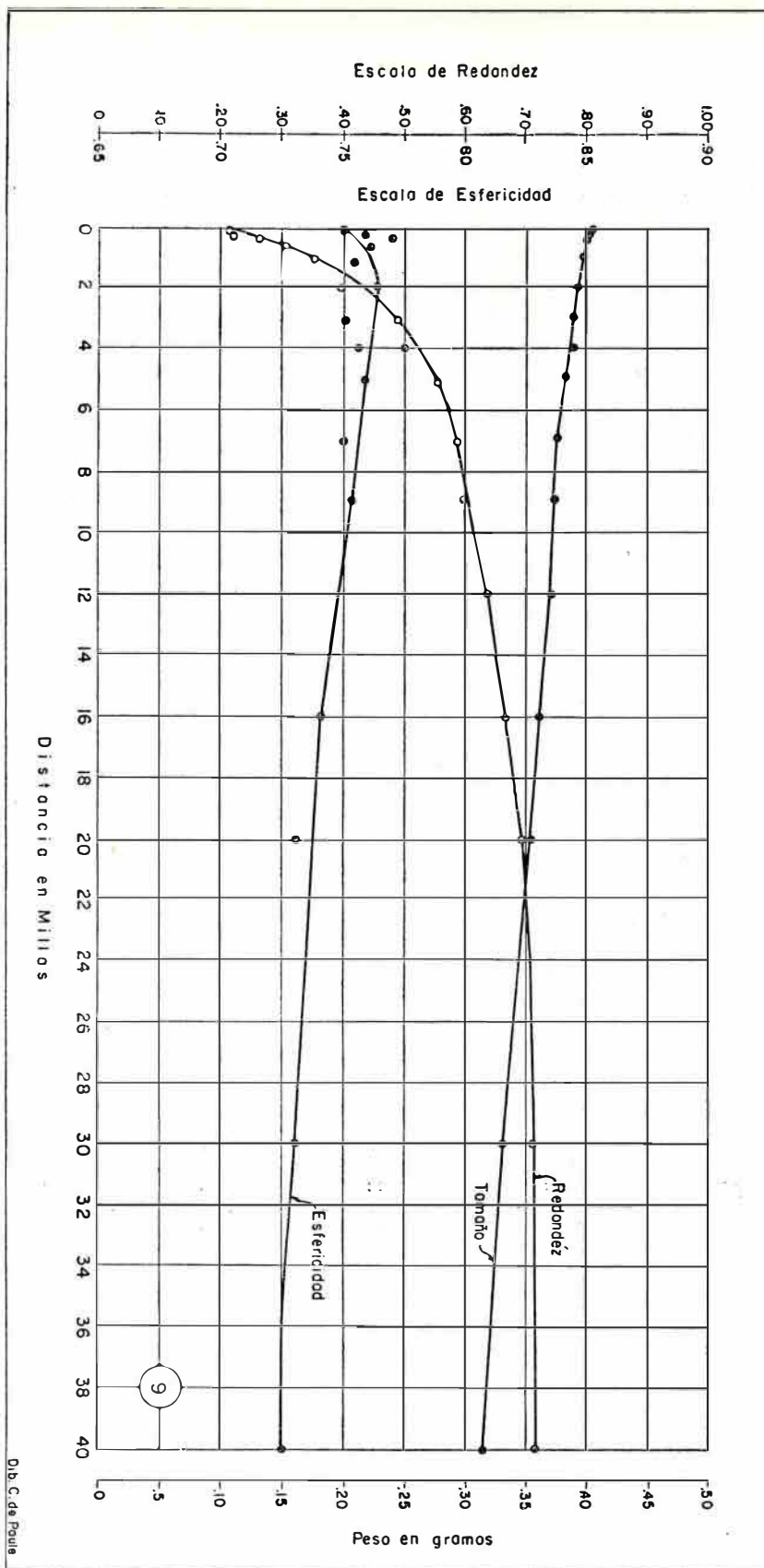


Fig. 9.— Tamaño (peso), redondez y esfericidad de los fragmentos de caliza como funciones de la distancia durante la abrasión. Segundo experimento: tamaño de los guijarros, 32 mm de diámetro.

pequeña de disminución de la esfericidad, las curvas parecen tender hacia las asíntotas. La redondez da la sensación de que se aproxima a una asíntota ligeramente mayor de 0.72 y la esfericidad se aproxima a una asíntota que pasa por una ordenada ligeramente debajo de 0.72, cuando su valor inicial fue tomado del orden de 0.75.

Para este experimento suplementario con guijarros de 32 mm de diámetro se calcularon las mismas relaciones de tamaño, redondez y esfericidad transformados. Los resultados se dan en el cuadro 9, y la interpretación gráfica en la figura 10. Al compilar el cuadro, 40.77 fue el valor tomado para r_0 . La redondez inicial, P_i , fue tomada como 0.21 del cuadro 6; la redondez límite, P_0 , fue escogida como 0.71, que es tan sólo 0.01 mayor que el valor final observado de la redondez. Con respecto a la esfericidad, ψ_i fue escogido como 0.75, que corresponde a la esfericidad inicial, y ψ_0 se tomó como 0.78, que es 0.01 mayor que el máximo valor observado de la esfericidad y que corresponde a la esfericidad límite.

En este experimento suplementario, usando los guijarros de 32 mm de la segunda operación de observación, se puede ver que la representación gráfica es casi perfecta, especialmente para la línea de tamaño, aunque no todos los puntos caen sobre la línea recta, como se puede notar en la figura 10. La línea de tamaño indica que se aparta al principio de la recta en los valores iniciales, pero de la media milla en adelante hasta el final, está completamente de acuerdo con la teoría.

CUADRO 5

VALORES EXPERIMENTALES EN FRAGMENTOS DE CALIZA

Segundo experimento. Tamaño: 16 mm

Tiempo en minutos	Distancia en millas	Media aritmética del peso en gramos	Media aritmética de la redondez	Media aritmética de la esfericidad
0	0.00	6.02	0.17	0.69
10	0.17	5.90	0.27	0.70
20	0.33	5.88	0.30	0.71
30	0.50	5.87	0.32	0.71
60	1.00	5.95	0.37	0.69
120	2.00	5.86	0.39	0.69
180	3.00	5.78	0.40	0.70
240	4.00	5.73	0.44	0.68
300	5.00	5.61	0.48	0.71
420	7.00	5.57	0.52	0.70
540	9.00	5.62	0.55	0.69
720	12.00	5.58	0.58	0.69
960	16.00	5.52	0.61	0.68
1200	20.00	5.48	0.64	0.68

CUADRO 6

VALORES EXPERIMENTALES EN FRAGMENTOS DE CALIZA

Segundo experimento. Tamaño: 32 mm

Tiempo en minutos	Distancia en millas	Media aritmética del peso en gramos	Media aritmética de la redondez	Media aritmética de la esfericidad
0	0.00	40.7	0.21	0.75
10	0.17	40.4	0.22	0.76
20	0.33	40.3	0.27	0.77
30	0.50	40.2	0.31	0.76
60	1.00	39.9	0.36	0.75
120	2.00	39.4	0.46	0.75
180	3.00	39.0	0.49	0.75
240	4.00	39.1	0.50	0.76
300	5.00	38.5	0.56	0.76
420	7.00	37.9	0.59	0.75
540	9.00	37.6	0.60	0.75
720	12.00	37.0	0.64	0.75
960	16.00	36.0	0.67	0.74
1200	20.00	35.5	0.70	0.73
1800	30.00	33.3	0.71	0.73
2400	40.00	31.6	0.72	0.72

CUADRO 7

VALORES EXPERIMENTALES EN FRAGMENTOS DE CALIZA

Segundo experimento. Tamaño: 64 mm

Tiempo en minutos	Distancia en millas	Media aritmética del peso en gramos	Media aritmética de la redondez	Media aritmética de la esfericidad
0	0.00	411.8	0.13	0.79
10	0.17	407.4	0.29	0.79
20	0.33	404.8	0.38	0.79
30	0.50	401.5	0.43	0.78
60	1.00	392.6	0.46	0.82
120	2.00	379.9	0.52	0.81
180	3.00	369.2	0.60	0.79
240	4.00	360.8	0.66	0.79
300	5.00	353.8	0.70	0.78
420	7.00	339.4	0.72	0.77
540	9.00	331.6	0.73	0.78
720	12.00	321.1	0.77	0.76
960	16.00	306.9	0.79	0.76
1200	20.00	295.6	0.81	0.76

CUADRO 8

DATOS DEL TAMAÑO, REDONDEZ Y ESFERICIDAD CALCULADOS
EN FRAGMENTOS DE CALIZA

Segundo experimento. Tamaño: 16 mm

Distancia en millas	Tamaño (peso en gramos)	Redondez			Esfericidad		
		P	$P_0 - P$	$\frac{P_0 - P}{P_0 - P_1}$	ψ	$\psi_0 - \psi$	$\frac{\psi_0 - \psi}{\psi_0 - \psi_1}$
S	r/r_0						
0.00	1.00	0.17	0.48	1.00	0.69	0.03	0.75
0.17	0.98	0.27	0.38	0.79	0.70	0.02	0.50
0.33	0.97	0.31	0.34	0.71	0.71	0.01	0.25
0.50	0.97	0.32	0.33	0.69	0.71	0.01	0.25
1.00	0.99	0.37	0.28	0.58	0.69	0.03	0.75
2.00	0.97	0.39	0.26	0.54	0.69	0.03	0.75
3.00	0.96	0.40	0.25	0.52	0.69	0.03	0.75
4.00	0.95	0.44	0.21	0.44	0.68	0.04	1.00
5.00	0.93	0.48	0.17	0.35	0.71	0.01	0.25
7.00	0.92	0.52	0.13	0.27	0.69	0.03	0.75
9.00	0.93	0.55	0.10	0.21	0.69	0.03	0.75
12.00	0.92	0.58	0.07	0.14	0.69	0.03	0.75
16.00	0.92	0.61	0.04	0.083	0.68	0.04	1.00
20.00	0.91	0.64	0.01	0.020	0.68	0.04	1.00

CUADRO 9

DATOS DEL TAMAÑO, REDONDEZ Y ESFERICIDAD CALCULADOS
EN FRAGMENTOS DE CALIZA

Segundo experimento. Tamaño: 32 mm

Distancia en millas	Tamaño (peso en gramos)	Redondez			Esfericidad		
		P	$P_0 - P$	$\frac{P_0 - P}{P_0 - P_1}$	ψ	$\psi_0 - \psi$	$\frac{\psi_0 - \psi}{\psi_0 - \psi_1}$
S	r/r_0						
0.00	1.00	0.21	0.50	1.00	0.75	0.03	0.60
0.17	0.99	0.22	0.49	0.98	0.76	0.02	0.40
0.33	0.99	0.27	0.44	0.88	0.79	0.01	0.20
0.50	0.98	0.31	0.40	0.80	0.76	0.02	0.40
1.00	0.97	0.36	0.35	0.70	0.75	0.03	0.60
2.00	0.96	0.46	0.25	0.50	0.75	0.03	0.60
3.00	0.95	0.49	0.22	0.44	0.75	0.03	0.60
4.00	0.96	0.50	0.21	0.42	0.76	0.02	0.40
5.00	0.94	0.56	0.15	0.30	0.76	0.02	0.40
7.00	0.93	0.59	0.12	0.24	0.75	0.03	0.60
9.00	0.92	0.60	0.11	0.22	0.75	0.03	0.60
12.00	0.90	0.64	0.07	0.14	0.75	0.03	0.66
16.00	0.88	0.67	0.04	0.08	0.74	0.04	0.80
20.00	0.87	0.70	0.01	0.02	0.73	0.05	1.00

La curva de redondez se aparta notablemente en las dos primeras millas, después de las cuales se la puede considerar como una línea recta. Como en los experimentos anteriores, el cambio en la curva de esfericidad es lento, irregular, y probablemente no mayor, que el error experimental de medida, si acaso lo hubiere. La esfericidad no da una línea recta, sino una línea en zig-zag.

El cuadro 7 presenta los valores experimentales, y la figura 11 indica gráficamente los resultados del segundo experimento hecho en guijarros de 64 mm de diámetro. Las curvas de tamaño y redondez muestran las mismas características que las correspondientes de la figura 7, en el segundo experimento, y, por lo tanto, se puede hacer la misma descripción de éstas que de aquéllas.

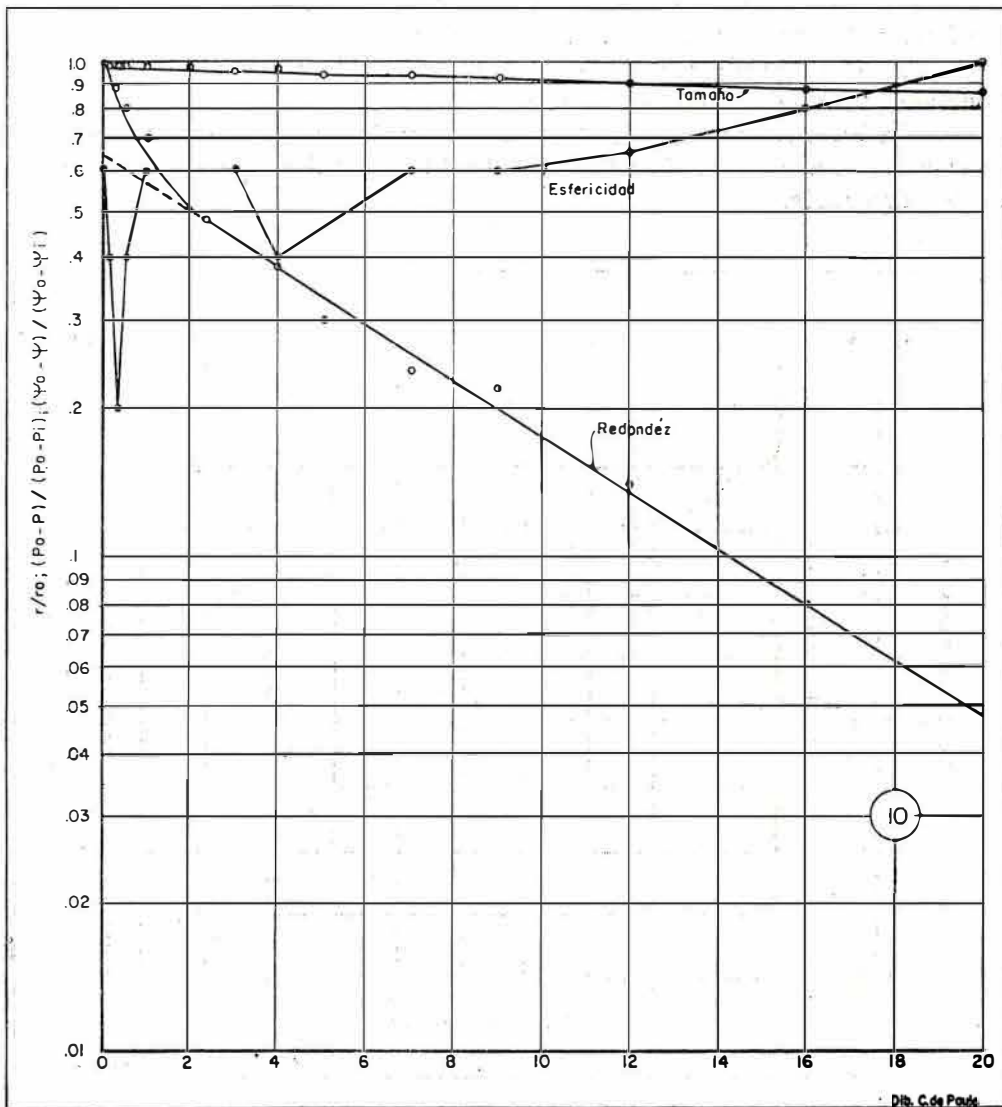


Fig. 10. — Prueba gráfica de la teoría de abrasión.
Segundo experimento: 32 mm de diámetro.

Pero se debe anotar que la curva de redondez no parece acercarse a su asíntota, sino que aumenta continuamente a pesar de que la rata de aumento disminuye, al final. El cambio de la curva de esfericidad es muy pequeño, irregular, y probablemente no mayor que el error experimental de medida, si lo hubiere.

En esta prueba suplementaria se encontraron las mismas relaciones anteriores, de tamaño, redondez y esfericidad calculados, sacados de los datos experimentales; sus resultados se dan en el cuadro 10, y la interpretación gráfica en la figura 12.

Al compilar el cuadro 10, r_0 se tomó como 411.83; P_i , redondez inicial, como 0.13 del cuadro 6; P_0 , redondez límite, como 0.82, que es 0.01 mayor que el valor final de la redondez observada. Se tomó ψ_i , igual a 0.79, que corresponde al valor inicial de la esfericidad; ψ_0 , como 0.82, que es 0.01 mayor que el máximo de los valores observados de la esfericidad correspondiente a la esfericidad límite.

Como se puede ver en la figura 12, no todos los puntos para el tamaño y redondez caen en líneas rectas.

La línea de tamaño muestra una separación de la línea recta en sus valores iniciales, pero de una milla hasta el final se puede considerar como una recta.

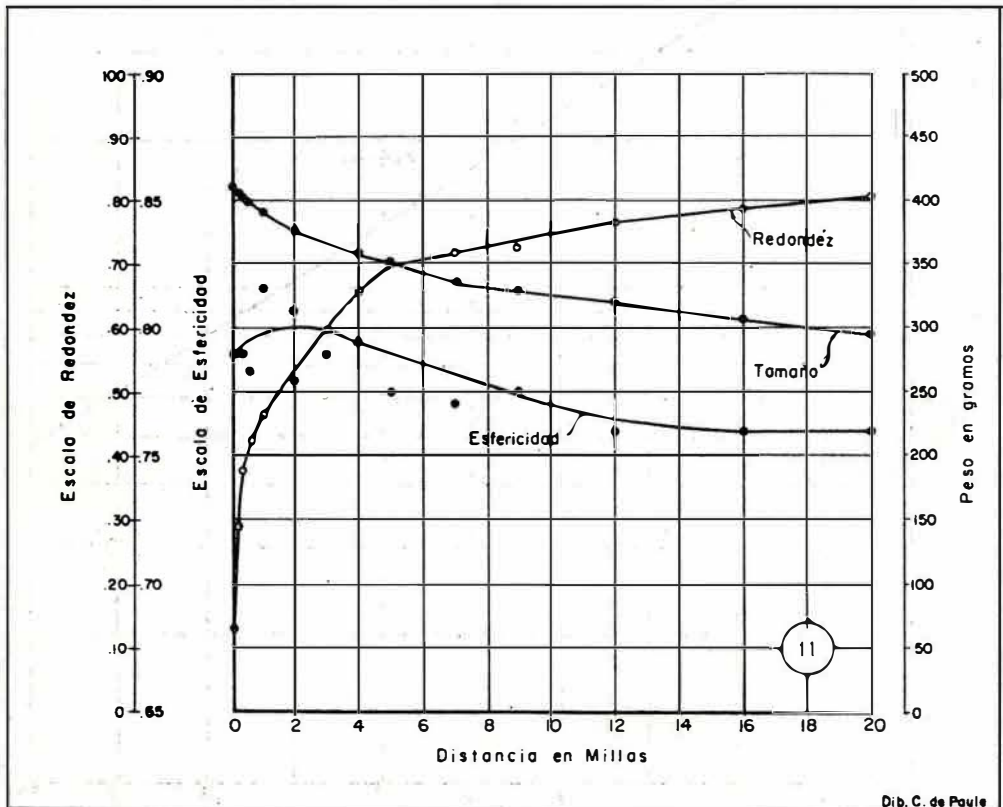


Fig. 11 — Tamaño (peso), redondez y esfericidad de los fragmentos de caliza como funciones de la distancia durante la abrasión. Segundo experimento, tamaño de los guijarros: 64 mm de diámetro.

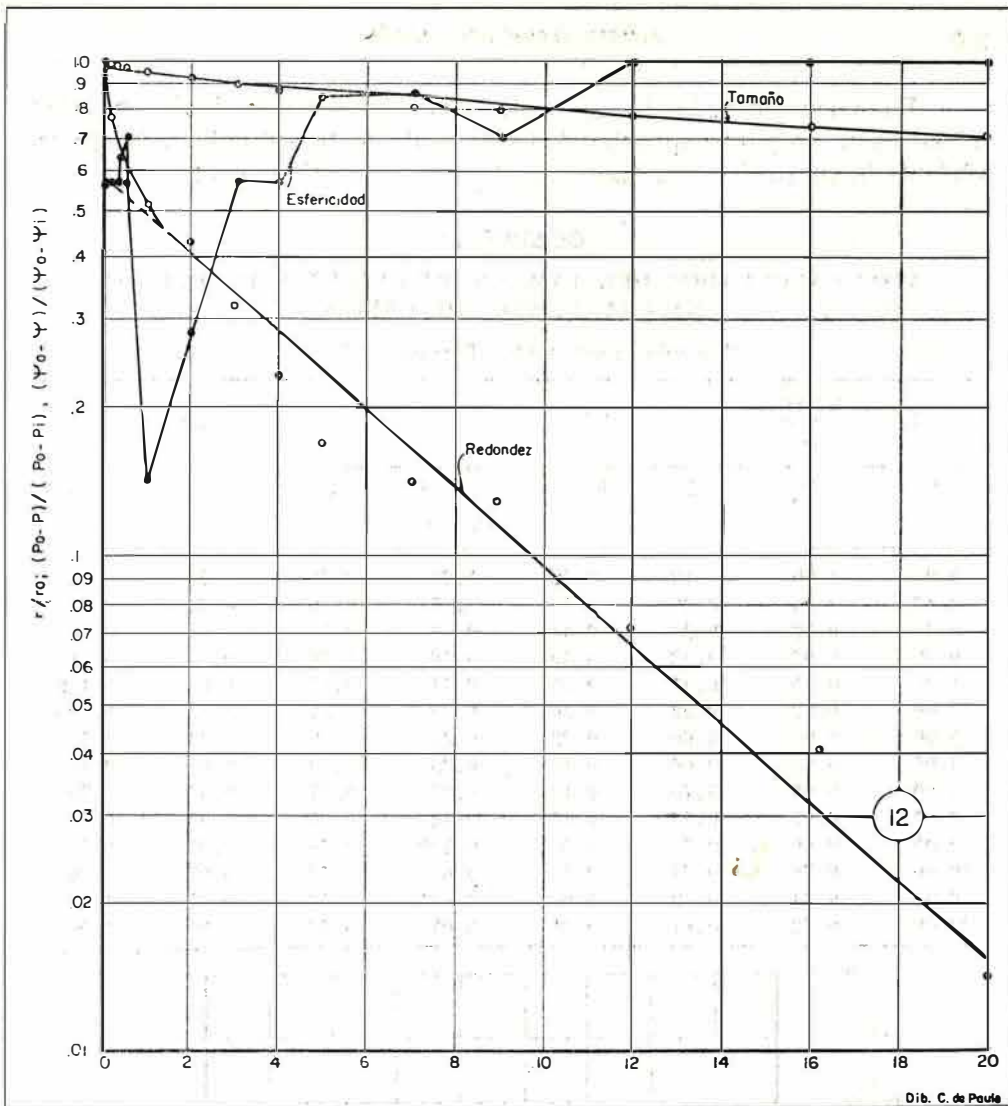


Fig. 12. — Prueba gráfica de la teoría de abrasión.
Segundo experimento: 64 mm de diámetro.

La curva de redondez muestra una separación inicial hasta la primera milla y media, pero de este punto en adelante se le puede considerar como una recta según se desprende de lo observado en la figura 12. La esfericidad no da una línea recta sino una en forma de zig-zag. El cambio en la esfericidad es muy pequeño, irregular y probablemente menor que el error experimental de medida, si lo hubiere.

Tercer experimento. Los cuadros siguientes muestran los resultados obtenidos en esta serie de pruebas: cuadro 11, guijarros de 16 mm de diámetro; cuadro 12, guijarros de 32 mm de diámetro; y cuadro 13, guijarros de 64 mm de diámetro.

La figura 13 muestra los resultados gráficos en el tercer experimento con guijarros de 16 mm de diámetro, basados en el cuadro 11. La media aritmética del tamaño pasa muy rápidamente de un valor alto a uno bajo al comienzo y después de la curva principia a decrecer a medida que la distancia aumenta.

Se debe anotar que entre 16 y 20 millas de distancia la rata de decrecimiento es muy pequeña.

La curva de redondez aumenta muy rápidamente desde su valor inicial hasta un punto aproximadamente equivalente a 6 millas; de allí en adelante la curva tiende a hacerse recta y crece continuamente.

CUADRO 10
 DATOS CALCULADOS DEL TAMAÑO, REDONDEZ Y ESFERICIDAD
 EN FRAGMENTOS DE CALIZA

Segundo experimento. Tamaño: 64 mm

Distancia en millas	Tamaño (peso en gramos)	Redondez			Esfericidad		
		P	$P_0 - P$	$\frac{P_0 - P}{P_0 - P_1}$	ψ	$\psi_0 - \psi$	$\frac{\psi_0 - \psi}{\psi_0 - \psi_1}$
S	r/r_0						
0.00	1.00	0.13	0.69	1.00	0.79	0.04	0.57
0.17	0.99	0.20	0.53	0.77	0.79	0.04	0.57
0.33	0.98	0.38	0.44	0.64	0.79	0.04	0.57
0.50	0.97	0.43	0.39	0.56	0.78	0.05	0.71
1.00	0.95	0.47	0.35	0.51	0.82	0.01	0.142
2.00	0.92	0.52	0.30	0.43	0.81	0.02	0.285
3.00	0.90	0.60	0.22	0.32	0.79	0.04	0.57
4.00	0.88	0.66	0.16	0.23	0.79	0.04	0.57
5.00	0.86	0.70	0.12	0.17	0.77	0.06	0.86
7.00	0.82	0.72	0.10	0.144	0.77	0.06	0.86
9.00	0.80	0.73	0.09	0.130	0.78	0.05	0.71
12.00	0.78	0.77	0.05	0.072	0.76	0.07	1.00
16.00	0.74	0.79	0.03	0.041	0.76	0.07	1.00
20.00	0.72	0.81	0.01	0.014	0.76	0.07	1.00

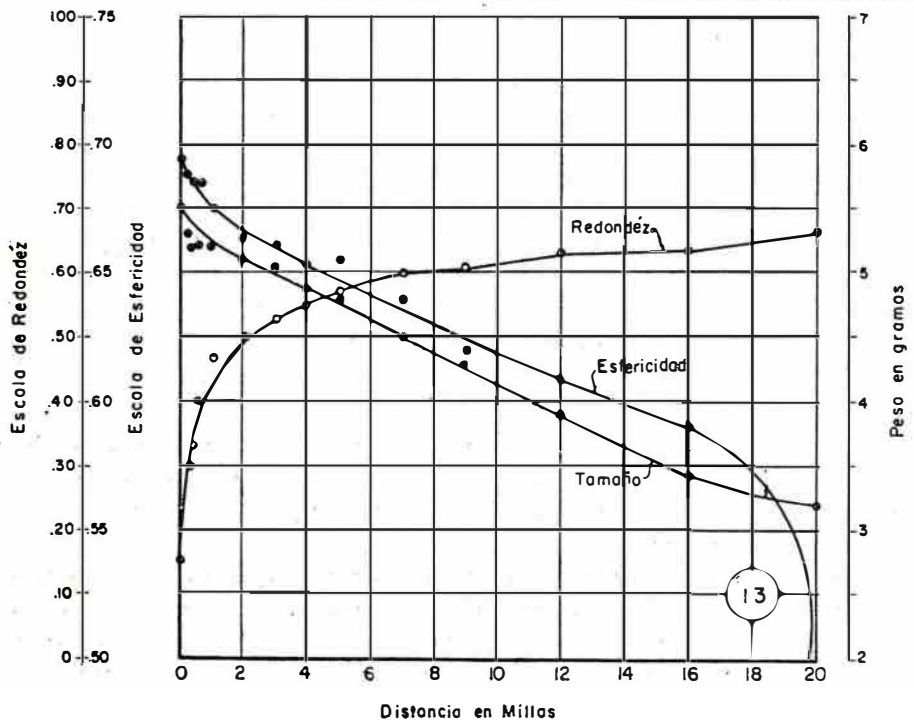


Fig. 13. — Tamaño (peso), redondez y esfericidad de los fragmentos de caliza como funciones de la distancia durante la abrasión, en el tercer experimento, 16 mm de diámetro.

CUADRO 11

VALORES EXPERIMENTALES EN FRAGMENTOS DE CALIZA

Tercer experimento. Tamaño: 16 mm

Tiempo en minutos	Distancia en millas	Media aritmética del peso en gramos	Media aritmética de la redondez	Media aritmética de la esfericidad
0	0.00	5.60	0.15	0.70
10	0.17	5.30	0.30	0.69
20	0.33	5.20	0.33	0.68
30	0.50	5.20	0.40	0.69
60	1.00	5.20	0.47	0.67
120	2.00	5.10	0.50	0.66
180	3.00	5.05	0.53	0.66
240	4.00	4.88	0.55	0.65
300	5.00	4.70	0.57	0.66
420	7.00	4.50	0.60	0.64
540	9.00	4.30	0.61	0.62
720	12.00	3.90	0.63	0.61
960	16.00	3.40	0.64	0.59
1200	20.00	3.20	0.67	0.49

CUADRO 12

VALORES EXPERIMENTALES EN FRAGMENTOS DE CALIZA

Tercer experimento. Tamaño: 32 mm

Tiempo en minutos	Distancia en millas	Media aritmética del peso en gramos	Media aritmética de la redondez	Media aritmética de la esfericidad
0	0.00	40.8	0.18	0.73
10	0.17	40.4	0.29	0.73
20	0.33	40.2	0.33	0.72
30	0.50	40.1	0.41	0.73
60	1.00	39.8	0.46	0.73
120	2.00	39.4	0.50	0.71
180	3.00	38.8	0.55	0.71
240	4.00	37.9	0.59	0.72
300	5.00	37.3	0.59	0.71
420	7.00	36.3	0.59	0.71
540	9.00	35.2	0.60	0.70
720	12.00	33.9	0.63	0.69
960	16.00	32.2	0.64	0.69
1200	20.00	29.3	0.67	0.69

La curva de esfericidad decrece rápidamente desde su valor inicial hasta un punto en que la distancia es aproximadamente 2 millas. Pasado este punto la curva tiende hacia una recta decreciendo continuamente. Se debe anotar que la rata de esfericidad cambia volviéndose mayor entre las 16 y 20 millas de distancia recorrida.

La prueba gráfica de la teoría de abrasión se aplicó a este experimento como se hizo anteriormente; las relaciones transformadas del tamaño, redondez y esfericidad fueron calculadas y sus valores puestos en papel semilogarítmico.

En el cuadro 14 se dan los valores transformados, obtenidos por el cálculo; para su compilación, 5.5 se tomó como r_0 ; P_i , redondez inicial, como 0.15 del cuadro 11; la redondez límite fue escogida como 0.68, que es 0.01 mayor que el valor final de la redondez observada. De la misma manera ψ_i se escogió como 0.69, que corresponde a la esfericidad inicial, y ψ_0 fue tomada como 0.70, que es 0.01 mayor que el máximo valor observado para la esfericidad.

La figura 14 es la representación de los resultados basados en el cuadro 14.

Se hace notorio, al observar la figura, que no todos los puntos coinciden sobre una línea recta. Las curvas de tamaño y redondez presentan al principio una desviación de la línea recta, pero la curva de tamaño, después de la primera milla concuerda con la teoría. La de redondez muestra una marcada desviación en las tres primeras millas, pero luego se le puede considerar como una recta. La esfericidad no da una línea recta sino en forma de zig-zag, pero no es tan irregular como en los experimentos anteriores a pesar de que el cambio es unidireccional y de mucha significación, al tenerse en cuenta que la variación es mayor que aquella que se podría explicar con base en el error experimental.

CUADRO 13

VALORES EXPERIMENTALES EN FRAGMENTOS DE CALIZA

Tercer experimento. Tamaño: 64 mm

Tiempo en minutos	Distancia en millas	Media aritmética del peso en gramos	Media aritmética de la redondez	Media aritmética de la esfericidad
0	0.00	385.8	0.15	0.76
10	0.17	382.7	0.30	0.78
20	0.33	381.2	0.36	0.76
30	0.50	380.3	0.40	0.76
60	1.00	378.0	0.44	0.76
120	2.00	375.2	0.50	0.76
180	3.00	371.9	0.53	0.76
240	4.00	369.3	0.56	0.75
300	5.00	366.8	0.58	0.75
420	7.00	360.9	0.58	0.76
540	9.00	355.6	0.59	0.75
720	12.00	347.6	0.60	0.76
960	16.00	339.0	0.61	0.73
1200	20.00	326.9	0.62	0.74

La figura 15 muestra los resultados del tercer experimento con guijarros de 32 mm de diámetro. Las curvas de tamaño, redondez y esfericidad indican las mismas características que en la figura 13, de este experimento para guijarros de 16 mm de diámetro; por lo tanto se puede aplicar la misma descripción.

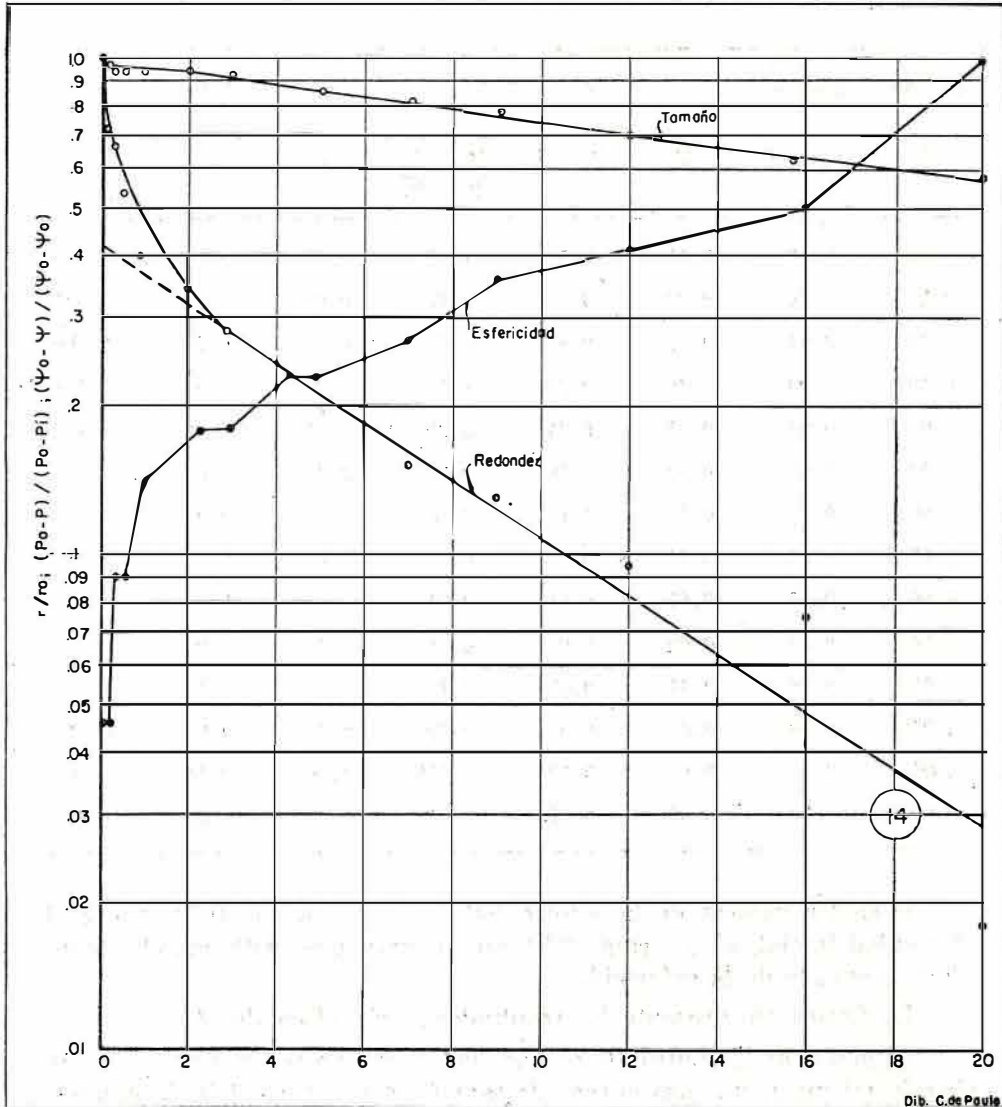


Fig. 14. — Prueba gráfica de la teoría de abrasión.
Tercer experimento, 16 mm de diámetro.

La prueba gráfica de la teoría de abrasión también se aplicó en este experimento como se hizo anteriormente.

Los valores transformados del tamaño, la redondez y la esfericidad fueron calculados y se expresan en el cuadro 15. En la compilación de este cuadro se tomó 40.84 como r_0 ; la redondez inicial, P_i como 0.18, del cuadro 12; la redondez límite, P_0 como 0.68, que es 0.01 mayor que el valor final observado de la redondez.

CUADRO 14

DATOS CALCULADOS DEL TAMAÑO, REDONDEZ Y ESFERICIDAD
EN FRAGMENTOS DE CALIZA

Tercer experimento. Tamaño: 16 mm

Distancia en millas	Tamaño (peso en gramos)	Redondez			Esfericidad		
		P	$P_0 - P$	$\frac{P_0 - P}{P_0 - P_1}$	ψ	$\psi_0 - \psi$	$\frac{\psi_0 - \psi}{\psi_0 - \psi_1}$
S	r/r_0						
0.00	1.00	0.15	0.53	1.00	0.69	0.01	0.045
0.17	0.96	0.30	0.38	0.72	0.69	0.01	0.045
0.33	0.94	0.33	0.35	0.66	0.68	0.02	0.090
0.50	0.94	0.40	0.28	0.53	0.68	0.02	0.090
1.00	0.94	0.47	0.21	0.39	0.67	0.03	0.14
2.00	0.93	0.50	0.18	0.34	0.66	0.04	0.18
3.00	0.92	0.53	0.15	0.28	0.66	0.04	0.18
4.00	0.89	0.55	0.13	0.24	0.65	0.05	0.23
5.00	0.85	0.57	0.11	0.21	0.65	0.05	0.23
7.00	0.81	0.60	0.08	0.15	0.64	0.06	0.27
9.00	0.78	0.61	0.07	0.13	0.62	0.08	0.36
12.00	0.70	0.63	0.05	0.094	0.61	0.09	0.41
16.00	0.62	0.64	0.04	0.075	0.59	0.11	0.50
20.00	0.58	0.67	0.01	0.018	0.48	0.22	1.00

Para los valores de la esfericidad, ψ_1 , se escogió 0.73, que es la esfericidad inicial, y ψ_0 como 0.74, que es mayor en 0.01 que el máximo valor observado de la esfericidad.

La figura 16 presenta los resultados según el cuadro 15.

Al observar la figura 16, se hace notar que no todos los puntos caen sobre la misma recta. Las curvas de tamaño y en especial la de redondez muestran una desviación inicial de la línea recta, pero la de tamaño después del primer tercio de milla concuerda con la teoría. La de redondez muestra una desviación inicial en las primeras tres millas, después de las cuales se la puede considerar como una línea recta. La esfericidad no da una recta sino una línea muy irregular en forma de zig-zag. En este experimento, como en los anteriores, el cambio de la curva de esfericidad es muy pequeño y probablemente no mayor que el error de experimento si lo hubiere.

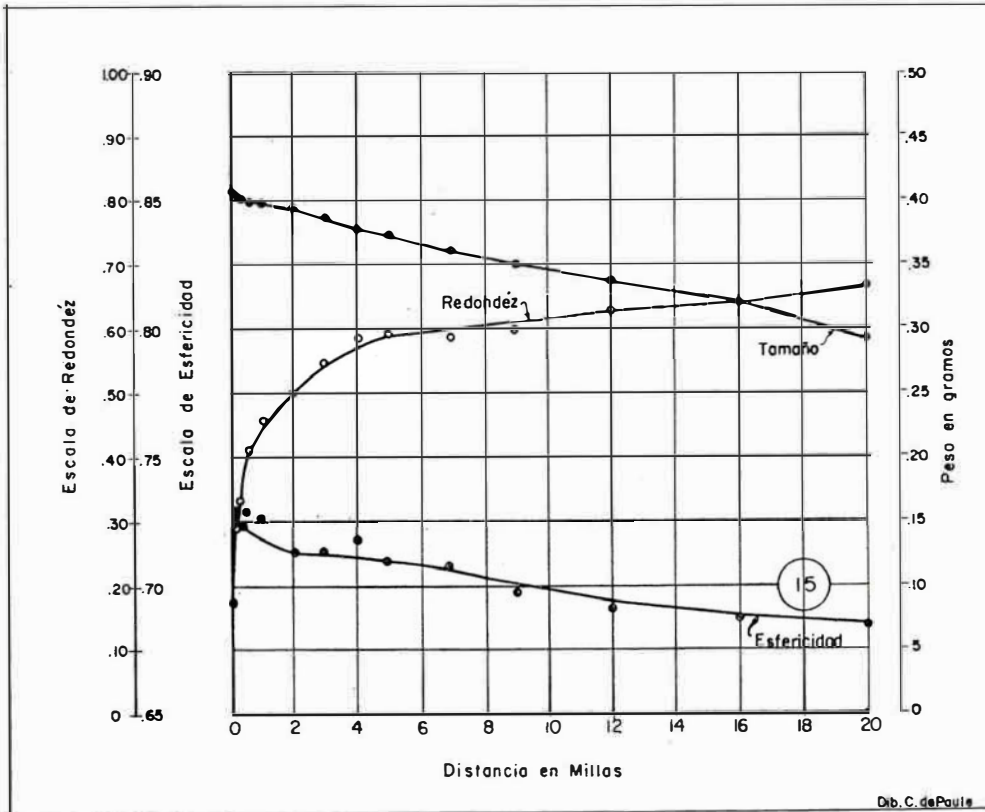


Fig. 15.— El tamaño (peso), la redondez y la esfericidad de los fragmentos de caliza, en función de la distancia durante la abrasión, en el tercer experimento, de 32 mm de diámetro.

La figura 17 presenta los resultados obtenidos en el tercer experimento con guijarros de 64 mm de diámetro basados en el cuadro 13. Las curvas de tamaño, redondez y esfericidad muestran las mismas características que en la figura 13 para guijarros de 16 mm de diámetro, correspondiente a este experimento; por lo cual la misma explicación puede ser aplicada al caso.

La prueba gráfica de la teoría de abrasión, también se aplicó en este experimento.

Se buscaron los valores calculados para el tamaño, la redondez y la esfericidad, los cuales se dan en el cuadro 16. En la elaboración del cuadro, se tomó 385.8 como r_0 para la redondez inicial; P_i fue escogido 0.15 del cuadro 12; y para la redondez límite, P_0 , se tomó 0.63, que es 0.01 mayor que el valor final de la redondez observada.

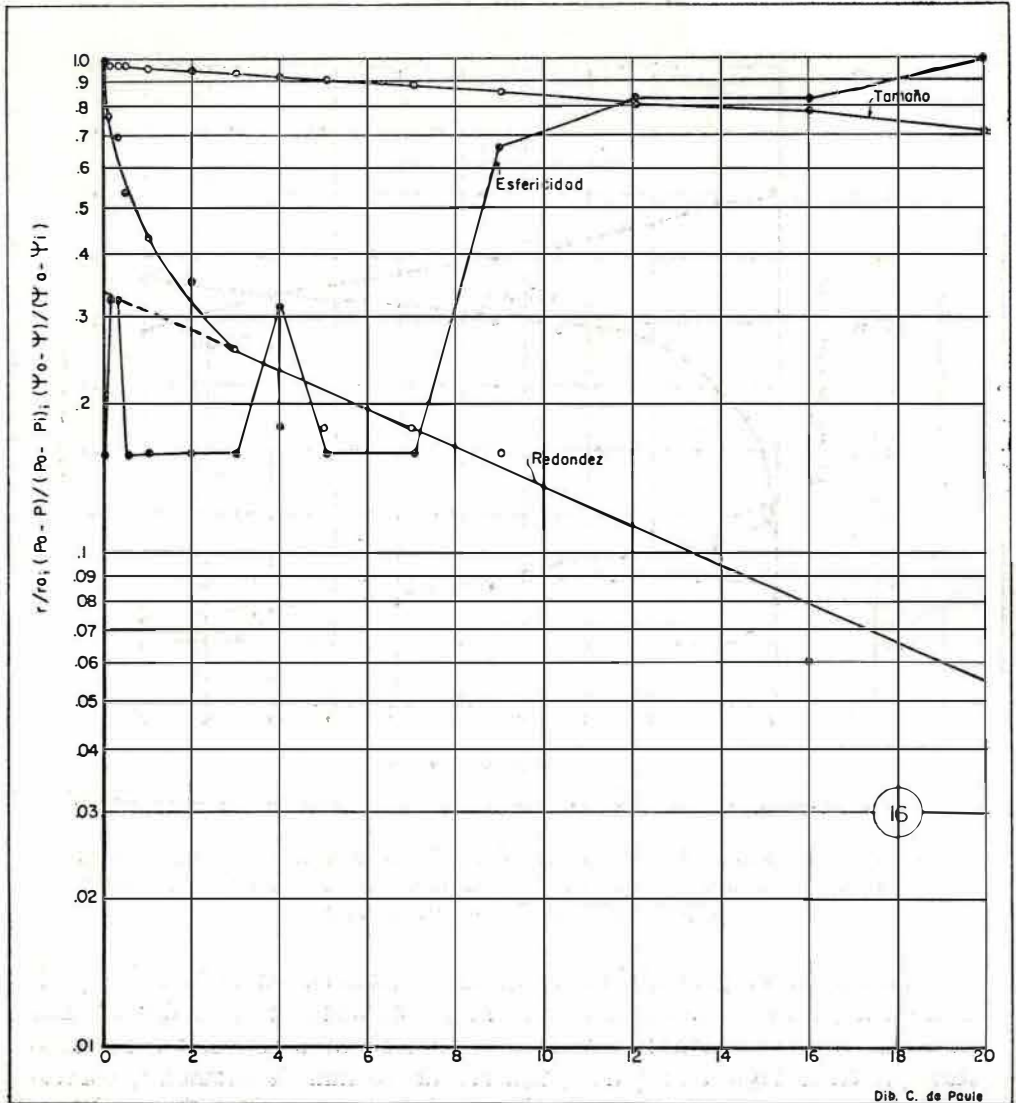


Fig. 16. — Prueba gráfica de la teoría de abrasión.
Tercer experimento, 32 mm de diámetro.

Para valores de la esfericidad, ψ_i , se tomó 0.76, para la esfericidad inicial; y ψ_0 , como 0.79, que es 0.01 mayor que el máximo valor de la esfericidad observada.

La figura 18 muestra los resultados basados en el cuadro 16.

CUADRO 15

DATOS DEL TAMAÑO, REDONDEZ Y ESFERICIDAD CALCULADOS EN FRAGMENTOS DE CALIZA

Tercer experimento. Tamaño: 32 mm

Distancia en millas	Tamaño (peso en gramos)	Redondez			Esfericidad		
		P	$P_0 - P$	$\frac{P_0 - P}{P_0 - P_1}$	ψ	$\psi_0 - \psi$	$\frac{\psi_0 - \psi}{\psi_0 - \psi_1}$
0.00	1.00	0.18	0.50	1.00	0.73	0.01	0.16
0.17	0.99	0.29	0.39	0.78	0.72	0.02	0.33
0.33	0.98	0.33	0.35	0.70	0.72	0.02	0.33
0.50	0.98	0.41	0.27	0.54	0.73	0.01	0.16
1.00	0.97	0.46	0.22	0.44	0.73	0.01	0.16
2.00	0.96	0.50	0.18	0.36	0.71	0.01	0.16
3.00	0.95	0.55	0.13	0.26	0.71	0.01	0.16
4.00	0.93	0.59	0.09	0.18	0.72	0.02	0.33
5.00	0.91	0.59	0.09	0.18	0.71	0.01	0.16
7.00	0.89	0.59	0.09	0.18	0.71	0.01	0.16
9.00	0.86	0.60	0.08	0.16	0.70	0.04	0.67
12.00	0.83	0.63	0.05	0.100	0.69	0.05	0.83
16.00	0.79	0.64	0.04	0.080	0.69	0.05	0.83
20.00	0.72	0.67	0.01	0.020	0.68	0.06	1.00

Al observar la figura 18, es posible notar que no todos los puntos caen en una línea recta. Las curvas de tamaño y redondez muestran una divergencia inicial de la recta, pero la de tamaño, después de 1/3 de milla, concuerda con la teoría. La curva de redondez muestra una divergencia inicial en las cuatro primeras millas después de las cuales se puede considerar como una recta. La esfericidad no da una recta sino una línea en forma de zig-zag. También en este experimento, el cambio en la curva de esfericidad es muy pequeño, irregular y probablemente no mayor que el error de experimento si lo hubiere.

Resumen

Curvas de tamaño. Todas estas curvas decrecen de su valor inicial, como se demuestra por los cuadros de valores experimentales, números 3, 5, 6, 7, 11, 12 y 13. Los gráficos muestran que todas las seis curvas descienden bruscamente al principio, para continuar gradualmente a medida que la distancia aumenta.

Cuando se aplica la prueba gráfica de la teoría de abrasión a los datos transformados, se puede notar que las curvas de tamaño muestran al principio una desviación de la línea recta, pero después de la primera milla donde se presenta el máximo, concuerdan excelentemente con la teoría.

Curvas de redondez. Los gráficos de redondez obtenidos por los valores experimentales muestran que éstas aumentan rápidamente de su valor inicial, y que de las 3 a 4 primeras millas se hace marcadamente horizontal; hacia el final del experimento hay un pequeñísimo aumento de la redondez, la cual crece continuamente, lo que hace creer que hay una marcada tendencia hacia los valores límites. Esto se nota muy especialmente en el segundo experimento, efectuado con guijarros de 32 mm de diámetro mezclados con arena, con un recorrido de 40 millas, quedando claramente definido que el aumento en la redondez de las 20 a las 40 millas fue muy pequeño.

Cuando se aplica la prueba gráfica de la teoría de abrasión a los datos transformados, se puede ver que todas las curvas muestran una marcada desviación de la línea recta en las tres o cuatro primera millas, después de las cuales la línea se puede considerar esencialmente como una recta, aunque es obvio que no todos los puntos caen sobre ella exactamente.

CUADRO 16

DATOS DEL TAMAÑO, REDONDEZ Y ESFERICIDAD CALCULADOS
EN FRAGMENTOS DE CALIZA

Tercer experimento. Tamaño: 64 mm

Distancia en millas	Tamaño (peso en gramos)	Redondez			Esfericidad		
		P	$P_0 - P$	$\frac{P_0 - P}{P_0 - P_1}$	ψ	$\psi_0 - \psi$	$\frac{\psi_0 - \psi}{\psi_0 - \psi_1}$
S	r/r_0						
0.00	1.00	0.15	0.48	1.00	0.76	0.03	0.60
0.17	0.99	0.30	0.33	0.69	0.78	0.01	0.20
0.33	0.99	0.36	0.27	0.56	0.76	0.03	0.60
0.50	0.98	0.40	0.23	0.48	0.76	0.03	0.60
1.00	0.98	0.44	0.19	0.39	0.76	0.03	0.60
2.00	0.97	0.50	0.13	0.27	0.76	0.03	0.60
3.00	0.96	0.53	0.10	0.21	0.76	0.03	0.60
4.00	0.96	0.56	0.07	0.14	0.76	0.03	0.60
5.00	0.95	0.58	0.05	0.10	0.76	0.03	0.60
7.00	0.93	0.58	0.05	0.10	0.75	0.04	0.80
9.00	0.92	0.59	0.04	0.083	0.75	0.04	0.80
12.00	0.90	0.60	0.03	0.062	0.76	0.03	0.60
16.00	0.88	0.61	0.02	0.041	0.73	0.03	0.60
20.00	0.85	0.62	0.01	0.021	0.74	0.05	1.00

Curva de esfericidad. Estas curvas son de especial interés por la naturaleza misma del experimento; es posible distinguir dos tipos diferentes:

a) En el primer experimento, sin arena, con guijarros de calizas de 32 mm de diámetro, la curva de esfericidad, figura 5, no muestra cambios apreciables durante toda la prueba. Se pueden clasificar en este tipo las curvas de esfericidad resultantes del segundo experimento, para los tamaños de 16 mm, 32 mm y 64 mm de diámetro, que se representan en las figuras 7, 9 y 11. Las Curvas de esfericidad correspondientes a los diámetros de 32 mm y 64 mm, en el tercer experimento, también se pueden clasificar en este tipo. Todas ellas tienen en común el hecho de que el cambio de dirección en la esfericidad es muy pequeño, irregular y probablemente no mayor que el error experimental, si lo hubiere.

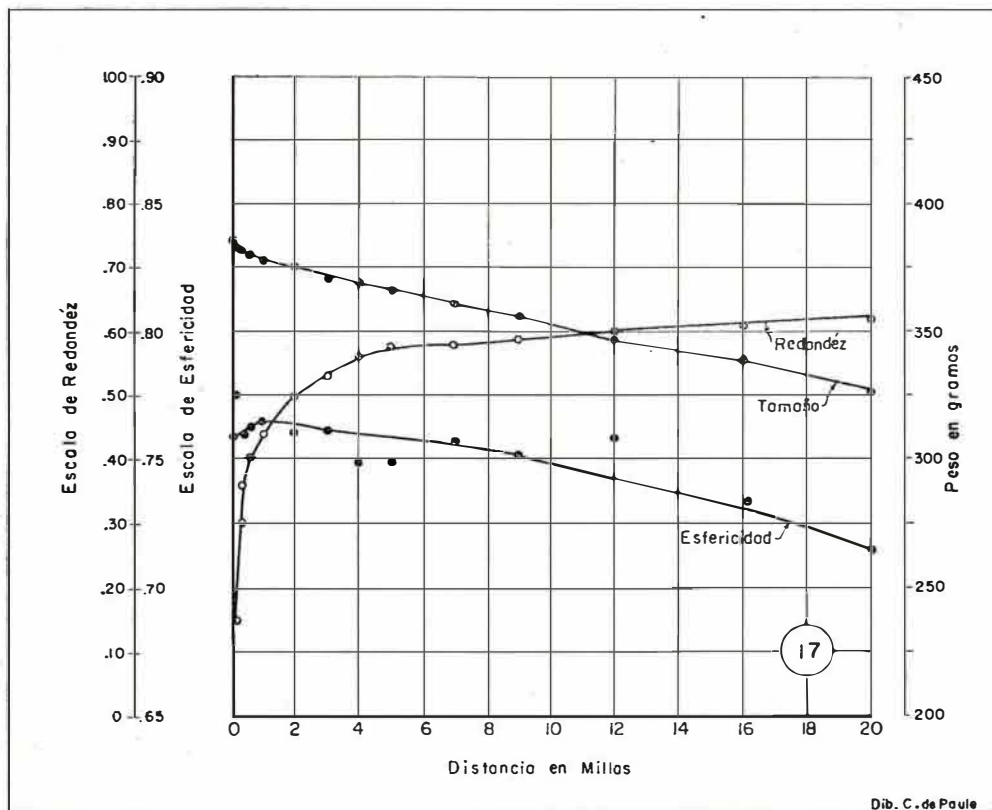


Fig. 17. — Tamaño (peso), redondez y esfericidad de los fragmentos de caliza en función de la distancia durante la abrasión, en el tercer experimento: 64 mm de diámetro.

b) Este tipo corresponde al tercer experimento con guijarros de 16 mm de diámetro. La figura 13 representa el desarrollo de la esfericidad en guijarros de 16 mm de diámetro. Como se puede ver, la curva decrece muy rápidamente, hasta aproximadamente una milla de recorrido; de aquí en adelante se hace horizontal, pero continúa el descenso lentamente hasta una distancia de 16 millas; de aquí en adelante, hasta las 20, presenta un decrecimiento muy rápido.

Se debe notar que en los tres experimentos, la esfericidad hace aparecer un cambio que es muy pequeño para que pueda tener significado especial, excepción hecha de los guijarros de 16 mm de diámetro en el ter-

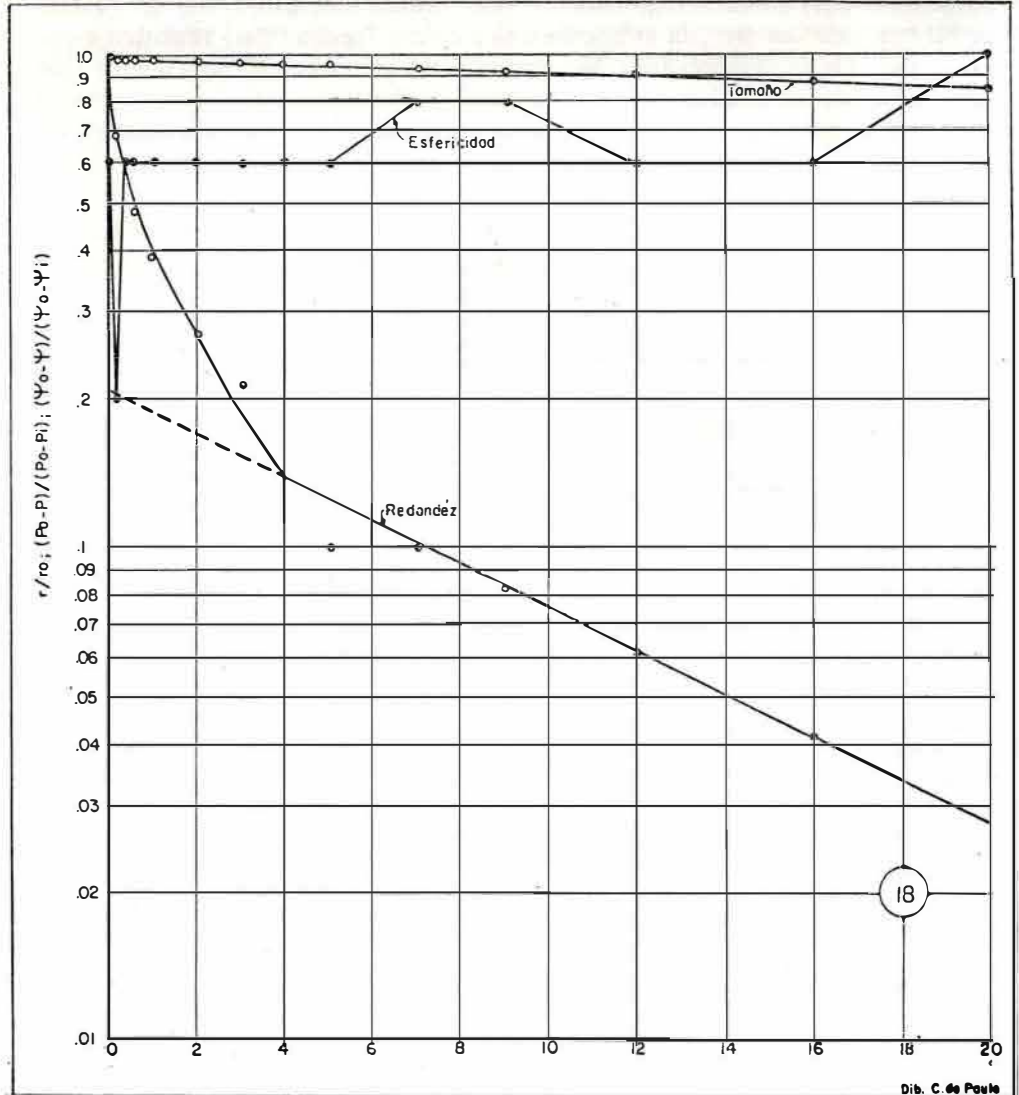


Fig. 18. — Prueba gráfica de la teoría de abrasión.
Tercer experimento: 64 mm de diámetro.

cer experimento. La prueba gráfica de la teoría de abrasión aplicada a esta curva da líneas en forma de zig-zag, excepto para los guijarros de 16 mm de diámetro en el tercer experimento. En la primera parte del tercer experimento la línea no es tan irregular. El cambio es unidireccional y de un significado especial, teniendo en cuenta que la variación de la curva de esfericidad es mayor que la que se podría explicar tomando como base el error experimental.

KRUMBEIN ¹¹, con el objeto de comparar las relaciones entre tamaño, redondez y esfericidad, hizo uso de "valores medios", y estableció que, para encontrar las "distancias medias", el peso inicial podía ser dividido por 2, y el punto en la coordenada, que representa la distancia en millas, correspondería a un "valor medio" que debería ser tomado como una

“distancia media”. El autor encontró que en las curvas de tamaño, donde la rata de desgaste es pequeña, el valor medio corresponde a una distancia superior a los límites de la curva. También convino que para encontrar los valores medios de la redondez y la esfericidad se debe tomar el valor inicial más la semidiferencia entre el primero y el último. El autor, con el objeto de tomar el valor medio para el tamaño, utilizó el peso inicial y lo dividió por 2. Teniendo en cuenta que la curva de tamaño al final del experimento es casi una recta, ésta se prolongó hasta que interceptara una ordenada que diese el valor del peso medio, y el punto correspondiente, en la coordenada, representa la distancia en millas. Por ejemplo, el peso medio aritmético inicial en el cuadro 4, es de 6.02. En la suposición de que su tamaño (peso) se aproximase a su valor límite cero, el valor medio sería 3.01 gramos. Valor a que se llegaría aproximadamente a las 130 millas.

De la misma manera, si el valor inicial de la redondez es de 0.17, y el valor final observado es de 0.64 sería posible suponer que el final se encontraría cerca a la asíntota. Por lo tanto, el valor medio sería el del valor inicial más la semidiferencia entre el primero y el último valor: $0.17 + (0.64 - 0.17)/2 = 0.41$.

La curva de redondez alcanza el valor 0.41 aproximadamente a las dos millas, valor que será tomado como la distancia media de la curva de redondez. Finalmente, al hacer las mismas consideraciones para la esfericidad, el valor medio para guijarros de 16 mm de diámetro, en el tercer experimento, es el único que se calcula, puesto que también sólo éste da valores mayores que aquellos que se podrían explicar como un error de medida. Pero siendo así que la curva es descendente y considerando que el valor final se aproxima a una asíntota, se interpretará como sigue: el valor inicial, menos la semidiferencia entre el primero y el último; el valor medio es $0.70 - (0.70 - 0.49)/2 = 0.59$. Este valor es alcanzado por la curva de esfericidad a una distancia aproximada de 16 millas. Los recíprocos de los valores medios se pueden usar como coeficientes, de la siguiente manera: k_1 se tomará como coeficiente de tamaño, k_2 se interpretará como coeficiente de redondez y k_3 se tomará como coeficiente de cambio de forma.

Con el objeto de relacionar las ratas obtenidas de tamaño, redondez y esfericidad, se expresarán de la siguiente manera, teniendo en cuenta su significado

k_2/k_1 indica qué más rápidamente alcanza la redondez su valor medio, que el tamaño el suyo.

k_3/k_1 expresa el cambio de esfericidad con relación al de tamaño.

k_2/k_3 es el cambio de redondez, teniendo en cuenta el de esfericidad.

En el cuadro 17 se muestran los diferentes valores obtenidos en los distintos experimentos.

En el estudio de los gráficos se puede ver que la reducción de tamaño es una consecuencia directa de la ley de Sternberg, aplicada a un grupo de partículas y no a una sola. SCHOLITSCH mostró que la ley de Sternberg se puede aplicar a partículas individualmente sometidas a la abrasión, pero que cuando se presenta fragmentación, el peso no concuerda con la teoría. Se sabe que hubo fragmentación en la presente serie de experimentos durante parte del primero y segundo, en la parte inicial del tercero, en el que concurrieron todos los tamaños, y al final de la prueba con

los guijarros de 32 mm, y muy especialmente en los de 16 mm de diámetro. Es de suponer que la fragmentación sea la causa por la cual todos los puntos no caigan sobre la línea recta durante las diferentes fases del experimento.

CUADRO 17

VALORES OBTENIDOS EN LAS DIFERENTES SERIES DE EXPERIMENTOS

VALORES	Primer experimento	Segundo experimento			Tercer experimento		
	Diámetro 32 mm	Diámetro 16 mm	Diámetro 32 mm	Diámetro 64 mm	Diámetro 16 mm	Diámetro 32 mm	Diámetro 64 mm
<i>Valores medios:</i>							
Tamaño	34	130	110	46	26	33	63
Redondez	2	2	3	1	1	1	0.5
Esfericidad	—	—	—	—	16	—	—
<i>Recíprocos:</i>							
Tamaño (k_1)	0.029	0.008	0.009	0.022	0.038	0.030	0.016
Redondez (k_2)	0.50	0.50	0.33	1	1	1	0.20
Esfericidad (k_3)	—	—	—	—	0.062	—	—
<i>Relaciones:</i>							
k_2/k_1	17.24	62.50	36.66	45.45	26.31	33.33	12.50
k_3/k_1	—	—	—	—	0.062	—	—
k_2/k_3	—	—	—	—	16.12	—	—

La curva de redondez muestra una separación muy marcada de la recta. Esto se puede atribuir parcialmente a la fragmentación, pero otros factores desconocidos parecen intervenir en los resultados. Sin embargo, la curva de redondez se vuelve una línea recta después de las 4 a 6 millas recorridas, y se debe a que se haya experimentado con guijarros solamente, con guijarros y arena, o con guijarros de diferentes tamaños con arena; dicha diferencia puede ser atribuida a la asociación y a la rata de desgaste.

El hecho de que la redondez siempre aumente, cuando la esfericidad a veces aumenta y otras disminuye, indica claramente que los cambios de redondez son independientes de los cambios en la esfericidad.

El autor desea hacer notar especialmente:

a) *La relación entre el tamaño y la rata de desgaste en el segundo experimento.* Con el objeto de tener un punto de partida, se decidió dar a los tamaños iniciales un valor de 100, y con ese objeto se tomaron algunos coeficientes. El coeficiente que convirtió el valor inicial del tamaño de 16 mm de diámetro igual a 100 fue 16.61; para el tamaño de 32 mm de diámetro se utilizó el coeficiente 2.45, y para el tamaño de 64 mm de diámetro, el coeficiente que hace el valor inicial 100 es 2.43.

El cuadro 18 trae los resultados para el segundo experimento. El valor multiplicado por el coeficiente se ha colocado en un gráfico que se incluye en la figura 19.

Con el objeto de hacer esto más inteligible, se dará la definición de rata de desgaste de la manera siguiente:

La rata de desgaste es el porcentaje de peso perdido por cada milla de recorrido en el experimento.

CUADRO 18

VALORES EXPERIMENTALES Y CALCULADOS DEL TAMAÑO

Segundo experimento

Distancia en millas	VALOR INICIAL			VALOR \times COEFICIENTE		
	16 mm	32 mm	64 mm	16 mm	32 mm	64 mm
0.00	6.02	40.7	411.8	100.00	100.00	100.00
0.17	5.90	40.4	407.4	97.90	98.98	99.00
0.33	5.88	40.3	404.8	97.67	98.73	98.36
0.50	5.87	40.2	401.5	97.50	98.49	97.54
1.00	5.95	39.9	392.6	98.83	97.75	95.40
2.00	5.86	39.4	379.9	97.33	96.53	92.31
3.00	5.78	39.0	369.2	96.00	95.55	89.71
4.00	5.73	39.1	360.8	95.17	95.79	87.67
5.00	5.61	38.5	353.8	93.18	94.32	85.97
7.00	5.57	37.9	339.4	92.52	92.85	82.47
9.00	5.62	37.6	331.6	93.35	92.12	80.58
12.00	5.58	37.4	321.1	92.68	91.63	78.03
16.00	5.52	36.0	306.9	91.69	88.20	74.58
20.00	5.48	35.5	295.6	91.02	86.97	71.83

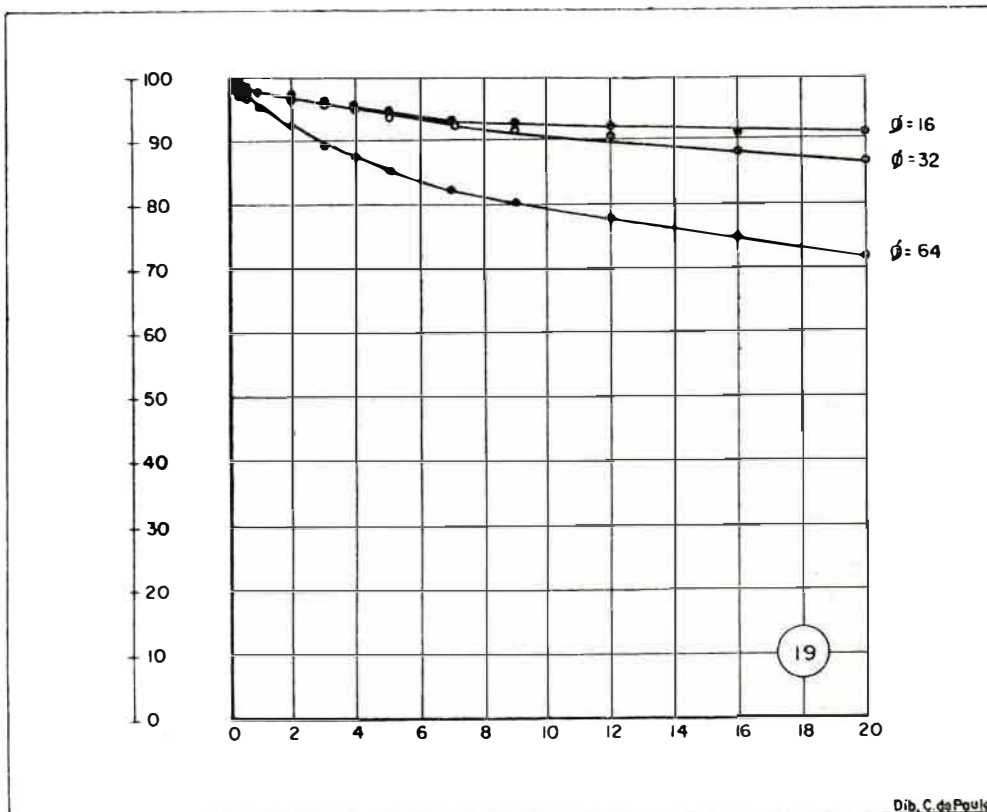


Fig. 19. — Muestra las relaciones entre el tamaño y la rata de desgaste, en el segundo experimento.

Al observar el gráfico anterior, figura 19, se ve que la rata de desgaste para los guijarros de 16 mm es la mínima; para los guijarros de 32 mm es la intermedia, y para los guijarros de 64 mm de diámetro es la máxima.

De donde se puede concluir que la rata de desgaste es proporcional al tamaño; es decir, cuanto más grande el tamaño, mayor será la rata de desgaste, lo que está de acuerdo con la ley de Sternberg.

b) *Relación entre el tamaño y la rata de redondez.* Con el objeto de mostrar la relación entre el tamaño y la rata de redondez, se colocan en un gráfico los datos obtenidos en el segundo experimento, claramente expresado en el cuadro 19. La representación gráfica de estos datos se da en la figura 20.

La figura 20 deja ver que a pesar de que las tres curvas tienen un punto diferente de partida, la rata de redondez para los guijarros de 16 mm de diámetro es la mínima; la de redondez para los guijarros de 64 mm es la máxima, y la de redondez para los guijarros de 32 mm de diámetro está comprendida entre las dos.

Por lo tanto puede concluirse que la rata de redondez es proporcional al tamaño.

c) *Relación entre el tamaño y el cambio de esfericidad.* Con el objeto de hacer más notoria esta relación procederemos como hicimos con la redondez.

Los datos presentados en el cuadro 20 se refieren a esta relación y, posteriormente, se dará la gráfica interpretativa.

CUADRO 19

VALORES EXPERIMENTALES DE LA REDONDEZ

Segundo experimento

Distancia en millas	VALORES DE LA REDONDEZ PARA:		
	16 mm	32 mm	64 mm
0.00	0.17	0.21	0.13
0.17	0.27	0.22	0.24
0.33	0.30	0.27	0.38
0.50	0.32	0.31	0.43
1.00	0.37	0.36	0.46
2.00	0.39	0.46	0.52
3.00	0.40	0.49	0.60
4.00	0.44	0.50	0.66
5.00	0.48	0.56	0.70
7.00	0.52	0.59	0.72
9.00	0.55	0.60	0.73
12.00	0.56	0.64	0.77
16.00	0.55	0.67	0.79
20.00	0.55	0.70	0.81

Como puede verse en la figura 21, las curvas para los diferentes tamaños permanecen paralelas a lo largo de todo el experimento, y difieren solamente en la diferencia inicial que se ha conservado.

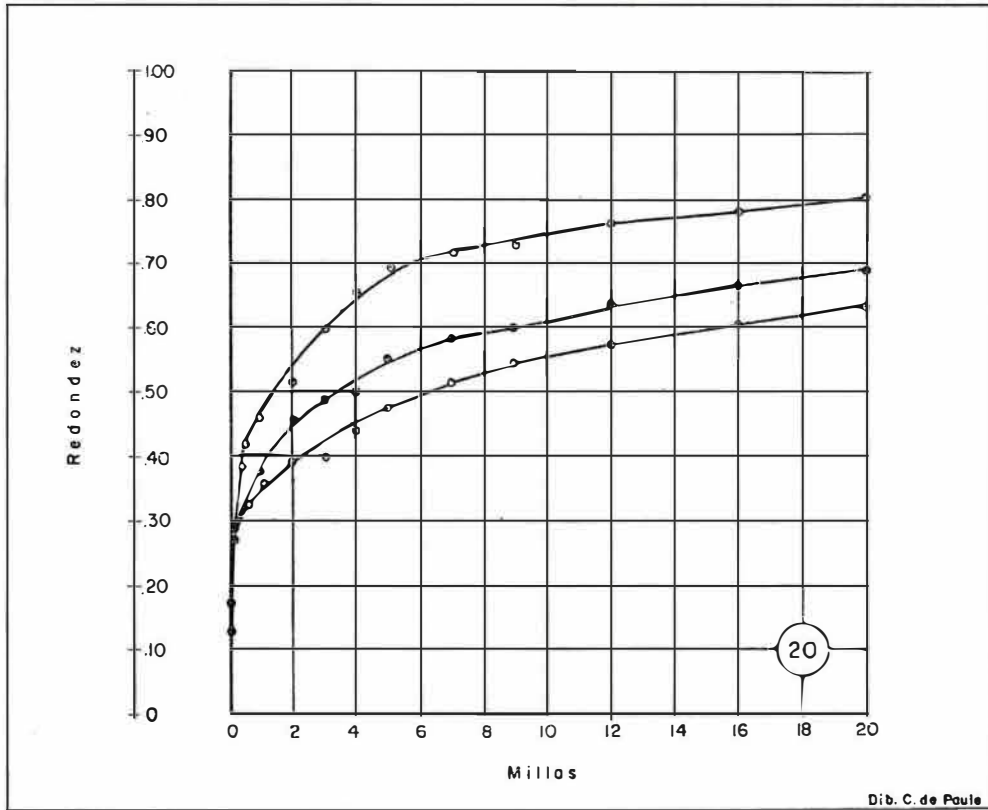


Fig. 20. — Relación entre el tamaño y la tasa de redondez en el segundo experimento.

Por lo tanto, se puede decir que la relación entre la tasa de tamaño y la tasa de cambio de la esfericidad es una constante.

Ahora, se considera necesario hacer el mismo estudio con el tercer experimento.

CUADRO 20

VALORES EXPERIMENTALES DE LA ESFERICIDAD

Segundo experimento

VALORES DE LA ESFERICIDAD PARA:			
Distancia en millas	16 mm	32 mm	64 mm
0.00	0.69	0.75	0.79
0.17	0.70	0.76	0.79
0.33	0.71	0.77	0.79
0.50	0.71	0.76	0.78
1.00	0.69	0.75	0.81
2.00	0.69	0.75	0.80
3.00	0.69	0.75	0.79
4.00	0.68	0.76	0.79
5.00	0.70	0.75	0.78
7.00	0.69	0.75	0.77
9.00	0.69	0.75	0.77
12.00	0.69	0.75	0.76
16.00	0.68	0.74	0.76
20.00	0.68	0.73	0.76

a) *Relación entre el tamaño y la rata de desgaste.* Así como para el segundo experimento, y con el mismo propósito, se escogieron los siguientes coeficientes: 18.18 para 16 mm, 2.45 para 32 mm y 0.254 para 64 mm de diámetro. Estos son los coeficientes de proporcionalidad que llenan estos requisitos. El cuadro 21 trae estos resultados.

La figura 22 representa gráficamente los resultados de los valores obtenidos multiplicados por sus coeficientes.

Como puede verse en la figura 22, la rata de desgaste es mayor para los guijarros de 16 mm de diámetro; menor para los guijarros de 64 mm, y de valor intermedio para los guijarros de 32 mm de diámetro.

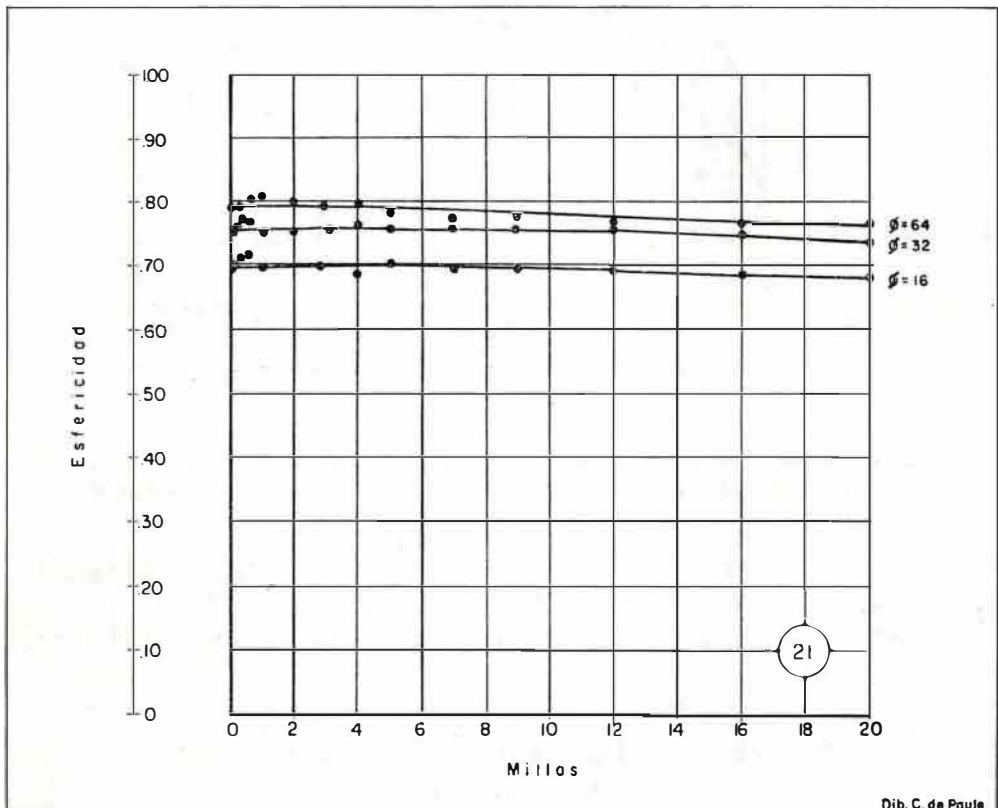


Fig. 21. — Muestra la relación entre el tamaño y la rata de cambio de la esfericidad en el segundo experimento.

CUADRO 21

VALORES CALCULADOS Y EXPERIMENTALES DEL TAMAÑO

Tercer experimento

Distancia en millas	VALOR INICIAL			VALOR \times COEFICIENTE		
	16 mm	32 mm	64 mm	16 mm	32 mm	64 mm
0.00	5.5	40.8	385.8	100.00	100.00	100.00
0.17	5.3	40.5	382.7	96.35	99.22	99.12
0.33	5.2	40.3	381.2	94.54	98.73	98.73
0.50	5.2	40.1	380.3	94.54	98.24	98.50
1.00	5.2	39.9	378.0	94.54	97.75	97.90
2.00	5.1	39.4	375.2	92.72	96.54	97.18
3.00	5.0	38.8	371.9	90.90	95.06	96.32
4.00	4.9	37.9	369.3	89.08	92.85	95.65
5.00	4.7	37.3	366.8	85.45	91.38	95.00
7.00	4.5	36.3	360.9	81.81	88.93	93.47
9.00	4.3	35.2	355.6	78.17	86.24	92.10
12.00	3.9	33.9	347.6	70.90	83.05	90.03
16.00	3.4	32.2	339.1	61.81	78.89	87.83
20.00	3.2	29.3	326.9	58.18	71.78	84.67

Estos valores se muestran gráficamente en la figura 22.

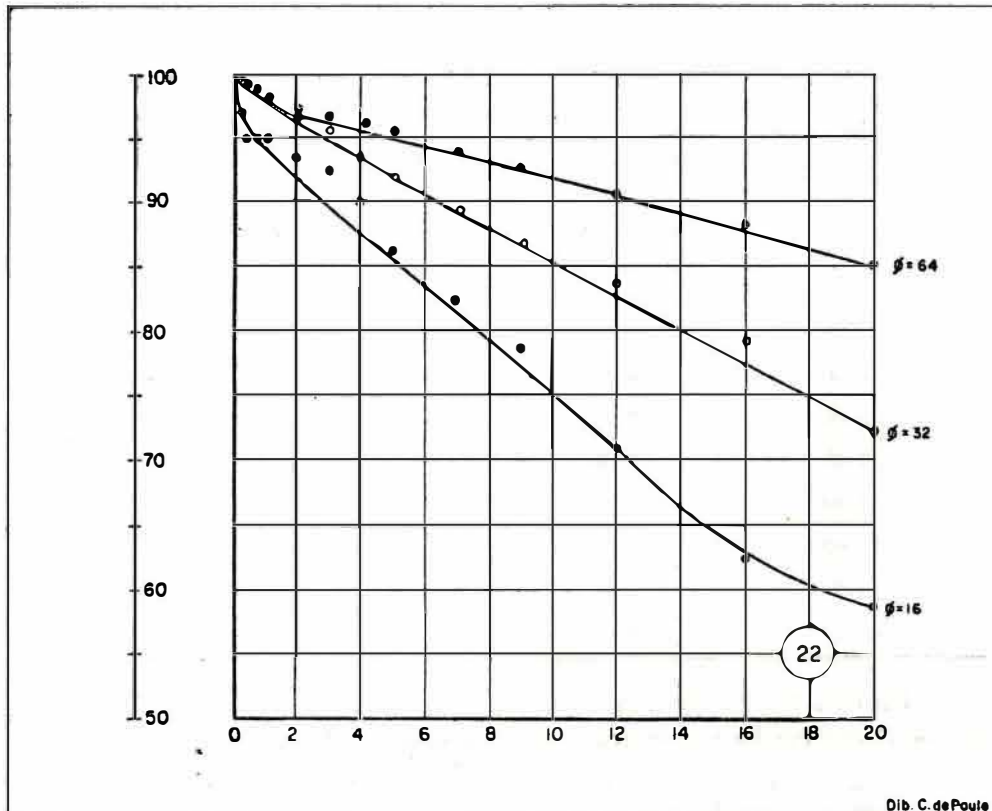


Fig. 22. — Relación entre el tamaño y la tasa de desgaste en el tercer experimento.

Se debe hacer notar que en este experimento la fragmentación fue muy notoria, especialmente en los guijarros de 16 mm de diámetro y que algunos de ellos tuvieron que ser retirados por esta causa. Al tener en cuenta que los resultados de este experimento fueron a la inversa de los obtenidos al someter los guijarros del mismo diámetro solos, parece lógico adscribir este efecto a la fragmentación y no al desgaste.

b) *Relación entre el tamaño y la rata de redondez.* Se seguira el mismo método empleado que en el caso anterior. Los datos se dan en el cuadro 22, y se representan gráficamente en la figura 23.

La figura 23 muestra una rata máxima de redondez para guijarros de 16 mm y una mínima para los de 64 mm de diámetro. La curva correspondiente a los guijarros de 32 mm se confunde casi por entero con la curva que corresponde a los de 16 mm de diámetro. Pero, en general, no pueden apreciarse diferencias de consideración entre tales curvas.

CUADRO 22

VALORES EXPERIMENTALES DE LA REDONDEZ — TERCER EXPERIMENTO

VALORES DE LA REDONDEZ PARA:			
Distancia en millas	16 mm	32 mm	64 mm
0.00	0.15	0.18	0.15
0.17	0.30	0.29	0.30
0.33	0.33	0.33	0.36
0.50	0.40	0.41	0.40
1.00	0.47	0.46	0.44
2.00	0.50	0.50	0.50
3.00	0.53	0.55	0.53
4.00	0.55	0.59	0.56
5.00	0.57	0.59	0.58
7.00	0.60	0.59	0.58
9.00	0.61	0.60	0.59
12.00	0.63	0.63	0.60
16.00	0.64	0.64	0.61
20.00	0.67	0.67	0.62

En relación con la rata de desgaste, este efecto anormal de la redondez se puede atribuir a la acción de la fragmentación.

c) *Relación entre el tamaño y la rata de cambio de esfericidad.* Como para el segundo experimento, este aparte se estudiará con los datos recogidos en el trabajo de laboratorio. Ellos se dan en el cuadro 23, y sus valores se representan gráficamente en el diagrama de la figura 24.

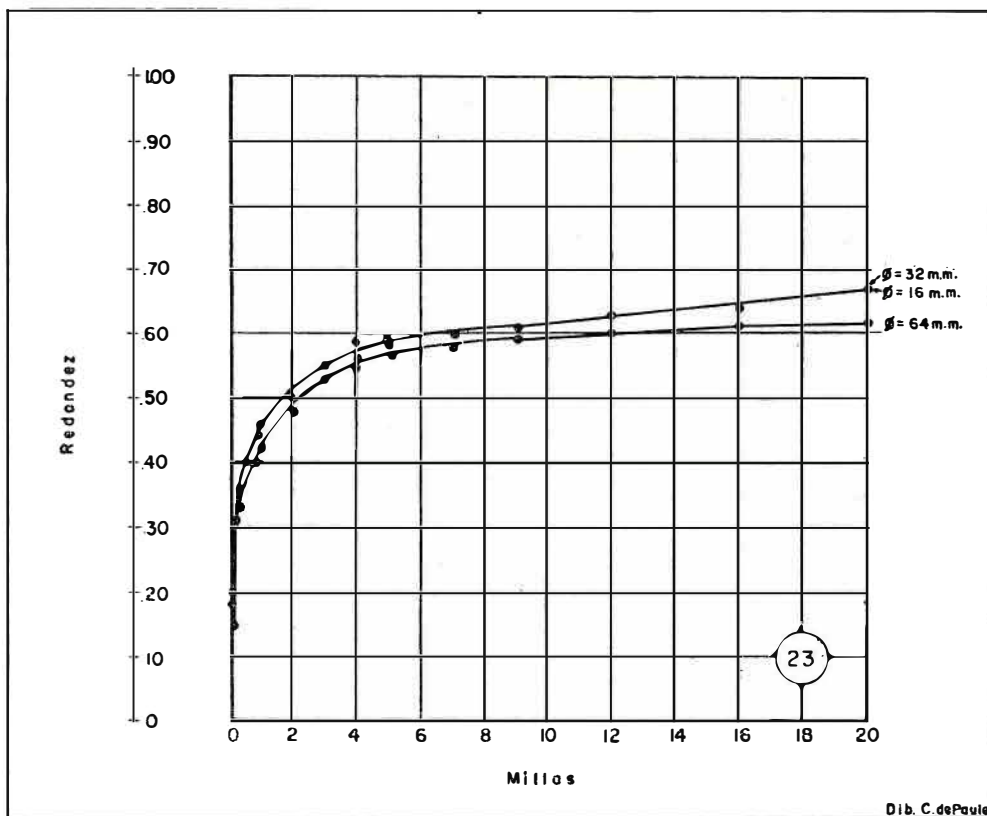


Fig. 23. — Relación entre el tamaño y la rata de redondez en el tercer experimento.

CUADRO 23

VALORES EXPERIMENTALES DE LA ESFERICIDAD

Tercer experimento

VALORES DE LA ESFERICIDAD PARA:			
Distancia en millas	16 mm	32 mm	64 mm
0.00	0.69	0.73	0.76
0.17	0.69	0.72	0.77
0.33	0.68	0.72	0.76
0.50	0.68	0.73	0.76
1.00	0.67	0.73	0.76
2.00	0.66	0.71	0.76
3.00	0.66	0.71	0.76
4.00	0.65	0.72	0.75
5.00	0.65	0.71	0.75
7.00	0.64	0.71	0.75
9.00	0.62	0.70	0.75
12.00	0.61	0.69	0.76
16.00	0.59	0.69	0.73
20.00	0.48	0.68	0.74

Observando la figura 24, se puede ver que las curvas para guijarros de 64 mm y 32 mm de diámetro son casi paralelas. Sin embargo, la curva de 16 mm de diámetro es irregular y aunque al comienzo se la puede considerar como paralela, al final hay una gran discrepancia. Se debe anotar que la fragmentación, para guijarros de 16 mm de diámetro, fue mayor en la última parte del experimento, y sin duda esta ruptura es consecuencia de debilidades desarrolladas por la acción del desgaste y el impacto; pero en general ella da una idea de que es la misma para cualquier tamaño.

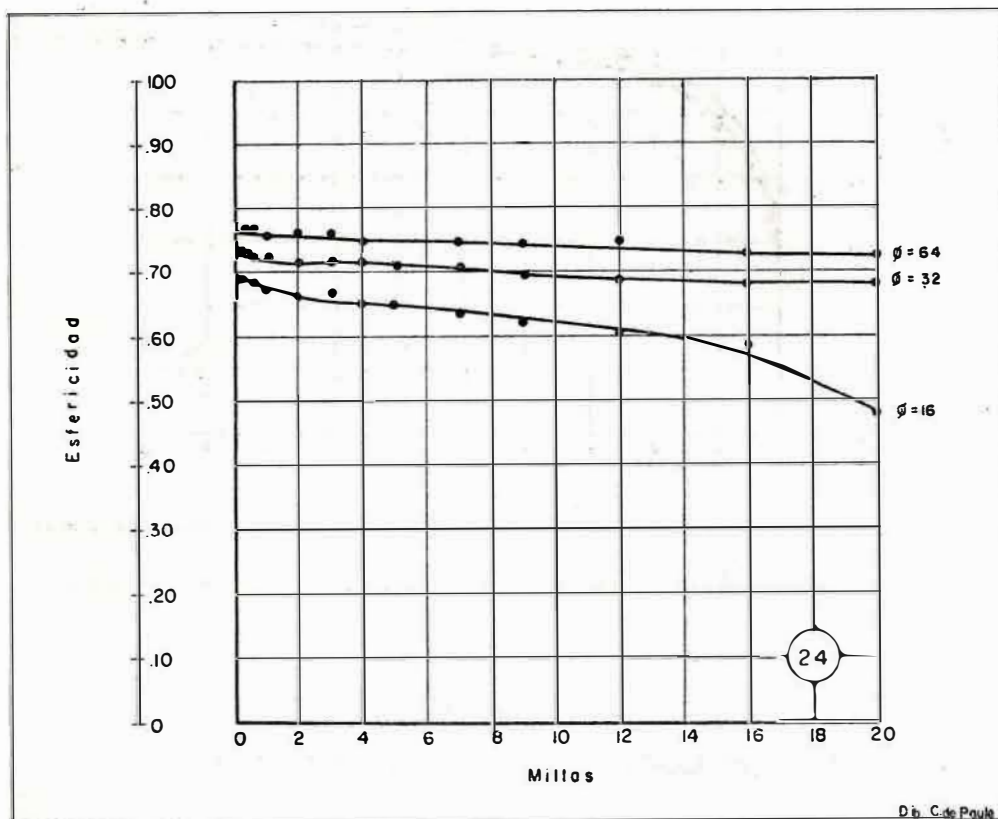


Fig. 24. — Relación entre el tamaño y la tasa de esfericidad en el tercer experimento.

RESUMEN

1. Relación entre el tamaño y la tasa de desgaste:

- a) En el segundo experimento, la tasa de desgaste es proporcional al tamaño; cuanto más grande sea el tamaño, mayor será la tasa de desgaste.
- b) En el tercer experimento, la tasa de desgaste es inversamente proporcional al tamaño, pero este resultado no se considera como resultado del desgaste sino de la fragmentación.

Conclusiones: La rata de desgaste es directamente proporcional al tamaño.

2. Relación entre el tamaño y la rata de redondez:

- a) En el segundo experimento, la rata de redondez es proporcional al tamaño.
- b) En el tercer experimento, la rata de redondez es inversamente proporcional al tamaño, pero esto se atribuye a la acción de la fragmentación.

Conclusiones: La rata de redondez es proporcional al tamaño, cuando es efecto solamente de la abrasión.

3. Relación entre el tamaño y la rata de cambio de esfericidad:

- a) En el segundo experimento, la relación entre el tamaño y el cambio de esfericidad es una constante; en otras palabras, es la misma para cualquier tamaño dentro de los límites de esta prueba.
- b) En el tercer experimento puede decirse, no con tanta precisión como en el segundo, que la relación entre el tamaño y el cambio de esfericidad es la misma para cualquier diámetro, excepto para el de 16 mm, que puede considerarse como efecto de la fragmentación.

Conclusiones: La relación entre el tamaño y el cambio de esfericidad es la misma para todos los casos; es decir, es una constante, excepto para los guijarros de 16 mm de diámetro que puede atribuirse al efecto de la fragmentación.

DISCUSION E INTERPRETACION DE DATOS

Esta parte está dedicada al estudio comparativo de trabajos de laboratorio y de campo con los experimentos, que son materia de este trabajo. Se dividirá en dos partes, como sigue:

A. Relaciones tamaño-redondez en depósitos naturales.

B. Relaciones tamaño-esfericidad en el campo y trabajos de laboratorio.

A. *Relaciones tamaño-redondez en depósitos naturales.*

F. J. PETTIJOHN y A. C. LUNDAHL¹² hicieron un estudio de las arenas de la playa de Lake Erie y observaron:

1. Hay una relación muy clara entre tamaño y redondez. Los mayores tamaños están mejor redondeados que los pequeños.

2. También encontraron que los diferentes tamaños muestran una definida disminución en la redondez promedia a medida que aumenta la

distancia de transporte. Una disminución de 8% en 7 millas puede ser observada, como un promedio para todas las clases de arena.

En el experimento del autor se encontraron los siguientes hechos:

a) En el segundo experimento las partículas más grandes están mejor redondeadas que las pequeñas. En el gráfico de la figura 25 A, en que se toman los valores (tamaño y redondez) al final de las 20 millas de experimentación, sobresale este hecho.

b) En el tercer experimento las partículas más grandes no fueron ni más ni menos redondeadas que las más pequeñas. Esto se puede observar en la figura 25 B, preparada de la misma manera que la figura 25 A, basada en el cuadro 22.

Como se había dicho anteriormente, el resultado de este experimento fue atribuido a la acción de la fragmentación y no a la de abrasión. Por lo tanto, es posible suponer que la sola abrasión diera una relación semejante a la encontrada en el segundo experimento.

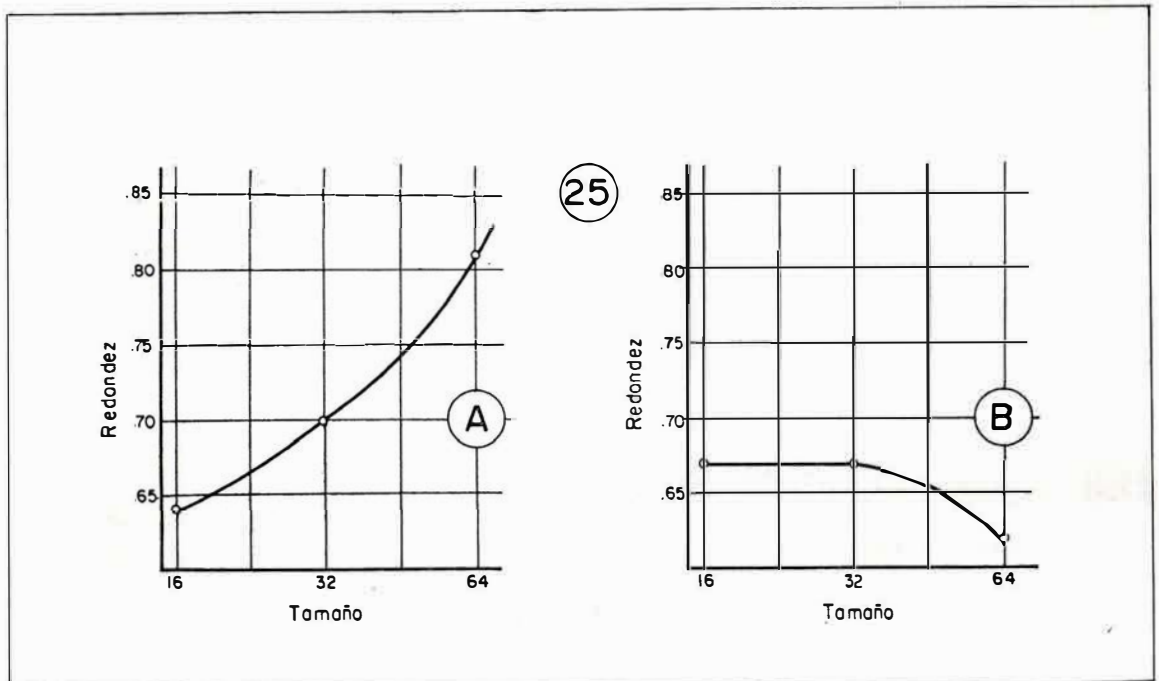


Fig. 25. — Relación tamaño-redondez después de 20 millas de recorrido en un barril giratorio. A. Relación en el segundo experimento. B. Relación en el tercer experimento.

Siendo esto así, es lógico concluir que la abrasión produce una mejor redondez en las partículas de mayor tamaño que en las de menor.

Esto está de acuerdo con las conclusiones de PETTIJOHN y LUNDAHL, y también con los datos suministrados por RUSSELL y TAYLOR¹³, en su estudio sobre Mississippi River Sands.

B. *Relación tamaño-esfericidad en el campo y trabajos de laboratorio.*

a) Trabajo de laboratorio.

GEORGE A. THIEL ¹⁴, al investigar la resistencia a la abrasión de los granos minerales del tamaño de la arena, encontró los resultados que presenta el cuadro 24, midiendo diferentes granos y tamaños.

La relación entre esfericidad y distancia puede apreciarse representando gráficamente los datos respectivos sobre coordenadas.

El gráfico de la figura 26 muestra, además de la interpretación entre esfericidad y distancia, la relación entre tamaño y esfericidad. Puede verse que para las partículas más grandes de cuarzo y apatita la rata de

CUADRO 24

RELACION DEL TAMAÑO CON LA RATA DE ESFERICIDAD
EN EL EXPERIMENTO DE THIEL *

Material	Diámetro en mm	Recién partido	Grado de esfericidad, período de abrasión		
			40 días	60 días	100 días
Hornblenda	2-1	.65	.69	.72	.78
Hornblenda	1-1/2	.63	.67	.69	.76
Apatita	2-1	.74	.85	.87	.91
Apatita	1-1/2	.74	.81	.83	.87
Apatita	1/2-1/4	.76	.80	.80	.81
Cuarzo	2-1	.72	.73	.75	.79
Cuarzo	1-1/2	.70	.70	.71	.71

* Parte de un cuadro completo.

cambio de esfericidad es mayor que para las pequeñas, puesto que si se supusiera que este cambio fuera igual para todos los tamaños, las curvas debían superponerse cuando el valor inicial de la esfericidad fuese igual, o debieran ser paralelas cuando este valor fuese diferente. El cuarzo, y aún mejor, la apatita, muestran que la rata de cambio de la esfericidad es más grande para los tamaños mayores.

En el experimento del autor las variaciones encontradas fueron muy pequeñas y por ello de difícil apreciación, a excepción de las de 16 mm de diámetro del tercer experimento, y en éste la dirección fue opuesta a la que encontraron KRUMBEIN y THIEL.

RESUMEN DE LA SEGUNDA PARTE

a) La abrasión produce mejor redondez en las partículas de mayor tamaño.

b) La abrasión produce una mayor rata de cambio del tamaño-esfericidad en las partículas grandes que en las pequeñas, cuando ella se debe a la abrasión solamente.

c) La esfericidad aumenta en el primer experimento así como en los de KRUMBEIN y THIEL, pero no en el segundo ni en el tercero de los efectuados por el autor, en donde la esfericidad decrece. Esto parece de-

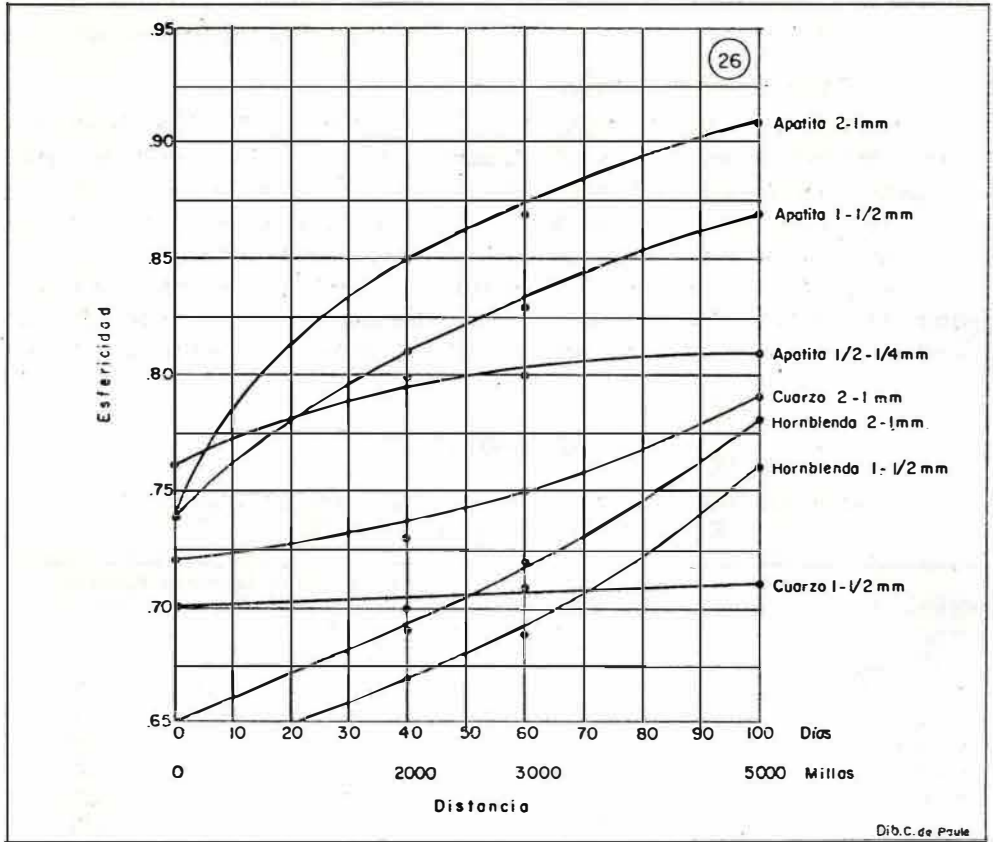


Fig. 26. — Relación entre la distancia y esfericidad en el experimento de Thiel.

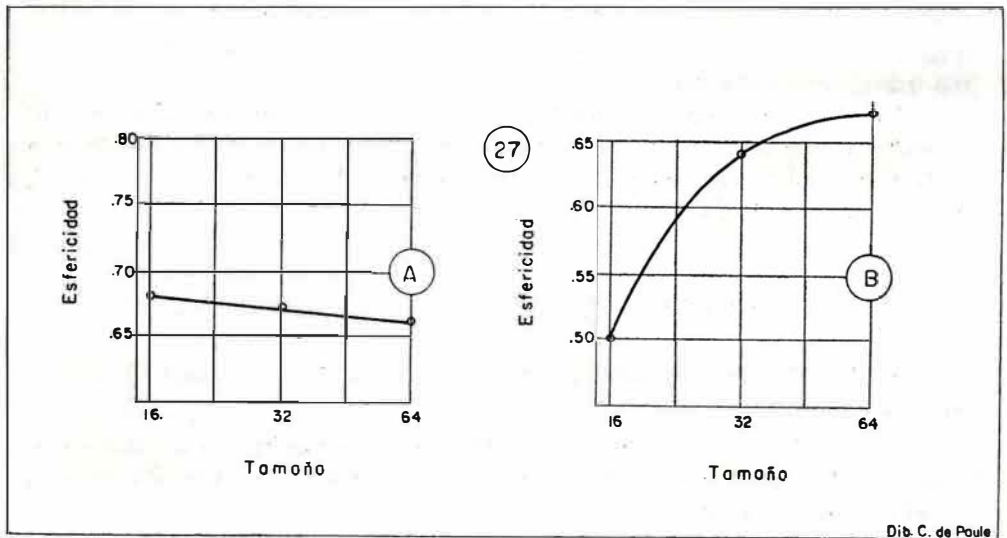


Fig. 27. — Ilustra la relación entre tamaño y esfericidad. A. Segundo experimento; B. Tercer experimento.

mostrar que cuando el experimento se efectúa con guijarros del mismo tamaño, la esfericidad aumenta; pero cuando se lleva a cabo con guijarros de diámetros diferentes mezclados, tiende a decrecer como un resultado de la fragmentación producida por el impacto y al número de partículas asociadas, especialmente en los tamaños pequeños.

d) La fragmentación aumenta la rata de cambio de esfericidad, y poco la de redondez.

e) La rata de desgaste es proporcional al número y al tamaño de las partículas asociadas.

LA TEORIA ANALITICA DE LA ABRASION APLICADA AL PRESENTE EXPERIMENTO

KRUMBEIN¹⁰, al prestar atención especialmente a la abrasión tuvo la oportunidad de desarrollar una teoría analítica, y dar expresiones matemáticas para las relaciones tamaño-distancia, redondez-distancia y esfericidad-distancia. El autor quiere hacer notar la aplicabilidad de esta teoría a su experimento.

Curvas de tamaño. Las siete curvas de tamaño en nuestros tres experimentos presentan un decrecimiento de sus valores iniciales, el cual se hace menos fuerte a medida que la distancia aumenta. Este hecho, ciertamente concuerda con la teoría, y según estas bases o principios, sugiere una relación geométrica.

Todas las curvas de tamaño fueron dibujadas en papel semilogarítmico, y dieron líneas rectas. Por lo tanto, se puede generalizar y decir que su relación es exponencial.

Esto indica que la relación del tamaño esencialmente se aproxima a la ley de Sternberg, y que es posible expresar esta propiedad, como lo hizo KRUMBEIN, por medio de la siguiente ecuación:

$$r = r_0 e^{-a_1 s}$$

Donde:

r = cambio del tamaño con respecto a la distancia

r_0 = tamaño inicial

e = base de los logaritmos naturales, igual a 2.7182

a_1 = coeficiente de reducción de tamaño

s = distancia

El signo (—) indica que el tamaño decrece.

Curvas de redondez. Todas las siete curvas muestran un aumento rápido al comienzo del experimento, y luego la rata de aumento disminuye. Esto en realidad sugiere una relación geométrica, pero las pruebas gráficas llevadas a cabo hacen ver que hay una desviación muy marcada en todas ellas, de una línea recta, lo que hace concebir la idea de que por lo menos dos funciones exponenciales intervienen en el desarrollo para producir el resultado observado.

KRUMBEIN formuló una ecuación diferencial que llena los requisitos con respecto a estas curvas. Esta ecuación es la siguiente:

$$P = P_0 (1 - e^{-a_2 s}) + P_1 e^{-a_2 s}$$

Esta ecuación es el caso general, en donde:

P = redondez

P₀ = redondez límite

P₁ = redondez inicial

e = base de los logaritmos naturales, 2.7182

a₂ = coeficiente de redondez (una constante de proporcionalidad)

s = distancia.

Curvas de esfericidad. Debido al cambio pequeño y dudoso de la esfericidad, en los experimentos del autor, él no obtiene conclusiones relativas a ella.

BIBLIOGRAFIA

- ¹ A. DAUBREE.—*Études Synthétiques de Géologie Expérimentale*, Vol. I (París: Dunod, 1879).
- ² C. K. WENTWORTH.—“A Laboratory and Field Study of Cobble Abrasion”. *Jour. Geol.*, Vol. XXVII (1919), pp. 507-22; “The Shape of Pebbles”, *U. S. Geol. Surv. Bull.* 730 (1922), pp. 103-14; “Pebble Wear on the Jarvis Island Beach”, *Washington University Studies Sci. and Tech.* N° 5 (1931), pp. 11-37.
- ³ G. E. ANDERSON.—“Experiments on the Rate of Wear of Sand Grains”, *Jour. Geol.*, Vol. XXXIV (1926), pp. 144-58.
- ⁴ P. MARSHALL.—“The Wearing of Beach Gravels”, *Trans. New Zealand Inst.*, Vol. LVIII (1927), pp. 507-32; “Colloids Substances Formed by Abrasion”, *ibid.*, Vol. LX (1929), pp. 324-65.
- ⁵ ARTHUR B. COZZENS.—“Rate of Wear of Common Mineral”. *Washington University Studies Sci. and Tech.* N° 5 (1931) 71-80.
- ⁶ A. SCHOLITSCH.—“Über die Verkleinerung der Geschiebe in Flussläufen”, *Sitzungsber d. Akad. d. Wissensch. in Wien*, Vol. CXLII, Part. II (1933), pp. 343-66. *Über Schlepplkarft und Geschiebebewegung* (Leipzig, 1914), p. 12.
- ⁷ GEORGE A. THIEL.—“The Relative Resistance of Abrasion of Mineral Grains of Sand Size”, *Jour. Sed.* Vol. X (1940), N° 3, 103-23.
- ⁸ W. C. KRUMBEIN.—“The Effects of Abrasion on the Size, Shape and Roundness of Rock Fragments”, *Jour. Geol.*, Vol. XLIX (1941), 482-520.
- ⁹ KRUMBEIN.—“Measurement and Geological Significance of Shape and Roundness of Sedimentary Particles”, *Jour. Sed. Petr.*, Vol. II, N° 2 (1941), pp. 64-72.
- ¹⁰ KRUMBEIN.—“Sediments and Exponential Curves”, *Jour. Geol.*, Vol. XLV (1937), pp. 577-601.
- ¹¹ KRUMBEIN, “The Effects of Abrasion on the Size, Shape and Roundness of Rock Fragments”, *op. cit.*, pp. 482-520.
- ¹² F. J. PETTIJOHN AND A. C. LUNDAHL.—“Shape and Roundness of Lake Erie Beach Sands”, *Jour. Sed. Petr.* Vol. 13, N° 2, pp. 67-78.
- ¹³ R. DANA RUSSELL AND R. E. TAYLOR.—“Roundness and Shape of Mississippi River Sands”, *Jour. Geol.*, Vol. XLV (1937), pp. 225-67.
- ¹⁴ GEORGE A. THIEL.—“The Relative Resistance to Abrasion of Mineral Crains of Sand Size”, *op. cit.*

BOLETIN GEOLOGICO

CONTENIDO DE LOS VOLUMENES ANTERIORES

Año I, 1953. — Volumen I

*Número 1. Enero **

HUBACH, ENRIQUE. — Yacimientos de mineral de hierro, de carbón y de caliza en Colombia, como base de la industria siderúrgica.

BUENO, JESÚS A. — Informe sobre algunos yacimientos calcáreos de posible aplicación para producir cal agrícola, para el Departamento de Nariño.

Número 2. Febrero

SUESCÚN, DARÍO. — Contribución al conocimiento de la Geología Económica del Tolima.

Número 3. Marzo

HUBACH, ENRIQUE. — Estado actual de la exploración de fosfatos en Colombia.

SARMIENTO SOTO, ROBERTO. — Fosfatos en el Páramo de Pisba. Municipio de Socotá, Departamento de Boyacá.

SUÁREZ, VICENTE. — Comisión Geológica de la Guajira (fosfatos).

SARMIENTO ALARCÓN, ALBERTO. — Comisión a la Isla de Malpelo.

SARMIENTO ALARCÓN, ALBERTO. — Fosfatos en los ríos Catatumbo y Orú.

HUBACH, ENRIQUE. — Informe de las labores del Servicio Geológico en el mes de febrero de 1953.

Número 4. Abril

WOKITTEL, ROBERTO y LÓPEZ, JAIME. — Estudios mineros y geológicos del Guavío y de los Farallones de Medina. Cundinamarca.

NELSON, HANS WOLFGANG. — Estudio petrográfico de cinco rocas provenientes de las cabeceras del río Humea Chico.

HUBACH, ENRIQUE. — Labores del Servicio Geológico Nacional en marzo de 1953.

Número 5. Mayo

HUBACH, ENRIQUE. — Carbón del Páramo del Almorzadero y carbón y fuentes de agua-sal de Molagavita en el Departamento de Santander.

WOKITTEL, ROBERTO. — Aspectos del yacimiento de caliza en la Hoya del Cobre, Páramo de Sumapaz, al sur de Bogotá.

HUBACH, ENRIQUE. — El yacimiento de cinabrio de “La Esperanza”. Municipio de Salamina, Departamento de Caldas.

BUENO, JESÚS A. — La región metalífera de San Joaquín, Municipio de Mercaderes, Departamento del Cauca.

HUBACH, ENRIQUE. — Labores del Instituto Geológico Nacional en el mes de abril de 1953.

Números 6, 7. Junio y julio

DIEZEMANN, WOLFGANG y LÓPEZ, JAIME. — Consideraciones sobre la hidrogeología oficial.

DIEZEMANN, WOLFGANG. — Abastecimiento de agua para el Municipio de Chía.

DIEZEMANN, WOLFGANG. — El problema de agua potable para la urbanización nueva en la isla del Morro. Municipio de Tumaco, Departamento de Nariño.

DIEZEMANN, WOLFGANG. — El posible abastecimiento de Tumaco y de la urbanización nueva, en la isla del Morro con agua de dunas y de lluvias.

DIEZEMANN, WOLFGANG. — Posibilidades geohidrológicas para la construcción de un acueducto de aguas subterráneas en Sincelejo, y algunas observaciones en Corozal y Tolú, Departamento de Bolívar.

MONTENEGRO, BRAULIO C. — Estudio sobre algunas aguas minerales de Nariño.

BUENO, JESÚS A. — Labores del Instituto Geológico Nacional en el mes de mayo de 1953.

Números 8, 9 y 10. Agosto, septiembre, octubre

VAN DER HAMMEN, THOMAS. — Informe preliminar sobre los yacimientos de carbón de Quinchía-Río Sucio, Departamento de Caldas.

SARMIENTO, ALBERTO. — Comisión para localizar caliza en el Departamento del Cauca.

SANDOVAL, JOSÉ. — Yacimientos de diatomita en el Valle del Cauca.

Números 11 y 12. Noviembre-diciembre

SARMIENTO, ALBERTO y ARCE, MARINO. — Estudio de carbón en la región del Bajo Cauca.

SARMIENTO, ALBERTO y SANDOVAL, JOSÉ. — Comisión Geológica de San Andrés y Providencia.

SARMIENTO, ALBERTO. — Prospección de yacimientos de cobre, plomo y zinc (Departamento del Tolima).

Año II, 1954. — Volumen II

BÜRGL, HANS. — El Cretáceo Inferior en los alrededores de Villa de Leiva, Boyacá.

BÜRGL, HANS y DUMIT, YOLANDA. — El Cretáceo Superior en la Región de Girardot.

VAN DER HAMMEN, THOMAS. — El desarrollo de la flora colombiana en los períodos geológicos. 1. Maestrichtiano hasta Terciario más Inferior

(una investigación palinológica de la Formación Guaduas y equivalentes).

SALAS, GUILLERMO P. — Fotogeología y su aplicación a la exploración petrolera (tomado del "Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros". Vol VI. Nos. 1-2).

Número 2. Mayo-septiembre

VAN DER HAMMEN, THOMAS. — Principios para la nomenclatura palinológica sistemática.

Año 1955. — Volumen III

*Número 1. Junio **

BÜRGL, HANS, BARRIOS M., MARGOTH y RÖSTROM, A. M. — Micropaleontología y estratigrafía de la sección Arroyo Saco, Departamento del Atlántico.

Número 2. Septiembre

BÜRGL, HANS. — El anticlinal de Apulo.

BÜRGL, HANS. — La Formación Guadalupe entre Tabio y Chía en la Sabana de Bogotá.

BÜRGL, HANS. — *Globorotalia fohsi* en la Formación de Usme.

Número 3. Diciembre

BUENO, JESÚS A. — Yacimientos de uranio y otros metales en la región de La Baja, Municipio de California, Departamento de Santander.

ANEXO 1

NELSON, WOLFGANG H. — Examen petrográfico de las muestras radioactivas procedentes de California, La Baja, Santander.

ANEXO 2

ATOMIC ENERGY COMMISSION OF U.S.A. — Estudios mineralógicos realizados en los laboratorios de la "Atomic Energy Commission de Estados Unidos", sobre muestras uraníferas de la región de La Baja, Santander.

ANEXO 3

BUENO, JESÚS A. — Estudios preliminares de tratamiento del mineral urano-argentífero de San Celestino.

Año 1956. — Volumen IV

Número 1. Abril

BÜRGL, HANS. — Catálogo de las amonitas de Colombia. Parte I, Pulchellidae.

Números 2-3. Agosto, diciembre

BÜRGL, HANS. — La variabilidad de la amonita Dufrenoya Texana Burckhardt.

VAN DER HAMMEN, THOMAS. — Nomenclatura palinológica sistemática. A palynological systematic nomenclature.

VAN DER HAMMEN, THOMAS. — Descripción de algunos géneros y especies de polen y esporas fósiles.

Description of some genera and species of fossil pollen and spores.

Año 1957. — Volumen V

Número 1. Enero-abril

LÓPEZ CASAS, JAIME. — Resultados prácticos de los trabajos de la Sección de Hidrogeología del Instituto Geológico Nacional en tres años de labores.

LÓPEZ, JAIME. — Bibliografía de los estudios referentes a aguas subterráneas, que pueden ser consultados en el Instituto Geológico Nacional.

DELGADO, CARLOS I. — Química de las aguas subterráneas y su importancia desde el punto de vista de potabilidad e higiene.

LÓPEZ, JAIME. — El ensayo de bombeo en las captaciones de agua subterránea.

DIEZEMANN, WOLFGANG y DELGADO, CARLOS I. — Aprovechamiento del depósito de agua subterránea dulce en la Isla de San Andrés.

DELGADO, CARLOS I. — Calidad del agua en el acueducto de "El Centro". Barrancabermeja, Departamento de Santander.

DELGADO, CARLOS I. — Calidad del agua en el acueducto de San Antonio de California, Departamento de Santander.

Número 2. Mayo-agosto

VAN DER HAMMEN, THOMAS. — Periodicidad climática y evolución de floras suramericanas del Maestrichtiano y del Terciario.

Climatic Periodicity and evolution of South American Maestrichtian and Tertiary Floras.

HUBACH, ENRIQUE. — Estratigrafía de la Sabana de Bogotá y alrededores.

BÜRGL, HANS. — Biostratigrafía de la Sabana de Bogotá y sus alrededores.

VAN DER HAMMEN, THOMAS. — Estratigrafía palinológica de la Sabana de Bogotá. (Cordillera Oriental de Colombia).

Número 3. Septiembre-diciembre

WOKITTEL, ROBERTO. — Problemas de la Geología Económica de Colombia.

WOKITTEL, ROBERTO. — Bosquejo geográfico y geológico de la Sierra Nevada de Santa Marta y la Serranía de Perijá.

WOKITTEL, ROBERTO. — La formación cuprífera de la Serranía de Perijá. (Intendencia de la Guajira y Departamento del Magdalena).

Año 1958. — Volumen VI

Número 1-3. Enero-diciembre

- PABA, FERNANDO y VAN DER HAMMEN, THOMAS. — Sobre la geología de la parte sur de La Macarena.
- MANJARRES, GILBERTO. — Calizas en el Departamento del Cauca.
- MANJARRES, GILBERTO. — Minerales de hierro en Cerros Chancos, Municipio de Dagua, Departamento del Valle del Cauca.
- VAN DER HAMMEN, THOMAS. — Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continental, y tectogénesis de los Andes colombianos.
- BÜRGL, HANS. — Geología de la Península de la Guajira.
- BÜRGL, HANS. — El Jurásico e Infracretáceo del río Batá, Departamento de Boyacá.
- BARRIOS M., MARGOTH — Algunos moluscos del Terciario Medio de Colombia.

Año 1959. — Volumen VII

Números 1-3, Enero-diciembre

- BÜRGL, HANS. — Contribución a la estratigrafía y litogénesis de la Isla de San Andrés.
- DE LA ESPRIELLA, RICARDO. — Investigaciones sobre caliza al oriente de la Sabana de Bogotá.
- RESTREPO, HERNÁN. — Reconocimiento de las minas de esmeraldas de Muzo, Departamento de Boyacá.
- BÜRGL, HANS. — Sedimentación cíclica en el Geosinclinal Cretáceo de la Cordillera Oriental de Colombia.
- WOKITTEL, ROBERTO. — Geología económica del Chocó. Bibliografía geológica-minera del Chocó.
- LÓPEZ JAIME. — Estudio hidrogeológico preliminar del norte del Departamento del Huila, con sugerencias para estudios definitivos.
- VAN DER HAMMEN, THOMAS. — Deposición reciente de polen atmosférico en la Sabana de Bogotá y alrededores.
- RESTREPO, HERNÁN. — Mina de carbón "La Vieja", Municipio de Zipaquirá, Departamento de Cundinamarca.

* Volúmenes que se encuentran agotados.